



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 393

**TRIVENTO**

a cura di

I. Sgrosso<sup>1</sup>, G. Naso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Università degli Studi di Napoli "Federico II"

<sup>2</sup> Protezione Civile Nazionale

Ente realizzatore:

**REGIONE MOLISE**



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

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

*Responsabile del Progetto CARG per la Regione Molise: R. B. Mastronardi*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

*Revisione scientifica:*

**R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papisodaro, P. Perini**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), S. Grossi**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**C. Cipolloni, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia (coord.), S. Grossi**

PER LA REGIONE MOLISE

*Coordinamento informatizzazione:*

**P. De Pari**

*Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:*

**P. De Pari**

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:*

**P. De Pari, Campobasso**

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DL PROGETTO CARG

**M.T. Lettieri** – Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

**S. Baranello** – Regione Molise – Servizio Geologico

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

## INDICE

### PREMESSA

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	<b>11</b>
1.	- STUDI PRECEDENTI.....	11
2.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	20
<b>II</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....	<b>25</b>
1.	- BIOSTRATIGRAFIA.....	28
2.	- UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO.....	31
2.1.	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI ( <b>ALV</b> , <b>ALV<sub>b</sub></b> , <b>ALV<sub>1</sub></b> , <b>ALV<sub>a</sub></b> ).....	31
2.2.	- FLYSCH NUMIDICO ( <b>FYN</b> ).....	34
2.3.	- MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE ( <b>MRD</b> ).....	35
2.4.	- FLYSCH DI SAN BARTOLOMEO ( <b>SBO</b> , <b>SBO<sub>a</sub></b> , <b>SBO<sub>b</sub></b> ).....	36
2.4.1.	- <i>Analisi petrografiche</i> .....	37
2.4.2.	- <i>Analisi sedimentologiche</i> .....	38
3.	- UNITÀ TETTONICA DI TUFILLO.....	45
3.1.	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI ( <b>ALV</b> , <b>ALV<sub>b</sub></b> ).....	45
3.2.	- MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE ( <b>MRD</b> ).....	46
3.3.	- FORMAZIONE DI TUFILLO ( <b>TFL</b> , <b>TFL<sub>a</sub></b> , <b>TFL<sub>b</sub></b> ).....	46
3.4.	- FLYSCH DI S. BIASE ( <b>FYB</b> , <b>FYB<sub>a</sub></b> ).....	48
4.	- UNITÀ TETTONICA DI AGNONE.....	49
4.1.	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI ( <b>ALV</b> , <b>ALV<sub>b</sub></b> ).....	49
4.2.	- CALCARENITI E CALCIRUDITI DI PIETRABBONDANTE ( <b>PBB</b> ).....	49
4.3.	- UNITÀ ARGILLOSO – MARNOSA: ARGILLE A ORBULINA ( <b>UAM<sub>3</sub></b> ).....	50
4.4.	- FLYSCH DEL MOLISE ( <b>MSO</b> , <b>MSO<sub>a</sub></b> ).....	51
5.	- UNITÀ TETTONICA DI FROSOLONE.....	53
5.1.	- CALCILUTITI DI FORESTA ( <b>CAF</b> ).....	54
5.2.	- FORMAZIONE DI COSTE CHIAVARINE ( <b>CCH</b> ).....	54
5.3.	- FORMAZIONE DI M. CALVELLO ( <b>VLO</b> ).....	55
5.4.	- FORMAZIONE DI MONACI ( <b>FMO</b> ).....	57
5.5.	- FORMAZIONE DI MACCHIAGODENA ( <b>GOD</b> ).....	59

5.6.	- UNITÀ ARGILLOSO–MARNOSA: ARGILLE A ORBULINA ( <b>UAM<sub>3</sub></b> ) (CFR. FORMAZIONE DI LONGANO LNG FOGLIO 405 “CAMPOBASSO”) .....	62
5.7.	- FLYSCH DEL MOLISE ( <b>MSO</b> ) .....	62
<b>III</b>	<b>- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI.....</b>	<b>65</b>
1.	- DEPOSITO PALUSTRE ( <b>e<sub>3</sub></b> ).....	65
2.	- PRODOTTO ELUVIALE ( <b>e<sub>6</sub></b> ) .....	65
3.	- DEPOSITO DI ORIGINE MISTA ( <b>i</b> ) .....	65
4.	- DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO ( <b>b<sub>nl</sub></b> ).....	66
5.	- DETRITO DI FALDA ( <b>a<sub>3</sub></b> ).....	66
6.	- COLTRE ELUVIALE-COLLUVIALE ( <b>b<sub>2</sub></b> ) .....	67
7.	- DEPOSITO ALLUVIONALE ( <b>b</b> ) .....	67
8.	- DEPOSITO DI FRANA ( <b>a<sub>1</sub></b> ) .....	68
<b>IV</b>	<b>- EVOLUZIONE STRUTTURALE.....</b>	<b>69</b>
1.	- UNITÀ TETTONICHE.....	69
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DEL SANNIO .....	70
3.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI TUFILLO .....	72
4.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI AGNONE.....	72
5.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI FROSOLONE .....	73
6.	- SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE .....	74
7.	- POSSIBILI RICOSTRUZIONI PALEOGEOGRAFICHE E PROBLEMI APERTI.....	76
<b>V</b>	<b>- GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>79</b>
1.	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO .....	79
2.	- LA MORFOGENESI CARSIKA .....	81
3.	- LA MORFODINAMICA FLUVIALE.....	81
4.	- LA MORFODINAMICA DI VERSANTE .....	82
<b>VI</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>85</b>
1.	- CENNI DI IDROGRAFIA .....	85
2.	- RISORSE IDRICHE .....	86
3.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVA.....	88

3.1.	- CAVE DI MONTE .....	88
3.2.	- CAVE DI PIANO.....	89
4.	- INSTABILITÀ DI VERSANTE E FRANE .....	90
5.	- SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA .....	101
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>		<b>103</b>
<b>ABSTRACT.....</b>		<b>115</b>
<b>LEGEND.....</b>		<b>118</b>

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## PREMESSA

Il Foglio 393-Trivento della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 305/89) tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Molise. L'area del Foglio 393-Trivento rientra nei fogli: n. 153 "Agnone", n. 154 "Larino", n. 161 "Isernia" e n. 162 "Campobasso" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e ricade quasi esclusivamente nelle provincie di Isernia e Campobasso (Regione Molise). Solo una modesta area a Nord, compresa tra le sponde sinistre del F. Sente e del F. Trigno, rientra nella Regione Abruzzo. Esso include la parte alta e media del corso del F. Trigno con i suoi principali affluenti, il T. Verrino, il F. Sente, il T. Vella ed il T. Rivo, e a SE il tratto della media valle del F. Biferno compresa tra Roccaspromonte e Limosano.

Storicamente la parte Nord-occidentale del foglio è denominata *area molisana* mentre la parte Sud-orientale *area sannita*; quindi, nei capitoli seguenti, si rispetterà in linea di massima questo tipo di denominazione storico-geografica.

Il rilevamento della carta geologica, effettuato sugli elementi della Carta Tecnica in scala 1:10.000 realizzata dal gruppo RTA - Rilievi Topografici Aerofotogrammetrici SPA - per la Regione Molise, Assessorato all'Urbanistica, Settore Pianificazione Territoriale ed Urbanistica, nel 1992 e qui riportato su cartografia topografica nazionale dell'IGM del 1954 in scala 1:25.000, è stato svolto tra gli anni 1999 e 2003 ed è basato essenzialmente sul criterio litostratigrafico.

Le unità cartografate sono state organizzate secondo la gerarchia classica (formazioni e membri) e sono state accorpate in differenti successioni e complessi, definiti sulla base di rapporti tettonici regionali e sulla presumibile evoluzione paleogeografica degli originali bacini sedimentari.

Le formazioni sono raggruppate in unità tettoniche alle quali sono stati attribuiti nomi informali legati alle aree del foglio in cui tali unità risultano meglio esposte. Sono state pertanto riconosciute quattro unità tettoniche principali: *Unità di Tuffillo*, *Unità di Agnone*, *Unità di Frosolone*, *Unità del Sannio*.

Sia durante i rilevamenti, che nelle fasi di revisione, per lo studio biostratigrafico sono state effettuate campionature nelle varie formazioni, a diverse altezze stratigrafiche, per meglio definire la biostratigrafia e la cronostratigrafia delle stesse unità. Sono state quindi individuate alcune sezioni di grande interesse, studiate in maniera più approfondita dagli analisti preposti. Per i litotipi disgregabili sono stati preparati dei lavati, per lo studio dei foraminiferi planctonici, e degli “*smear slide*”, per lo studio dei nannofossili calcarei. Per i litotipi calcarei non disgregabili lo studio biostratigrafico è stato svolto su sezioni sottili di roccia, utilizzando essenzialmente i macroforaminiferi bentonici e, quando possibile, i foraminiferi planctonici. E’ stata eseguita inoltre una dettagliata analisi di facies sulla successione arenacea affiorante prevalentemente nei dintorni di Bagnoli del Trigno (Flysch di S. Bartolomeo *Auctorum*), ed è stata anche eseguita un’analisi composizionale di numerosi campioni di areniti prelevate nelle successioni altomioceniche del Flysch di Agnone *Auctorum* e del Flysch di S. Bartolomeo *Auctorum*, al fine di stabilire la provenienza dei clasti. Sono state effettuate da specialisti ricerche sui depositi quaternari e sull’evoluzione geomorfologica dell’area.

E’ stata condotta, infine, un’analisi strutturale, sia a scala dell’affioramento sia a scala regionale, che ha permesso di caratterizzare, dal punto di vista geometrico e cinematico, i vari elementi tettonici e i rapporti tra le unità strutturali.

Il coordinamento generale del Foglio per conto della Regione Molise è stato tenuto dal Dott. Renato Bruno Mastronardi, Responsabile del Progetto, con la collaborazione del Dott. Sergio Baranello (a partire dal gennaio 2004), Responsabile del Servizio Geologico Regionale.

Il coordinamento scientifico è stato tenuto dal Prof. Antonello Angelucci sino al 03.02.2000 e dal Prof. Italo Sgrosso a partire dal 15.09.2000.

La direzione del rilevamento è stata eseguita dal Prof. Italo Sgrosso sino al 15.09.2000 e dal Dott. Giuseppe Naso a partire dal 16.09.2000.

Il Foglio è stato rilevato dai dottori: Ileana Corbi, Daniela De Silvio e Gaetano Robustelli.

L’analisi strutturale del Foglio è stata effettuata dal Dott. Pasquale Robustini.

Le analisi petrografiche sono state eseguite dal Prof. Salvatore Critelli.

L’analisi di facies è dovuta al Prof. Salvatore Milli.



Le analisi biostratigrafiche attraverso lo studio dei coccoliti sono dovute alla Prof.ssa Ornella Amore e alla Dott.ssa Simona Morabito.

Le analisi biostratigrafiche attraverso lo studio dei foraminiferi planctonici sono dovute alla Dott.ssa Rosanna Maniscalco

Le analisi biostratigrafiche attraverso lo studio di campioni di roccia in sezione sottile sono state eseguite dal Dott. Mariano Parente.

L'analisi dei depositi quaternari e la loro rappresentazione cartografica è dovuta, oltre che ai rilevatori, ai Dott.ri Pietro Ciro Aucelli e Fabio Ravera.

La redazione delle note illustrative è dovuta al Dott. Giuseppe Naso, che ha utilizzato i contributi dei rilevatori e degli esperti interessati.

Le considerazioni sulla sismicità e pericolosità sismica sono dovute al Dott. Giuseppe Naso.

Le considerazioni geomorfologiche sono dovute al Dott. Pietro Aucelli, con la collaborazione dei Dott.ri: Gaetano Robustelli e Fabio Scarciglia, e della Prof.ssa Carmen M. Rosskopf.

Le considerazioni sulla instabilità dei versanti sono dovute al Dott. Pietro Aucelli con la collaborazione della Dott.ssa Ileana Corbi ed alla Prof.ssa Carmen M. Rosskopf.

Le notizie sulle cave e miniere sono dovute al Dott. Renato Bruno Mastronardi.

Le notizie sull'idrografia e sulle risorse idriche sono dovute al Dott. Nicola Scapillati con la collaborazione del Dott. Gino Cardarelli.

L'informatizzazione del foglio è dovuta al Dott. Pierfederico De Pari, Operatore Geologo per l'informatizzazione, con la supervisione dell'Arch. Marcello Vitiello, responsabile dell'informatizzazione per la Regione Molise.

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

### 1. - STUDI PRECEDENTI

In questo capitolo ed in quelli che seguono sono riportati in corsivo, oltre che le parole straniere, i nomi formazionali, quelli indicativi di aree geografiche tipiche, di unità tettoniche, di unità paleogeografiche e altro, così come riportati nei testi originali. Lo stile corsivo sostituisce quindi a tutti gli effetti il termine “*Auctorum*” (es. “*Argille Varicolori*”, invece di “*Argille Varicolori Auctorum*”).

#### **Studi geologici**

I primi studi geologici dell’area del Foglio 393-Trivento riguardano la descrizione delle formazioni prevalentemente detritiche e i loro rapporti con quelle carbonatiche che costituiscono i massicci mesozoici abruzzesi.

SACCO (1908) elabora una carta geologica dell’Appennino centro-meridionale nella quale suddivide i terreni affioranti in:

- formazione argilloso-scistosa, nella zona di Trivento e Salcito;
- terreni miopliocenici, nell’area di Agnone-Castelverrino, lungo la valle del F. Trigno e tra Carovilli e Frosolone;
- terreni eocenici nel resto dell’area.

SCARSELLA (1957) considera autoctone le formazioni prevalentemente detritiche, affioranti nel Foglio 393-Trivento, e le attribuisce all’intervallo stratigrafico Cretacico superiore-Miocene inferiore, cronologicamente corrispondente alla massima parte della lacuna stratigrafica che ha preceduto la trasgressione miocenica.

SELLI (1957), in un ampio quadro della geologia dell’Italia meridionale, individua nel Molise e nel Sannio due coltri di scivolamento gravitativo (*coltri*

*molisane* e *coltri sannitiche*) che riempiono un'avanfossa di età miocenica, compresa fra una catena sudappenninica carbonatica paleoautoctona ad Ovest ed un'avampese apulo-garganico ad Est. SELLI (1962) descrive le *coltri molisane* costituite, alla base, da terreni caotici al cui interno sono presenti "zolle inglobate di origine alloctona" (calcari organogeni a Rudiste, calcareniti a Nummuliti, formazione di Casoli, flysch marnoso-arenaceo, calcari e gessi della formazione gessoso-solfifera). Verso l'alto le coltri sono rappresentate dal *Mesoautoctono Tufillo-Agnone* al cui interno vengono riconosciute due successioni: una calcarea (*Formazione di Tufillo*) ed una flyschoida marnoso-arenacea (*Formazione di Agnone*). Le *Coltri molisane*, infine, sono sormontate tettonicamente dalle *Coltri sannitiche*.

SIGNORINI (1957) sottolinea le differenze esistenti tra le «argille scagliose» dell'Appennino emiliano, prevalentemente cretache ed alloctone, da quelle del Molise e Sannio, prevalentemente oligo-mioceniche e considerate autoctone, anche se tettonicamente smembrate e dislocate, citando in particolare la zona ad Est di Campobasso per importanti osservazioni.

Negli studi svolti in occasione della stesura della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, foglio Campobasso (BENEO, 1956; JACOBACCI & MARTELLI, 1957), gli Autori attribuiscono le formazioni mioceniche della *Depressione molisano-sannitica* ad un unico ciclo post-orogenco, successivo ai terreni della trasgressione miocenica affioranti sui circostanti massicci carbonatici mesozoici. Gli Autori distinguono un *Flysch*, derivante da accumuli per torbida, dalle *Argille Varicolori*, attribuite ad intercalazioni dovute ad episodi di sedimentazione "normale".

IPPOLITO *et al.* (1956) studiano i sedimenti dell'alta valle del F. Trigno dove riconoscono terreni appartenenti a due facies diverse: una prevalentemente calcarea, che datano al Miocene inferiore, corrispondente alle *Argille Variegatae*, ed una conglomeratico-arenacea, di età medio-miocenica, più francamente flyschoida. Gli stessi Autori distinguono un *flysch calcareo-marnoso* affiorante nei Monti della Daunia (Miocene superiore), un *flysch marnoso-arenaceo*, coevo con il precedente, affiorante nella zona di Agnone, ed un *flysch argilloso-calcareo*, in cui comprendono i terreni delle già citate *Argille Variegatae*.

SIGNORINI & DEVOTO (1962) individuano nella *Formazione della Montagnola*, affiorante al margine Sud-occidentale del Foglio 393-Trivento, una successione autoctona continua dal Cretaceo superiore al Tortoniano.

CROSTELLA & VEZZANI (1964), studiando i terreni affioranti nell'Appennino foggiano, parte più orientale del Foglio 393-Trivento, riconoscono un alloctono indifferenziato (*Argille Variegatae*) e dividono, con criteri formazionali, i sedimenti flyschoidi sovrastanti in due facies di età miocenica: una calcareo-marnosa (*flysch di Faeto*) ed una arenaceo-marnosa (*flysch di S. Bartolomeo*);

gli stessi Autori distinguono poi in sequenza una successione tortoniana (*Marne del Toppo Capuana*) da una evaporitica messiniana (*Evaporiti di M. Castello*) a cui segue la successione dei terreni pliocenici.

ORTOLANI *et al.* (1975) riconoscono, nell'Appennino molisano-sannitico, sedimenti quarzoarenitici, correlabili con quelli del «Flysch Numidico», alla base delle successioni arenacee e calcaree delle «Unità Iripine», estendendone gli affioramenti fin oltre il F. Biferno.

TORTORICI (1975) studia il *flysch di S. Bartolomeo*, cui attribuisce un'età Serravalliana, nell'area compresa tra il F. Trigno e Benevento. Successivamente, LANZAFAME & TORTORICI (1976) studiano la geologia del medio e basso bacino del F. Biferno, allargando lo studio del *flysch di S. Bartolomeo* ai suoi rapporti con le formazioni circostanti ed elaborando una carta geologica in scala 1:50.000.

SGROSSO (1978) descrive un contatto stratigrafico tra le *Arenarie di Frosolone* altomioceniche ed i calcari mesozoici del Matese in più località nei dintorni di Boiano e deduce l'inserimento tettonico, durante la sedimentazione, di una porzione del massiccio calcareo nella porzione superiore del bacino molisano. Lo studio dei complessi rapporti stratigrafici e tettonici tra i depositi del Matese e quelli del *Bacino Molisano*, corredato di nuovi dati biostratigrafici derivanti anche dallo studio dei sedimenti del Miocene superiore affioranti nel Matese orientale e nel Matese Nord-occidentale, porta alle conclusioni che il massiccio del Matese è costituito da più unità tettoniche derivanti dalla deformazione di differenti domini paleogeografici (CIAMPO *et al.*, 1984; CIAMPO *et al.*, 1987; AMORE *et al.*, 1988; AMORE, 1992; SGROSSO, 1996, 1998).

CIARANFI *et al.*, (1978, 1980), a seguito di uno studio stratigrafico e dell'analisi di facies dei sedimenti terrigeni ed evaporitici della successione molisana, ricostruiscono l'evoluzione della parte esterna del *Bacino Molisano* che, nel Langhiano superiore - Serravalliano superiore, è sede della sedimentazione di un deposito prevalentemente calcareo (*flysch di Faeto*). Dalla fine del Serravalliano la sedimentazione evolve verso emipelagiti di scarpata continentale (*marne del Toppo Capuana*), depostesi fino al verificarsi della crisi di salinità. Nel Messiniano, da un ambiente di bacino profondo, si passa ad un ambiente di bacino di tipo euxinico con scarsa ossigenazione e sedimentazione di fanghi ricchi di sostanza organica (diatomiti ed argille bituminose). La successiva sedimentazione evaporitica indica la chiusura del *Bacino Molisano* con il completo disseccamento di buona parte di esso.

CLERMONTÈ & PIRONON (1979), nella descrizione dell'originario collegamento paleogeografico tra il settore NW del Matese settentrionale ed il dominio della Montagnola di Frosolone (parte Sud-occidentale del Foglio 393-Trivento), forniscono una dettagliata stratigrafia delle formazioni cretaco-paleogeniche e riconoscono in quest'area l'appoggio dei depositi di rampa carbonatica, del Cretacico superiore - Paleogene, sui depositi di scarpata, non più antichi del Dogger.

SGROSSO (1983), sulla base di conoscenze di carattere regionale e di dati stratigrafici derivanti dallo studio dei depositi miocenici affioranti nei dintorni di Macchiagodena e Frosolone, ipotizza che i terreni carbonatici di piattaforma individuati in perforazione al di sotto dei depositi del *Bacino Molisano* (PIERI, 1966) appartengano ad una nuova piattaforma carbonatica non affiorante in Molise.

SGROSSO *et al.* (1988b) e AMORE (1992), studiando l'inizio della sedimentazione silicoclastica nell'area di Agnone (Vallone Zelluso e bivio per Castelverrino), nei dintorni di Macchiagodena (S. Elena) ed infine nei dintorni di Longano e di Gallo nel Matese Nord-occidentale, datano al Messiniano inferiore l'inizio della sedimentazione silicoclastica nel *Bacino Molisano*, a differenza di quanto riscontrato nell'area del Matese orientale, nel quale tale inizio è attribuito in un primo momento al Tortoniano inferiore (CIAMPO *et al.*, 1987) e successivamente al Tortoniano medio-superiore (PATACCA *et al.*, 1992c).

SGROSSO (1988a, 1995, 1996) distingue diversi depositi bacinali, autoctoni o con diverso grado di alloctonia, affioranti nel *Bacino Molisano*. L'Autore riconosce infatti materiali di un bacino pelagico «interno» (*Unità Sicilidi ed Unità affini*), costituiti da argille grigio piombo molto tettonizzate che contengono pezzame di varia natura (calcareni, calcilutiti, arenarie, marne) ed olistoliti più o meno estesi, e depositi di un bacino pelagico «esterno», rappresentati da argille grigio piombo con frequenti intervalli verdi e rossi, contenenti livelli talora lentiformi di breccie calcaree, calcareniti e calcilutiti con strati di selce dai colori particolarmente vivaci (Vallone Zelluso).

PATACCA *et al.* (1990, 1992a, 1992b), in uno studio dei depositi silicoclastici trasgressivi sulle successioni dell'Appennino centro-meridionale, riconoscono nelle *Unità Molisane* quattro differenti unità tettoniche (dall'«interno» verso l'«esterno»: *Unità di Frosolone, Unità di Agnone, Unità di Tufillo e Unità della Daunia*), la cui base è costituita da argille radiolaritiche rosse e verdi con marne rosse e calciruditi detritiche. Le unità tettoniche Tufillo, Agnone e Frosolone sono segnalate affioranti nel Foglio 393-Trivento. Gli Autori inoltre attribuiscono il *flysch di Faeto*, sormontato dalle *marne del Toppo Capuana*, all'*Unità della Daunia* che, talora (ad es. lungo il F. Biferno), si chiude con un complesso caotico costituito da argille che inglobano masse di gesso. Datano al Messiniano inferiore l'*Unità di Tufillo* lungo la valle del Trigno e caratterizzano con datazioni (Messiniano inferiore) e sezioni tipo l'*Unità di Agnone* lungo il T. Verrino, a Poggio Sannita e lungo il T. Sente. Per quanto riguarda il *flysch di S. Bartolomeo* riconoscono una “sequenza” deposta in quello che, con termini moderni, oggi chiameremmo “bacino di *piggy back*” durante le fasi di strutturazione plioceniche della catena. Al di sopra di tutti i depositi molisani gli

Autori riconoscono una *Falda sannitica* che si spinge fino ai margini del Matese e della Montagnola di Frosolone ad Ovest ed al corso del F. Trigno a Nord, con una finestra tettonica in corrispondenza dell'asse S. Biase-Schiavi d'Abruzzo in cui affiora l'unità sottostante (*Unità di Tufillo*).

SGROSSO (1998), utilizzando il criterio di differenziare i domini paleogeografici sulla base della diversa età della prima comparsa del detrito silicoclastico e dello studio delle facies esistenti prima della deformazione miocenica, descrive numerose sezioni della catena centro-Sud-appenninica a partire da quelle più interne nel Cilento per finire a quelle più esterne che interessano appunto il Molise e l'Abruzzo (Matese Nord-occidentale, Vallone Zelluso nei pressi di Castelverrino e M. S. Michele nelle Mainarde). Anche sulla base di questi nuovi dati viene confermato il modello molto articolato di paleogeografia presentato in precedenza (SGROSSO, 1986, 1988b; SANTO & SGROSSO, 1987; ecc.).

PAGLIARO (1999) presenta uno studio dettagliato di sezioni stratigrafiche appartenenti alla *Falda sannitica*. Le successioni studiate sono di età compresa tra il Campaniano *p.p.* e il Serravalliano.

BOIANO (2000) definisce la *Formazione di San Bartolomeo* come un deposito di *thrust-related basin* del Miocene superiore ed evidenzia una forte correlazione con la *Formazione di Gorgoglione* (SELLI, 1962).

SCROCCA *et al.* (1995), sulla base di elementi geologico-strutturali, riconoscono un primo evento compressivo nel Messiniano inferiore il cui stile deformativo comprende lo sviluppo di sovrascorrimenti minori e di strutture plicative. Nell'intervallo Messiniano superiore - Pliocene inferiore si enuclea un sovrascorrimento a carattere regionale che si estende dai Monti Simbruini-Ernici fino al bordo NW della Montagnola di Frosolone (in accordo con NASO *et al.*, 1995); verso Est tale margine risulta sepolto al di sotto dell'*Unità Sannitica*. La propagazione del sovrascorrimento, secondo SCROCCA *et al.*, (1995), si è realizzata quando il fronte della compressione è già migrato verso settori più esterni (PATACCA *et al.*, 1992a), pertanto esso può essere considerato "fuori-sequenza".

SCROCCA & TOZZI (1999) riconoscono oltre al *thrust sheet* Simbruini - Frosolone, di importanza regionale, anche il *thrust-sheet* pliocenico Marsica-Molise, la cui parte superiore corrisponde ai depositi silicoclastici messiniani (*Unità Molisane* in PATACCA *et al.*, 1992a). Nello schema proposto le *Unità Molisane*, che ricoprono unità tettoniche più esterne, sono sovrascorse dall'*Unità di Frosolone*. La *Falda sannitica* rappresenta l'unità tettonica in posizione strutturale più elevata, in accordo con PATACCA *et al.* (1990).

Attraverso esperimenti di modellizzazione analogica CORRADO *et al.* (1998a) riproducono la deformazione del dominio paleogeografico del *Bacino Molisano*, dimostrando che le *Argille Varicolori*, che caratterizzano la base dei depositi di bacino pelagico, favoriscono una rapida propagazione della deformazione nell'unità tettonica di cui costituiscono il livello di scollamento, non

permettendo la formazione di un cuneo orogenico con spessori particolarmente pronunciati.

DI LUZIO *et al.* (1999), con analisi di tipo mesostrutturale, riconoscono due insiemi di deformazioni compressive, che riflettono la diversa orientazione delle macrostrutture. Gli Autori giustificano infatti la presenza di strutture orientate in senso antiappenninico con una rotazione in senso antiorario delle strutture preesistenti, a partire da una originaria disposizione appenninica. Tale rotazione sarebbe dovuta alla propagazione del *thrust sheet* Simbruini-Frosolone (SCROCCA & TOZZI, 1999).

PESCATORE *et al.* (2000) studiano il settore orientale dei Monti del Sannio esaminando i lineamenti stratigrafico strutturali del *flysch di San Bartolomeo*.

L'assetto tettonico delle falde molisane, già ipotizzato da SGROSSO (1988b) che riconosceva strutture di avanzamento alternate a retroaccavallamenti, viene ulteriormente precisato da studi a carattere geologico-strutturale (con dati ricavati da profili sismici, pozzi petroliferi e analisi di foto aeree) di DI BUCCI (1995a, 1995b) e DI BUCCI *et al.* (1999) nell'area di Agnone, di CORRADO *et al.* (1997a, 1997b, 1998a, 1998b) nell'area di Agnone e della Montagnola di Frosolone, DI BUCCI *et al.* (1999) in tutta l'area molisana e di CALABRÒ *et al.* (2003) sui rapporti tra la falda molisano-sannitica e il Matese.

CASTELLANO & SGROSSO (2001, 2006) sulla base di dati stratigrafici e petrografici distinguono in una vasta zona del Molise e del Sannio la presenza, tra i terreni attribuiti in precedenza al bacino di Lagonegro, di tre differenti tipi di successioni bacinali del tipo *Argille Varicolori*: una di provenienza paleogeografica interna (*Sicilidi*), una effettivamente legata al *Bacino di Lagonegro (Flysch Rosso o Unità Sannitica)* ed una terza, ancora più esterna, legata invece al *Bacino Molisano (argille varicolori molisane)*. Il *flysch di S. Bartolomeo* affiorante nella sua sezione tipo, poiché poggia in discordanza su depositi di origine interna, potrebbe avere un differente significato e una differente età rispetto a quello molisano che poggia invece su depositi più esterni.

### **Studi geomorfologici e morfo-evolutivi**

I primi studi a carattere geologico-geomorfologico di una certa completezza, che interessano l'area del Foglio 393-Trivento, riguardano la media e bassa valle del F. Biferno. Sono gli studi di LANZAFAME & TORTORICI (1976) e di FRAZZETTA & LANZAFAME (1977) che analizzano rispettivamente gli aspetti geologici e geomorfologici del medio e basso bacino del fiume Biferno, escludendo quindi la parte alta del bacino caratterizzata dalla presenza dei rilievi carbonatici del massiccio del Matese e da una morfologia tipicamente montuosa. In questi studi il bacino del F. Biferno viene diviso in due settori: un primo settore, posto a monte della linea che congiunge gli abitati di Guglionesi e di



Montorio nei Frentani, che comprende parte dell'area del Foglio 393-Trivento, ed un altro settore posto a valle della stessa congiungente. Quest'ultimo settore è caratterizzato dalla presenza di una estesa monoclinale degradante verso l'Adriatico cui si associa un paesaggio dalla morfologia molto dolce. Il primo settore, invece, risulta essere fortemente condizionato, nei suoi aspetti morfologici, dalle variabili caratteristiche geologico-strutturali ed, in particolare, dalla resistenza all'erosione dei terreni affioranti. Laddove, infatti, affiorano i termini argilloso-siltitici delle «*Argille Varicolori*» (*membro inferiore*), quelli marnoso-siltitici del flysch di S. Bartolomeo (*Membro del Vallone Castelluccio*) oppure marnoso-argillosi delle «*marne argillose del Toppo Capuana*», che oppongono una modesta resistenza all'erosione, si hanno delle morfologie tipicamente collinari, caratterizzate da versanti poco acclivi; laddove, invece, affiorano terreni più competenti, quali i termini calcareo-siltosi delle «*Argille Varicolori*» (*membro superiore*), quelli arenacei del flysch di S. Bartolomeo (*Membro Valli*), oppure calcareo-marnosi del «*flysch di Faeto*» e delle «*Evaporiti di M. Castello*», la morfologia risulta essere notevolmente più aspra, con versanti acclivi dissecati da valli strette e fondovalli notevolmente incassati. Proprio nelle aree in cui affiorano i litotipi più competenti si localizzano i maggiori centri abitati quali Castropignano, Fossalto, Sant'Angelo Limosano, Limosano, Ripalimosani ed i rilievi raggiungono le quote più elevate. Oltre alla competenza dei terreni anche l'assetto strutturale influisce sulla morfologia dei versanti che, a seguito dell'azione selettiva dell'erosione, risultano essere caratterizzati da pendenze maggiori, laddove gli strati sono a reggipoggio, e meno acclivi, laddove gli strati sono a franapoggio.

Lo studio di BUDETTA & DE RISO (1982) sul bacino idrografico del fiume Trigno propone la sua suddivisione in tre settori in base alle caratteristiche geomorfologiche ed idrogeologiche: superiore, mediano e medio-inferiore. L'area del Foglio 393-Trivento ricade nei settori superiore e mediano. Nel settore superiore, dove affiorano i termini calcarei, calcareo-marnosi ed arenaceo-marnosi delle Unità Molisane, la prevalenza di termini lapidei riduce notevolmente la diffusione di fenomeni di instabilità, limitati a locali fenomeni di crollo. I forti apporti meteorici e la notevole permeabilità alimentano un abbondante deflusso sotterraneo di cui sono testimonianza anche le numerose ed importanti manifestazioni sorgentizie (ad es. Capotrigno). Il settore mediano, invece, si caratterizza per l'ampia diffusione di complessi eterogenei a componente prevalentemente marnoso-arenacea («*flysch di Agnone*»), argillosa («*Argille Varicolori*»), calcareo-marnosa e infine marnoso-argillosa («*flysch di Faeto*» e «*marne del Toppo Capuana*»). Questo settore è caratterizzato da una notevole densità dei fenomeni franosi, a differente stato di attività e tipologia, imputabile, nell'insieme, alla presenza di terreni poco competenti, alla configurazione morfologica dei pendii ed alla forte articolazione del reticolo di drenaggio. Il settore medio-inferiore, infine, è dominato da terreni argilloso-sabbiosi plio-quadernari, ed è caratterizzato da una morfologia dolce e terrazzata.

GUIDA *et al.* (1988), nel loro lavoro sugli aspetti geologici e geomorfologici della regione molisana, sottolineano che l'assetto geologico-strutturale derivante dalla strutturazione della catena è stato il principale fattore caratterizzante le grandi unità morfologiche, mentre, a piccola scala, sono stati invece i vari sistemi morfoclimatici agenti nel Quaternario che hanno avuto un ruolo importante nel modellamento del paesaggio. In termini di "evoluzione a lungo termine" (*long-term landscape development*) gli Autori riconoscono nell'area molisana lembi di un paesaggio antico, ad elevata maturità («paleosuperficie»), impostato sia sui rilievi carbonatici sia su quelli terrigeni. Allo smembramento della paleosuperficie, a seguito di fasi di sollevamento tettonico, ha fatto seguito una nuova fase di spianamento sub-aerea (2° ciclo morfogenetico) che ha modellato la fascia pedemontana. Tra i processi di modellamento dei versanti quelli franosi sono ritenuti di gran lunga il principale agente.

Un inquadramento a carattere generale dell'evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale è quello proposto da BRANCACCIO & CINQUE (1992). Gli Autori riconoscono un paesaggio antico ereditato dalle fasi tetto-genetiche medie ed alto-mioceniche, in alcuni casi ancora riconoscibile a seguito di fenomeni di esumazione nel corso dei cicli di erosione pleistocenici, ed un paesaggio più recente, la cui evoluzione è strettamente legata ai vari periodi di deterioramento climatico (glaciazioni) che hanno caratterizzato il Quaternario e che hanno portato ad un rapido modellamento dei versanti ed alla formazione di imponenti accumuli clastici nelle valli e nelle depressioni strutturali. Gli Autori riconoscono, inoltre, come elemento caratterizzante i rilievi appenninici, la presenza, in posizione sommitale, di lembi di superfici da sub-pianeggianti a debolmente inclinate, interpretate come i relitti di una più estesa superficie di erosione (paleosuperficie). Ritengono la paleosuperficie, poligenica e polifasica, il risultato della demolizione dei primi rilievi emersi nel Messiniano o Pliocene inferiore, testimoniante l'esistenza di un periodo di relativa sosta nel corso delle varie fasi di sollevamento della catena.

Un contributo sul rapporto complesso tra assetto geologico-strutturale e dinamica geomorfologica viene fornito dallo studio di CORNIELLO & SANTO (1994) che analizza una serie di fenomeni di deformazioni gravitative profonde (D.G.P.V.) del tipo "spandimento laterale" (*lateral spread*) in area molisana. Tali fenomeni, secondo gli Autori, sono strettamente legati al particolare assetto geologico-strutturale dell'area molisana che vede la sovrapposizione stratigrafica e/o tettonica di unità litotecniche a comportamento fragile su quelle a comportamento duttile.

Diversi sono gli studi che si occupano, a partire circa dalla seconda metà degli anni ottanta, da una parte della evoluzione geomorfologica a breve termine

e della dinamica in atto, e dall'altra di aspetti più concretamente riferiti alle dinamiche di instabilità dei versanti e di rischio correlato. Tra i primi si possono citare una serie di studi riguardanti l'analisi della dinamica di alveo (AUCELLI 1999; AUCELLI & ROSSKOPF, 2000; AUCELLI *et al.*, 2007), delle dinamiche di versante (CELLA & VALLARIO, 1989; AUCELLI *et al.*, 1998, 1999) e della interazione tra versanti e alvei (AUCELLI, 1999; AUCELLI & ROSSKOPF, 2001; AUCELLI *et al.*, 2001). Tra i secondi si inserisce lo studio di GORI *et al.* (1987) sulle caratteristiche di stabilità dei terreni poco competenti (Argille Varicolori) affioranti in Molise e quelli più specificamente rivolti all'analisi dei fenomeni franosi, della franosità e del rischio da frana (PALMIERI *et al.*, 1990; BARANELLO *et al.*, 1995; CORBI *et al.*, 1996a; 1996b; 1996c; GUIDA *et al.*, 1996; LANZARA *et al.*, 1996; CORBI *et al.*, 1999; AUCELLI *et al.*, 2000, 2004a), nonché del ruolo ricoperto in tale ambito dagli eventi meteorologici di particolare entità (CORBI *et al.*, 1999; AUCELLI *et al.*, 2004b, 2004c).

## 2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La catena a pieghe e sovrascorrimenti affiorante in Appennino centro-meridionale costituisce, nel suo insieme, un'entità alloctona, la quale è sovrascorsa su una successione di avampaese che risulta in continuità con quella in affioramento della Piattaforma Apula (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) (Fig. 1).

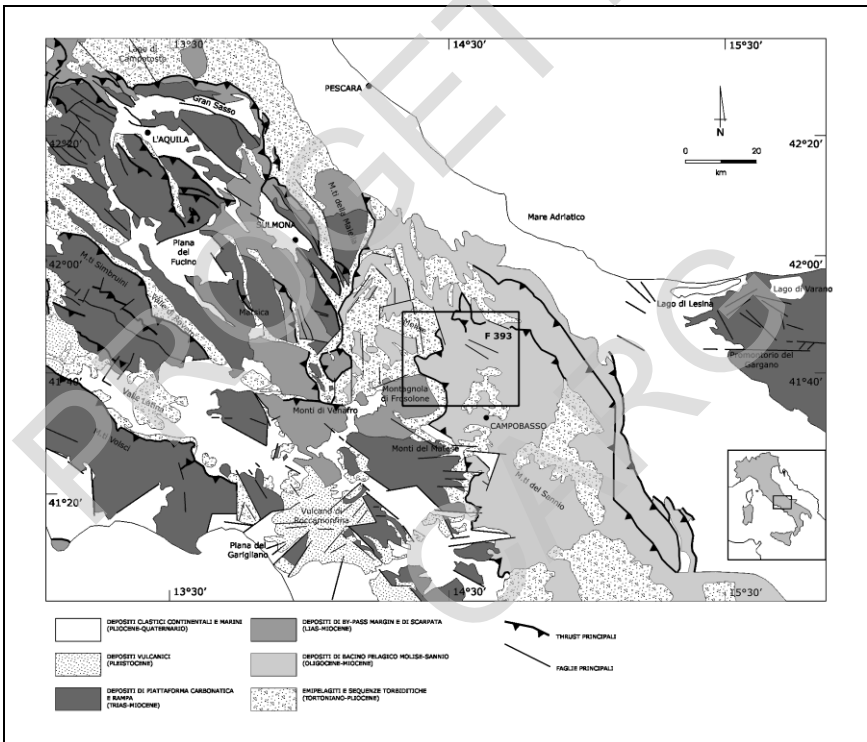


Figura 1– Inquadramento geologico dell'Appennino centro-meridionale, nel riquadro l'area del foglio Trivento.

### Ipotesi paleogeografiche

A partire dagli anni sessanta, per cercare di chiarire la notevole complessità di questo settore della catena appenninica, è stato proposto un gran numero di differenti ipotesi paleogeografiche che prevedono, prima della deformazione

miocenica, un numero variabile di piattaforme carbonatiche separate da bacini più o meno profondi. Tra queste ipotesi le principali sono: a) una sola piattaforma carbonatica estesa dal Tirreno all'Adriatico (SELLI, 1957, 1962; MONACO *et al.*, 1996; MARSELLA *et al.*, 1995); b) due piattaforme separate dal *Bacino Lagonegrese-Molisano* (OGNIBEN, 1969; CASERO *et al.*, 1988; PESCATORE, 1988; NASO *et al.*, 1997; DI BUCCI *et al.*, 1999; MAZZOLI *et al.*, 2000); c) due piattaforme separate dal *Bacino Lagonegrese* di cui quella più esterna interessata da un bacino intrapiattaforma (*Bacino apulo* di MOSTARDINI & MERLINI, 1986); d) tre piattaforme separate dal *Bacino di Lagonegro* e dal *Bacino molisano* (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et al.*, 1973; IPPOLITO *et al.*, 1975; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976); e) quattro piattaforme intercalate da bacini (SGROSSO, 1983; VAN DIJK *et al.*, 2000); f) sei piattaforme intercalate da bacini (SGROSSO, 1986; 1988a,b; 1998; SANTO & SGROSSO, 1987), g) un numero, anche superiore a sei, di piccole piattaforme dalla estensione di poco superiore agli attuali massicci carbonatici (CIARAPICA & PASSERI, 1998).

### ***Il Bacino molisano e le Argille Varicolori***

Non meno complesso è il quadro riguardante le successioni bacinali pelagiche mesocenozoiche pre-orogeniche. Esse affiorano con facies ad affinità umbro-marchigiana ad Est dell'area del Foglio Trivento (M. Genzana), mentre successioni pelagiche molto diverse, caratterizzate soprattutto da significativi spessori ed estensioni areali delle *Argille Varicolori*, affiorano nella regione in studio. In particolare, queste formazioni vengono generalmente riferite a un dominio pelagico: il *Bacino molisano*. La successione stratigrafica di questo bacino è nota solo a partire dai termini cenozoici, mentre la porzione mesozoica non è mai stata riconosciuta in affioramento (DI BUCCI *et al.*, 1999).

Le relazioni del *Bacino molisano* con gli altri principali bacini pelagici sono oggetto di interpretazioni anche molto diverse. Infatti, questo bacino viene da alcuni considerato come parte di un unico grande *Bacino lagonegrese-molisano* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et al.*, 1992b), anche se non mancano linee di pensiero differenti, secondo le quali il *Bacino molisano* e il *Bacino lagonegrese* sarebbero due bacini distinti (D'ARGENIO *et al.*, 1973; IPPOLITO *et al.*, 1975; SGROSSO, 1986, 1988, 1998). Secondo CASTELLANO & SGROSSO (2001) in una estesa fascia compresa almeno tra Casalbore e Campobasso i terreni chiamati dalla letteratura corrente *Argille Varicolori* e ritenuti appartenere alla prosecuzione settentrionale del bacino di Lagonegro, comprendono invece almeno tre differenti unità: a) le "Argille Varicolori" appartenenti al Complesso Sicilidi di OGNIBEN (1969) di origine interna rispetto alla più interna delle piattaforme carbonatiche appenniniche; b) il "Flysch Rosso" (Unità Sannitica di Selli, 1962) depositosi nel Bacino di Lagonegro; c) le "Argille varicolori molisane" depositesi in un bacino alquanto più esterno del bacino di Lagonegro; a) e c) presentano una notevole somiglianza litologica, ma

la prima si differenzia dalla seconda per la presenza di arenarie arcosiche, di quarzareniti di tipo numidico e perchè molto più deformata.

### **Le facies pelagiche sannitiche**

Altrettanto controversa è la ricostruzione della posizione paleogeografica dell'area di sedimentazione di quelle facies pelagiche, rappresentate in prevalenza da *Argille Varicolori*, che affiorano nelle propaggini più settentrionali della regione sannitica (area del Foglio), alla base dell'unità tettonica più alta. Infatti, esse sono interpretate sia come porzione superiore del *Bacino lagonegrese* (DI BUCCI *et al.*, 1999), sia come testimonianza di un bacino di sedimentazione molto più interno del *Bacino lagonegrese* (PATACCA *et al.*, 1990).

### **Le Unità tettoniche e i marker stratigrafici della catena**

Una ricostruzione sintetica (PATACCA *et al.*, 1992a) dell'assetto geologico generale prevede la presenza di almeno quattro grandi unità geologico strutturali:

- *Unità della Piattaforma carbonatica Apula sepolta;*
- *Unità di Frosolone;*
- *Unità Molisane;*
- *Unità Sannitica s.l.*

Questa strutturazione è descritta come risultato di una migrazione verso Est del sistema catena-avanfossa, con due principali cunei clastici di avanfossa progredienti nell'intervallo Tortoniano-Messiniano inferiore (PATACCA *et al.*, 1990).

Il primo cuneo clastico è rappresentato dal *flysch di Pietraraja* (Tortoniano inferiore in CIAMPO *et al.*, 1987; Tortoniano medio-superiore in PATACCA *et al.*, 1990), la cui sedimentazione è troncata dallo sviluppo di un *thrust* fuori sequenza che determina la migrazione delle falde verso Est. L'attivazione di una nuova rampa frontale comporta la formazione di una nuova coppia *piggy back basin*-avanfossa.

Il *flysch di Torrente Torbido* rappresenta la porzione più interna del secondo cuneo clastico di avanfossa (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore in PATACCA *et al.*, 1990; 1992c) che verso l'esterno passa ai *flysch di S. Massimo-Castellone*, *flysch di S. Elena-Cantalupo* (*Unità di Frosolone*, parte Sud-occidentale del Foglio 393-Trivento), *flysch di Agnone* (*Unità di Agnone*, parte Nord-occidentale del Foglio 393-Trivento), *Formazione Olmi* (*Unità di Tuffillo*, parte centro-orientale del Foglio 393-Trivento) e *Formazione Treste* (*Unità della Daunia*). In corrispondenza della deposizione del secondo cuneo clastico si sviluppa, al *top* delle falde (*Unità Molisane* ed *Unità Sannitica*) in avanzamento, un bacino di *piggy back* caratterizzato dalla sedimentazione del

*flysch di S. Bartolomeo*. Secondo SGROSSO (1998) le *Arenarie di Caiazzo* del Messiniano inferiore (ritenute equivalenti al *flysch di Torrente Torbido*) rappresenterebbero un ciclo discordante in appoggio su terreni sia miocenici che mesozoici.

### **Fasi tettoniche e stili deformativi**

Ipotizzando il non-parallelismo tra il fronte della deformazione neogenica e i limiti di facies fra piattaforme carbonatiche e bacini pelagici mesocenoziocici (CORRADO *et al.*, 1997a, 1997b, 1998b), si riconosce un particolare assetto geometrico delle falde molisane (a vergenza verso Est e retrovergenze verso Ovest) e si individuano tre principali stili deformativi: tettonica da *thrusting* (compressiva), tettonica trascorrente con rotazione di blocchi e tettonica estensionale (che rappresenta lo stile di tettonica ancora attivo in tutta l'area).

La tettonica compressiva (Messiniano-Pliocene inferiore), caratterizzata da pieghe ed accavallamenti, ha interessato i depositi del Bacino molisano ed è stata condizionata dalla formazione oligo-miocenica delle *Argille Varicolori* che agisce come livello di scollamento, permettendo lo sviluppo di sottili *thrust sheet*, contraddistinti da lunghi *flat* e numerosi retroaccavallamenti, al di sotto dei quali il dominio dell'avampaese sepolto si deforma in una serie di *horse* secondo uno stile deformativo tipo *duplex*.

Come già scritto, un ulteriore elemento caratterizza lo stile deformativo per compressione: i retroaccavallamenti (CORRADO *et al.*, 1998a). Questo aspetto trova una diretta correlazione con quanto può essere osservato nelle aree occidentali del Foglio, dove numerosi sono i *thrust* che presentano vergenze verso Ovest.

L'assetto strutturale è stato successivamente complicato dalla tettonica di tipo trascorrente del Pliocene superiore, a direzione Nord-Sud, con movimento destro, e circa Ovest-Est, con movimento sinistro. Le entità dei rigetti sono di solito trascurabili e, il più delle volte, difficilmente valutabili. Dati di sottosuolo hanno permesso di riconoscere che alcune di queste zone di taglio principali non interessano solo le unità tettoniche superiori (*Unità molisane*), ma coinvolgono anche quelle sottostanti, che derivano dalla deformazione per compressione del dominio paleogeografico della *Piattaforma apula s.l.* (CORRADO *et al.*, 1997a).

L'attività dei sistemi di faglie trascorrenti è stata riferita, seppure su basi indirette, al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (CORRADO *et al.*, 1997a). Questa collocazione temporale coincide con il momento in cui le avanfesse, nelle regioni più esterne del settore in esame, subiscono una brusca riduzione nella loro velocità di migrazione progressiva verso l'avampaese (CASNEDI *et al.*, 1981).

A partire dal Pleistocene medio un evento deformativo a carattere estensionale SW-NE si sostituisce a quello trascorrente. Questo evento è meglio testimoniato al di fuori dell'area del Foglio (Piana di Bojano, Piana di Venafro), ma anche nel settore di interesse si possono individuare alcuni importanti

episodi di tettonica estensionale (Montagnola di Frosolone). Per quanto riguarda il limite temporale superiore è importante sottolineare che esiste una sostanziale corrispondenza tra le indicazioni di stress attivo ricavate dall'analisi di terremoti recenti (BOSCHI *et al.*, 1995) e l'orientazione del campo di stress del Pleistocene medio, così come evidenziato dai dati di terreno (CORRADO *et al.*, 1998a). In definitiva, si ritiene ragionevole l'ipotesi per cui, dal Pleistocene medio a oggi, il campo di stress non abbia subito sostanziali variazioni, conservando l'orientazione SW-NE.



PROGETTO  
CARG

## **II - STRATIGRAFIA**

Sulla base del riconoscimento delle unità litostatigrafiche e degli elementi tettonici di primo ordine sono state definite quattro unità tettoniche principali: **Unità di Tufillo, Unità di Agnone, Unità di Frosolone, Unità del Sannio** (Figg. 2 e 3).

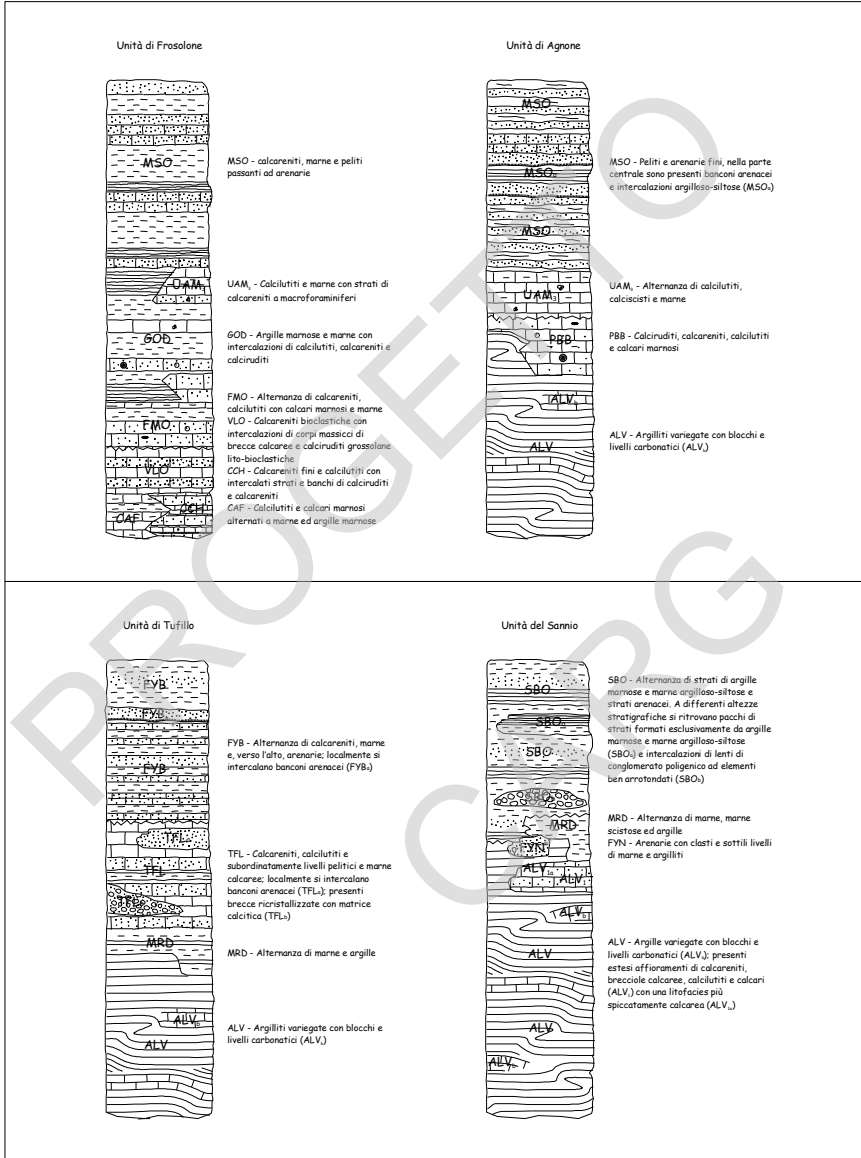


Figura 2 – Colonne stratigrafiche delle quattro unità tettoniche principali affioranti nel Foglio Trivento.

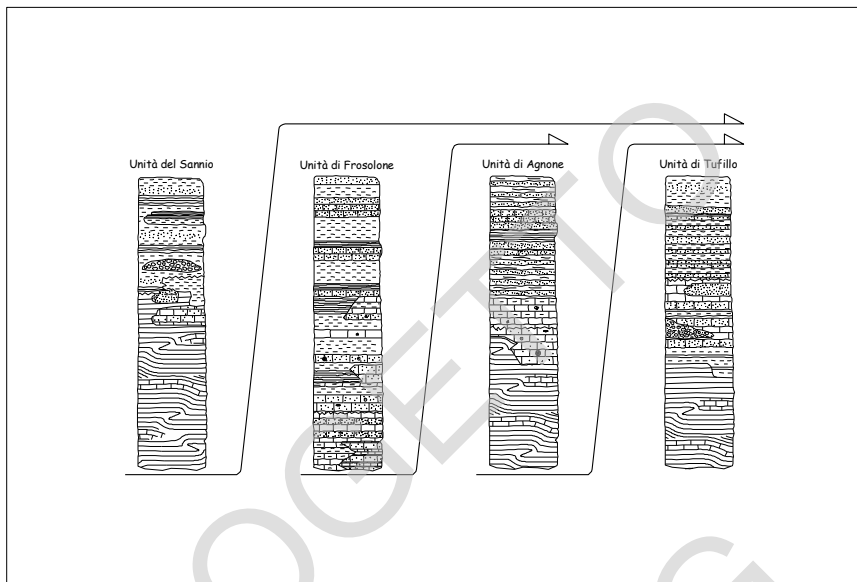


Figura 3 – Rapporti di sovrapposizione tra le unità tettoniche principali.

In generale si può suddividere il foglio in quattro aree in cui si riconoscono tali unità strutturali:

- 1) nella fascia orientale e Sud-orientale, che comprende gli abitati di Castropignano, Limosano, S. Angelo Limosano, Fossalto, Ripalimosani, si ritrovano quasi esclusivamente termini dell'Unità del Sannio. Affioramenti di questa unità si ritrovano sparsi anche in altre aree come lembi isolati;
- 2) nella zona settentrionale e Nord-orientale, tra gli abitati di Schiavi d'Abruzzo, Trivento e San Biase, prevalgono i termini dell'Unità di Tufillo;
- 3) nel quadrante Nord-occidentale, nei comuni di Agnone, Castelverrino, Poggio Sannita e Pietrabbondante, prevalgono i terreni attribuiti all'Unità di Agnone;
- 4) nel settore Sud-occidentale, nell'area dei comuni di Pescolanciano, Chiauci, Civitanova del Sannio, Sessano del Molise, Carpinone e Frosolone, affiorano termini appartenenti all'Unità di Frosolone.

L'Unità di Frosolone, l'Unità di Agnone e l'Unità di Tufillo sono sostanzialmente assimilabili alle *Unità Molisane* di PATACCA *et al.*, (1992a), mentre l'Unità del Sannio è assimilabile, solo in parte, alla *Falda Sannitica* di PATACCA *et al.*, (1992a).

1. - BIOSTRATIGRAFIA

Gli schemi biostratigrafici utilizzati sono i seguenti: per il nannoplancton calcareo FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene ed il Miocene inferiore, FORNACIARI *et al.*, (1996), con modifiche di SPROVIERI *et al.*, (2002), per il Miocene medio e di THEODORIDIS (1984) per il Tortoniano medio/Messiniano (Fig. 4); per i foraminiferi planctonici PREMOLI SILVA *et al.*, (2003) per il Paleocene-Eocene, BOLLI & SAUNDERS (1985) per l'Oligocene (Fig. 5) e IACCARINO (1985) dal Miocene al Pleistocene. Per il Miocene medio e superiore si è tenuto conto delle datazioni di bioeventi di foraminiferi da FORESI *et al.*, (1998) e SPROVIERI *et al.*, (2002) (Fig. 6).

Eta (MA)	Crono-stratigrafia	Biozone Fornaciari & Rio (1996) Fornaciari <i>et al.</i> (1996) Sprovieri <i>et al.</i> (2002) Theodoridis (1984) mod.	Bioorizzonti	Biozone Iaccarino <i>et al.</i> , 2001
7	Messiniano	Zona a <i>R. rotaria</i>	FO <i>R. rotaria</i> (7,18 MA)	<i>A. delicatus</i> <i>A. amplipertus</i>
8	Miocene superiore	Zona a <i>A. primus</i> Zona a <i>C. pelagicus</i>	FO <i>A. primus</i> LO <i>M. convallis</i> (7,76 MA) LO <i>D. pentaradiatus</i>	<i>D. surculus</i>
9	Tortoniano	Zona a <i>G. rotula</i> Zona a <i>E. pentaradiatus</i> <i>E. pseudopentaradiatus</i>	FO <i>D. surculus</i> FO <i>D. quinqueramus</i> LO <i>D. hamatus</i> FO <i>M. convallis</i> (9,40 MA)	<i>D. calcaris</i>
10	Miocene superiore	MNN 9	FO <i>D. bellus</i> gr.	<i>D. bellus</i>
11	Miocene superiore	MNN 8 MNN 8b MNN 8a	FO <i>H. stalis</i> (10,70 MA) LO <i>H. walbersdorfensis</i> (10,76 MA)	<i>D. bellus</i>
12	Miocene superiore	MNN 7 MNN 7c MNN 7b	LCO <i>D. kugleri</i> (11,60 MA) FO <i>D. kugleri</i>	<i>D. bollii</i> <i>D. kugleri</i>
13	Miocene medio	MNN 6 MNN 6b MNN 6a	FO <i>D. kugleri</i> (11,90 MA) FRO <i>D. kugleri</i> LCO <i>C. premacintyreii</i> (12,51 MA) FCO <i>R. pseudoumbilicus</i> >7µm (13,30 MA)	<i>C. miopelagicus</i>
14	Miocene medio	MNN 5 MNN 5b	LO <i>S. heteromorphus</i> (13,57 MA) FCO <i>H. walbersdorfensis</i>	<i>H. walbersdorfensis</i> <i>S. heteromorphus</i>
15	Miocene medio	MNN 5a		<i>S. moriformis</i>
16	Miocene medio	MNN 4b	PE <i>S. heteromorphus</i> PB <i>S. heteromorphus</i> (~16,0 MA) LCO <i>H. ampliapertura</i>	<i>S. moriformis</i> <i>D. exilis</i> <i>H. ampliapertura</i>
17	Miocene medio	MNN 4a	FO <i>D. exilis</i>	<i>S. heteromorphus</i>
18	Miocene medio	MNN 3b	FCO <i>S. heteromorphus</i> (~18,0 MA)	<i>S. heteromorphus</i>
19	Miocene inferiore	MNN 3a	FO <i>S. heteromorphus</i>	<i>S. belemnos</i>
20	Miocene inferiore	MNN 2b	LCO <i>S. belemnos</i> (~18,5 MA) FO <i>S. belemnos</i> (~19,1 MA)	<i>S. belemnos</i>
21	Miocene inferiore	MNN 2a	FO <i>H. mediterranea</i> FO <i>H. ampliapertura</i>	
22	Miocene inferiore	MNN 1 MNN 1d	AE <i>H. euphratis</i> FCO <i>H. carteri</i>	
23	Miocene inferiore	MNN 1c	FO <i>S. disbelemnos</i> (~23 MA) FO <i>D. druggii</i>	
24	Miocene inferiore	MNN 1b MNN 1a	LO <i>S. delphix</i> FO <i>S. delphix</i> LCO <i>D. bisectus</i>	
25	Oligocene	MNP 25b MNP 25a	LO <i>S. ciproensis</i> (~24,8 MA)	

Schema biostratigrafico adottato (nannofossili calcarei).

Figura 4 – Schema biostratigrafico per i nannofossili calcarei (Oligocene-Miocene).

Bolti (1957, 1970), Bolti & Bermudez (1965) Bolti & Premoli Silva (1973) for Datum Markers see Fig. 3		Banner & Blow (1965) Blow (1969) Datum Markers		
AGE				
HOL.				
PLEISTOCENE	<i>Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides</i>	<i>Gr. fimbriata</i>	N 23	F <i>Globigerina calida calida</i> / <i>Sphaeroidinella dehiscons excavata</i>
		<i>Gg. bermudezi</i>		
		<i>Gg. calida calida</i>	N 22	
		<i>Gr. crassaf. hessi</i>		
		<i>Gr. crassaf. viola</i>		
PLIOCENE	L <i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i>	N 21	F <i>Globorotalia trunc. truncatulinoides</i>	
	M <i>Globorotalia miocenica</i>			N 20
	<i>Gr. exilis</i>	F <i>Globorotalia tosaensis tenuithea</i> <i>Globorotalia acostaensis pseudopima</i>		
	<i>Gs. trilob. fistulosus</i>			
	E <i>Globorotalia margaritae</i>	N 19		F <i>Sphaeroidinella dehiscons dehiscons</i>
	<i>Gr. marg. evoluta</i>	N 18		
<i>Gr. marg. margaritae</i>	N 18	F <i>Globorotalia tumida tumida</i>		
MIOCENE	L <i>Globorotalia humerosa</i>	N 17	F <i>Globorotalia tumida plesiotumida</i>	
	<i>Globorotalia acostaensis</i>	N 16	F <i>Globorotalia acostaensis</i>	
	<i>Globorotalia menardii</i>	N 15	L <i>Globorotalia siakensis</i>	
	<i>Globorotalia mayeri</i>	N 14	F <i>Globigerina nepenthes</i>	
	<i>Globigerinoides ruber</i>	N 13	F <i>Sphaeroidinellopsis subd. subdehiscons</i>	
	M <i>Globorotalia fohsi robusta</i>	N 12	F <i>Globorotalia fohsi</i>	
	<i>Globorotalia fohsi lobata</i>	N 11	F <i>Globorotalia praefohsi</i>	
	<i>Globorotalia fohsi fohsi</i>	N 10	F <i>Globorotalia peripheroacuta</i>	
	<i>Globorotalia fohsi peripheroronda</i>	N 9	F <i>Orbulina suturalis</i>	
	<i>Praeorbulina glomerosa</i>	N 8	F <i>Globigerinoides sicanus</i>	
	<i>Globigerinatella insueta</i>	N 7	L <i>Catapsydrax dissimilis</i>	
	E <i>Catapsydrax stainforthi</i>	N 6	F <i>Globigerinatella insueta</i>	
	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	N 5	L <i>Globorotalia kugleri</i>	
	<i>Globigerinoides primordius</i>	N 4	F <i>Globigerinoides primordius</i>	
	OLIGOCENE	L <i>Globorotalia kugleri</i>	P 22/N3	L <i>Globorotalia opima opima</i> F <i>Globigerina angulisuturalis</i> L <i>Pseudohastigerina barbadoensis</i> F <i>Globigerina sellii</i> F <i>Globigerina tapuriensis</i>
<i>Globigerina ciperensis ciperensis</i>				
M <i>Globorotalia opima opima</i>		P 21/N2		
<i>Globigerina ampliapertura</i>		P 20/N1		
E <i>Cassig. chipolensis/Pseudohast. micra</i>		P 19		
		P 18		

Figura 5 – Schema biostratigrafico per i foraminiferi planctonici (Oligocene-Olocene, da BOLLI & SAUNDERS, 1985).

AGE	ST.	ZONES - SUBZONES		DATUM MARKERS	
PLEISTOC.	EARLY	<i>Globorotalia truncatulinoides excelsa</i>		F <i>Globorotalia truncatulinoides excelsa</i>	
		<i>Globigerina cariacensis</i>			
PLOCENE	LATE	PIACENZIAN	<i>Globorotalia inflata</i>	F <i>Globorotalia inflata</i>	
			<i>Globorotalia aemiliana</i>	F <i>Globorotalia aemiliana</i>	
			<i>Globorotalia puncticulata</i>	L <i>Globorotalia margaritae</i>	
	EARLY	ZANCLEAN	<i>Globorotalia puncticulata</i> - <i>Globorotalia margaritae</i>	F <i>Globorotalia puncticulata</i>	
			<i>Globorotalia margaritae</i>	F <i>Globorotalia margaritae</i>	
			<i>Sphaerodinellopsis seminulina</i> s. l.	First permanent open marine conditions after the Late Miocene salinity crisis Coiling change of <i>G. acostaensis</i> from sinistral to dextral	
MIOCENE	LATE	MESSINIAN	Non-distinctive Zone		
			<i>Globorotalia conomiozea</i>	F <i>Globorotalia conomiozea</i>	
	TORTONIAN		<i>Globigerinoides obliquus extremus</i>	<i>Globorotalia suterae</i>	F <i>Globorotalia suterae</i>
				<i>Globigerinoides obliquus extremus</i> / <i>G. bulloideus</i>	F <i>Globigerinoides obliquus extremus</i>
			<i>Globorotalia acostaensis</i>		F <i>Globorotalia acostaensis</i>
	MIDDLE	SERRAVALLIAN	<i>Globorotalia menardii</i> s. l.		L <i>Globorotalia siakensis</i>
			<i>Globorotalia siakensis</i>	<i>Globorotalia siakensis</i> / <i>Globigerinoides obliquus obliquus</i>	L <i>Globigerinoides subquadratus</i>
				<i>Globigerinoides subquadratus</i>	F <i>Globorotalia partimlabiata</i>
				<i>Globoquadrina altispira altispira</i>	L <i>Globorotalia peripheroronda</i>
			<i>Orbulina suturalis</i> - <i>Globorotalia peripheroronda</i>	<i>Globorotalia praemenardii</i> - <i>Globorotalia peripheroronda</i>	F <i>Globorotalia praemenardii</i>
<i>Orbulina universa</i>				F <i>Orbulina universa</i>	
			<i>Orbulina suturalis</i>	F <i>Orbulina suturalis</i>	
<i>Praeorbulina glomerosa</i> s. l.		F <i>Praeorbulina glomerosa</i>			
EARLY	AQU.	BURDIGAL	<i>Globigerinoides trilobus</i>		L <i>Catapsydrax dissimilis</i>
			<i>Globoquadrina dehisces</i> - <i>Catapsydrax dissimilis</i>	<i>Globigerinoides altiapertura</i> - <i>Catapsydrax dissimilis</i>	F <i>Globigerinoides altiapertura</i>
				<i>Globoquadrina dehisces dehisces</i>	F <i>Globoquadrina dehisces dehisces</i>

Figura 6 - Schema biostratigrafico per i foraminiferi planctonici (Miocene-Pleistocene, da IACCARINO, 1985).

In figura 4 è anche riportato lo schema biozonale a nannofossili calcarei di IACCARINO *et al.*, (2001). A causa delle caratteristiche dei sedimenti analizzati si è sempre preferito utilizzare gli eventi di FO (First Occurrence) e meno quelli di LO. (Last Occurrence). Anche per questa ragione la zonazione di THEODORIDIS (1984), che utilizza la FO di *Minylitha convallis* BUKRY, e la FO di *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, è stata preferita per il Tortoniano medio/Messiniano a quella di IACCARINO *et al.*, (2001). Questo schema è stato comunque considerato utile per la segnalazione di alcuni eventi, quali la FO di *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY, , la FO di *Discoaster quinqueramus* GARTNER e la FO di *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. quinqueramus* è un *Discoaster* a 5 braccia, simmetrico ed ha la sua FO, nell'Oceano Atlantico, appena sopra la FO di *D. berggrenii* BUKRY, che avviene a 8.3 Ma (BACKMAN & RAFFI, 1997; RAFFI *et al.*, 1998). Nell'Oceano Indiano e nel Pacifico equatoriale *D. surculus* ha la sua prima comparsa, sporadica e discontinua nella zona CN8 (BUKRY, 1973). E' presente invece in modo continuo e con esemplari più tipici dalla base della zona CN9, appena sopra la comparsa di *D. berggrenii* (RAFFI *et al.*, 1995). Queste specie, anche se piuttosto rare alle medie latitudini e nel Mediterraneo (THEODORIDIS, 1984; IACCARINO *et al.*, 2001; RAFFI *et al.*, 2003), sono però state talora ritrovate nelle successioni appenniniche e nelle serie maltesi (MAZZEI, 1985; AMORE, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; FORESI *et al.*, 2001 tra gli altri) e, seppure non particolarmente abbondanti nelle nostre associazioni, abbiamo ritenuto utile utilizzarle poiché i fenomeni di rimaneggiamento, l'impossibilità di realizzare una campionatura ad altissima risoluzione e la scarsa possibilità di utilizzare le LO già riducono notevolmente la risoluzione biostratigrafica.

## 2. - UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO

Quest'unità risulta ben esposta seguendo la dorsale su cui sorge l'abitato di Salcito, lungo il F. Trigno. Strutturalmente è sovrapposta tettonicamente a tutte le altre unità. È costituita dal basso verso l'alto da:

### 2.1. - GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (ALV, ALV<sub>b</sub>, ALV<sub>1</sub>, ALV<sub>a</sub>)

(cfr. Argille Varicolori *Auctorum*. Età: Oligocene superiore?-Langhiano superiore?)

Il termine Argille Variegata fu utilizzato per la prima volta da Ogniben (1969) per indicare l'unità litostratigrafica delle argille scagliose del Complesso Sicilide. L'unità, originariamente di rango formazionale, fu distinta in tre

membri: membro argilloso inferiore, membro Sant'Arcangelo e membro argilloso superiore.

Le Argille Variegate sono ora elevate, nella cartografia ufficiale, a rango di gruppo e suddivise, dal basso verso l'alto, nelle tre seguenti formazioni: Argille Varicolori Inferiori (AVF), Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS) e Argille Varicolori Superiori (ALV). Nell'area del Foglio "Trivento" sono presenti affioramenti ascrivibili ad ALV.

Argilliti variegate con colorazione rosso mattone, verde, nocciola, grigio e giallo in strati di spessore variabile dal centimetro al decimetro (ALV). Inglobati nella massa argillosa sono inclusi blocchi competenti di dimensioni variabili, da qualche centimetro ad alcuni metri, costituiti da calcareniti biancastre, calcilutiti bianche, azzurre e rosse, breccie calcaree chiare e, dubitativamente, arenarie verdastre (ALV<sub>b</sub>). La presenza di elementi carbonatici diventa preponderante nella parte alta della formazione dove è riconoscibile un'alternanza di livelli decimetrici carbonatici bianchi e livelli pelitici grigio piombo. Lo spessore totale osservabile si aggira intorno ai 200-300 metri.

Nella parte meridionale del Foglio si rinvencono affioramenti di alcune decine di metri di calcilutiti chiare e marne calcaree, calcari (calciruditi, calcareniti e calcilutiti) biancastri ricristallizzati con nummuliti e alveoline (ALV<sub>l</sub>). Nella parte sommitale di questa successione prevalgono calcareniti e breccie calcaree ricristallizzate bianche o grigie, breccie con frammenti di *Pecten*, coralli, nummuliti, alveoline e rudiste (Salcito, Castropignano, Roccaspromonte) (ALV<sub>a</sub>). I campioni di marne intercalati alle calcareniti sono spesso sterili. Alcuni campioni presentano forme rimaneggiate del Cretaceo; sono stati anche rinvenuti esemplari di *Sphenolithus* cfr. *S. heteromorphus* DEFLANDRE della biozona MNN4a (FORNACIARI *et al.*, 1996) del Burdigaliano superiore.

Lo spessore è di circa 100 m.

Alcuni affioramenti isolati costituiscono delle rupi su cui in passato sono stati edificati molti centri abitati. Vengono di seguito forniti alcuni cenni sulle facies e sull'età presunta di tali corpi carbonatici isolati.

Sulla strada per Castropignano, intorno al km 36, affiorano calcareniti nocciola bioclastiche, con piccoli clasti arancione, costituite da *packstone* a frammenti di echinodermi, litoclasti micritici, frammenti di corallinacee articolate e non articolate, noduli di *Gypsina/Solenomeris*, macroforaminiferi (alveoline e discociclinidi), piccoli rotalidi e rari foraminiferi planctonici. Circa 100 m più avanti, in una piccola cava abbandonata, affiorano alternanze di calcareniti fini e calcilutiti a foraminiferi planctonici con interstrati di marne. Le calcareniti sono costituite da *packstone* a frammenti di alveoline, nummuliti e discociclinidi, noduli di *Gypsina/Solenomeris*, frammenti di echinodermi,



corallinacee e rari foraminiferi planctonici. La presenza di *Turborotalia possagnoensis* TOUMARKINE & BOLLI indica un'età non più antica dell'Eocene medio (P11-P12). In cima alla rupe, al castello d'Evoli, affiorano calcareniti nocciola chiaro bioclastiche a macroforaminiferi. La microfacies è costituita da *packstone* ad alveoline, nummuliti e discociclinidi, frammenti di echinodermi, corallinacee, rotalidi e foraminiferi planctonici. La presenza di *Globigerinatheka senni* (BECKMANN), *Globigerinatheka spp.*, *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), e *Turborotalia possagnoensis* TOUMARKINE & BOLLI indica un'età non più antica dell'Eocene medio (P11).

Il Monte La Civita a Sud di Duronia è costituito da depositi carbonatici rappresentati alla base da dolomie saccaroidi che passano a calcareniti fini e calcilutiti grigie con noduli e liste di selce scura ed interstrati marnosi verdastri e rossastri ed intercalazioni di argilliti silicizzate rosso - bruno. Le calcilutiti sono costituite da *wackestone* bioturbati con sottili frammenti di gusci di bivalvi ("filaments") e radiolari. Sono inoltre presenti *grainstone* litoclastici parzialmente silicizzati.

A Bagnoli del Trigno, la rupe su cui sorge il centro storico è costituita da strati verticali di calcilutiti e calcareniti biancastre e di breccie formate dagli stessi litotipi. In sezione sottile le calcilutiti sono costituite da *wackestone* a milioliti e *thamatoporelle* e da *wackestone* ad ostracodi, *thamatoporelle* ed *Aeolisaccus* sp. Si tratta quindi di blocchi risedimentati costituiti da facies di piattaforma carbonatica a bassa energia di presumibile età cretacea.

Nei pressi di Morgia Pietravalle affiora una rupe carbonatica costituita da calcareniti gialline chiare con gusci di lamellibranchi, rotalidi e briozoi, calcareniti con ostreidi e rodoliti, calcareniti con gusci sottili di pectinidi e grossi frammenti di gusci di echinodermi. Sono presenti inoltre livelli con tracce di bioturbazione riferibili a *Thalassinoides*. In sezione sottile le microfacies sono rappresentate da *floatstone* a briozoi, *grainstone-packstone* bioclastici finemente porosi, con frammenti di echinodermi, anellidi, frammenti di ostreidi, frammenti di corallinacee e briozoi, *Amphistegina* spp. e piccoli rotalidi. L'elemento più caratteristico di queste microfacies è rappresentato dalla perfetta preservazione delle microstrutture originarie dei gusci di bivalvi e dei briozoi. L'associazione fossile di queste calcareniti gialline è del tutto analoga a quella dei calcari a briozoi e litotamni della formazione di Cusano di cui potrebbe sembrare un equivalente mal diagenizzato e risedimentato in ambiente di scarpata o di bacino.

Alla base della rupe di Pietracupa affiorano strati sottili subverticali di calcareniti gialline ad orbuline che poggiano su breccie calcaree eterometriche, con clasti arrotondati di diametro fino a 50 cm costituiti per lo più da calcari a briozoi, corallinacee, gusci di ostreidi e pectinidi. Le breccie poggiano a loro volta su calcari organogeni ben cementati ad ostreidi, pectinidi e rodoliti di aspetto simile a quelli della formazione di Cusano. In sezione sottile le microfacies sono costituite da *floatstone* e *packstone/grainstone* con rodoliti,

noduli di briozoi e corallinacee, frammenti di echinodermi, *Amphistegina* spp., frammenti di bivalvi (fra cui ostreidi). Non sono chiari i rapporti con la successiva formazione del *flysch numidico*. L'ambiente di sedimentazione per tutte le formazioni di questa unità tettonica sono bacinali e di scarpata.

Per l'età delle ALV, alcuni campioni prelevati a Limosano contengono *Globigerina ciperoensis ciperoensis* BOLLI e tra i nannofossili *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) WISE di età Oligocene superiore. Le ALV campionate in località Castelluccio, a Ovest di Fossalto, contengono *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e sono di età Burdigaliano superiore o più recente, mentre quelle affioranti a Roccapromonte hanno età Langhiano superiore per la presenza di *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e *Paragloborotalia siakensis* (LEROY) (zona ad *Orbulina suturalis* - *Globorotalia peripheroronda*, IACCARINO, 1985, subzona ad *Orbulina suturalis*).

Non si conosce la base della formazione. In alcune aree ALV è sottoposta a SBO con limite discordante, in altre il passaggio verso l'alto è con FYN o MRD. In rari casi è stato anche osservato il passaggio laterale con FYN e MRD.

## 2.2. - FLYSCH NUMIDICO (FYN)

(cfr. *Flysch Numidico p.p.* e Episodio Numidico *Auctorum*. Età: Burdigaliano superiore-Langhiano superiore?)

Arenarie in banchi amalgamati, di spessore metrico, di colore giallo chiaro, bianco e rosa, costituite prevalentemente da granuli di quarzo subarrotondati quasi sempre ben visibili ad occhio nudo; all'interno degli strati arenacei sono inoltre presenti clasti e livelletti di marne e argilliti di colore grigio piombo.

Le marne affioranti a Serra del Carpine hanno una microfauna a *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Paragloborotalia* cfr. *P. siakensis* (LEROY) e *Globigerinoides trilobus* (REUSS) ed una nannoflora a *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera mediterranea* MÜLLER, indicative di un'età non più antica del Burdigaliano superiore zona MNN4a a *Helicosphaera ampliapertura* - *Sphenolithus heteromorphus* (FORNACIARI *et al.*, 1996) (IACCARINO, 1985).

I foraminiferi invece indicano la zona a *Globigerinoides trilobus*. In letteratura (PATACCA *et al.*, 1992b), questa formazione è riferita anche al Langhiano superiore.

L'ambiente di sedimentazione può ritenersi bacinale, ma non ancora di avanfossa malgrado la grande preponderanza del detrito silicoclastico. Tale

detrito infatti, molto maturo, non dovrebbe derivare dall'erosione della catena in formazione.

La formazione affiora solo parzialmente con uno spessore massimo stimato di circa 40 m; essa è in successione stratigrafica concordante su ALV ed è ricoperta (a luoghi) in discordanza da MRD.

### 2.3. - MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE (MRD)

(Età: Burdigaliano superiore-Serravalliano)

Alternanza di marne scistose rosse e verdi ed argille rosse con rotalidi, vi sono intercalate brecciole calcaree molto ricristallizzate bianche e rosse (Fig. 7). Lo spessore è di circa 50-70 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata senza apporti detritici grossolani.

Talvolta sono alternate a calcareniti bianche che passano gradualmente alle calcareniti soprastanti (Colle Gioiese a SW di Castropignano).

L'analisi micropaleontologica indica che molti campioni risultano sterili o poco significativi. Alcuni di essi contengono *Neogloboquadrina* cfr. e *N. acostaensis* BLOW, molto probabilmente infiltrata da sedimenti più recenti tortoniani; altri contengono *Acarinina* cfr. *A. soldadoensis* BRONNIMANN dell'Eocene. Un campione presenta globigerinidi oligoceniche insieme a globotruncane bicarenate rimaneggiate caratteristiche del Cretaceo superiore e *Acarinina* sp. dell'Eocene. Il campione più alto della successione contiene *Globigerina nepenthes* TODD del Serravalliano (o più recente), altri più bassi contengono *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Globorotalia acrostoma* WEZEL e sono pertanto attribuibili alla zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO, 1985) del Burdigaliano superiore.

La formazione ricopre a luoghi stratigraficamente FYN e ALV<sub>1</sub> ed è sottoposta a SBO.



Figura 7 - Affioramento di marnose rosse dell'Unità tettonica del Sannio. Località riva sinistra del F. Trigno, superstrada "trignina", nei dintorni del bivio per Salcito.

#### 2.4. - FLYSCH DI SAN BARTOLOMEO (**SBO, SBOA, SBOB**)

(cfr. flysch di San Bartolomeo *Auctorum*. Età: Tortoniano superiore-Messiniano inferiore)

Alternanza di strati di argille marnose e marnose argillose-siltose di colore grigio-azzurro molto compatte e a frattura concoide, molto ricche in mica e strati arenacei che possono raggiungere spessori dell'ordine di qualche metro. A luoghi, le argille marnose e le marnose sono nettamente preponderanti.

Alla successione si intercalano livelli di marnose calcaree color nocciola e strati arenacei spessi da 5 a 15 cm, di colore variabile dal grigio ferro al giallo ed al bianco ed a granulometria da grossolana e molto grossolana a medio-fine. Spesso i banconi arenacei sono amalgamati ed a granulometria molto grossolana, con clasti costituiti da quarzo, a spigoli vivi e subarrotondati, frammenti di granito bianco e rosa e residui di materiale carbonatico (*SBO<sub>a</sub>*).

A differenti altezze stratigrafiche si ritrovano intercalate lenti di conglomerato poligenico ad elementi ben arrotondati, di dimensioni variabili dal centimetro al metro, non classati, costituiti da calcilutiti bianche e grigie,

calcareniti, marne, graniti, aventi uno spessore massimo di qualche metro ( $SBO_b$ ).

Spesso livelli pelitici o banconi arenacei di questa formazione sono in diretto appoggio stratigrafico discordante sulle ALV senza alcun termine intermedio.

L'analisi micropaleontologica delle marne grigie intercalate alle arenarie ha evidenziato un'età dal Tortoniano superiore al Messiniano inferiore. I campioni stratigraficamente più significativi contengono infatti *Globorotalia humerosa praehumerosa* NATORI, *Globorotalia saheliana* CATALANO & SPROVIERI, *Globorotalia suterae* CATALANO & SPROVIERI e *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ (zona a *Globigerinoides obliquus extremus* subzona a *Globorotalia suterae* del Tortoniano superiore, Iaccarino, 1985) per i foraminiferi planctonici, e *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE e *Discoaster quinqueramus* GARTNER (zona a *Minylitha convallis* subzona a *Geminilithella rotula* del Tortoniano superiore, THEODORIDIS, 1984) per i nannofossili calcarei. Infine la presenza di *Nicklithus amplificus* (BUKRY & PERCIVAL) RAFFI, BACKMAN & RIO consente di attribuire questo campione alla zona a *Amaurolithus primus* (THEODORIDIS, 1984) del Messiniano inferiore.

I campioni provenienti dalla località Macchie San Lorenzo (Salcito) presentano per le associazioni a nannofossili esemplari di *Discoaster quinqueramus* GARTNER e *Discoaster berggrenii* BUKRY e la presenza di *Globorotalia mediterranea* CATALANO & SPROVIERI (zona a *Globigerinoides obliquus extremus* / zona a *Globorotalia conomiozea*, IACCARINO, 1985) e confermano l'età Tortoniano superiore/Messiniano. Le associazioni dei campioni prelevati nei livelli basali, contengono forme quali *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER e *Helicosphaera walbersdorfensis* MÜLLER. In altri campioni, è stata osservata la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) tra i foraminiferi planctonici e di *Discoaster brouweri* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL, di *Discoaster pentaradiatus* TAN, emend. BRAMLETTE & RIEDEL ed *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS tra i nannofossili, attribuibili alla zona a *Eudiscoaster pentaradiatus* (THEODORIDIS, 1984).

Lo spessore è di circa 500-600 m.

#### 2.4.1. - Analisi petrografiche

Dal punto di vista petrografico si sono definiti i seguenti risultati:

- Costituenti fondamentali dello scheletro

Le arenarie sono caratterizzate da una composizione quarzoso-feldspatica. I feldspati hanno un rapporto medio di P/F= 0,67.

I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di Carbonati Extrabacinali (7% NCECECI), e da meno diffuso detrito silicoclastico (argilliti, 0,2%-0,6%; siltiti, 0,2%-1,6%), e da granuli di selce impura (0,2%-0,3%).

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da scisti (0,2%-4,4%) e da tracce di filladi (2,0%-7,0%); si segnalano tracce di detrito di natura ofiolitica (0,2%-1,8%) rappresentato da granuli di serpentiniti a struttura massiva e serpentinoscisti. Inoltre, si rinvenivano tracce di bioclasti tra i granuli Carbonatici Intrabacinali, e di glauconia (0,2%-0,6%) e rip-up clasts (0,2%-1,8%), tra i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali.

- Costituenti fondamentali degli interstizi

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico, in plaghe (1,2%-6,4%) e/o come riempimento di pori (0,2%-3,2%), e sotto forma di sostituzione pervasiva di granuli indeterminati dello scheletro (1,2%-16%). Presenti anche tracce di fillosilicati autigeni (0,2%). La matrice è sia silicoclastica (0,4%-3,6%) che carbonatica (0,6%-2,4%; micrite; Folk, 1974).

Le arenarie del flysch di San Bartolomeo sono essenzialmente delle “arenite pulite”, costituite cioè principalmente da un’impalcatura granulare anche se, in basse percentuali, esiste un’apprezzabile percentuale di silt e/o argilla come matrice interstiziale. Il processo cementante tipico di queste arenite è legato alla calcite, agente litificante primario.

#### 2.4.2. - Analisi sedimentologiche

L’interpretazione ambientale dei depositi e l’assetto stratigrafico hanno permesso di definire inizialmente il tipo di sistema deposizionale e successivamente il suo probabile contesto nell’ambito del sistema di *foreland* appenninico.

Le facies studiate e la loro organizzazione latero-verticale (associazione e sequenze di facies) sono state relazionate con i processi attivi durante il trasporto e la deposizione di questi sedimenti e hanno consentito di elaborare un modello deposizionale per il flysch di S. Bartolomeo nell’area indagata.

Questi sedimenti mostrano molti dei caratteri che consentono di interpretarli come il prodotto della deposizione di correnti di densità nell’ambito di un sistema deltizio di tipo *fan delta*. Quest’ultimo doveva costituire la porzione sommersa di una conoide alluvionale (*alluvial fan*), posta direttamente a ridosso di una catena montuosa (Fig. 8) e alimentata, a sua volta, da un sistema fluviale di tipo braided (*stream - dominated alluvial fan*, NEMEC & STEEL, 1988) la cui migrazione laterale dei canali spostava con una certa facilità le zone di immissione in mare dei sedimenti grossolani.

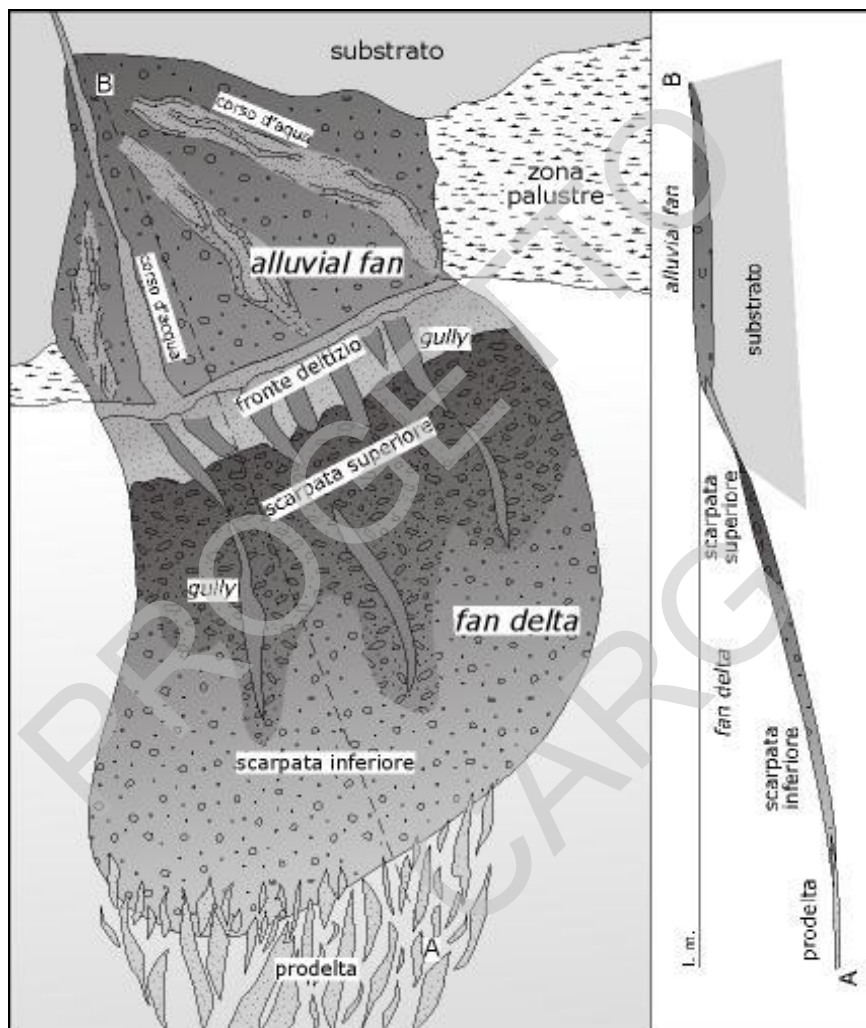


Figura 8 – Modello deposizionale del sistema di fan-delta del flysch di S. Bartolomeo, nel settore centro-settentrionale del Foglio Trivento (ridisegnato e modificato da Soh et al., 1995).

Entrambi i sistemi (*alluvial* e *fan delta*), posizionati a ridosso della catena appenninica, si sviluppavano verso i quadranti orientali e Sud-orientali, così come testimoniato dalle geometrie e dalla organizzazione stratigrafica dei depositi, nonché dai dati delle paleocorrenti che indicano uno scorrimento dei flussi principalmente verso Est e Sud-Est. Locali indicazioni di strutture trattive orientate verso Ovest, riconosciute in alcune porzioni di una delle sezioni studiate, potrebbero indicare uno scorrimento dei flussi verso i settori

occidentali in relazione a probabili fenomeni di deflessione e/o riflessione dei flussi stessi, che si originavano a causa della topografia accidentata del fondale sottomarino.

I depositi delle sezioni misurate nel settore di Bagnoli del Trigno consentono di differenziare la porzione subacquea di questo apparato deltizio in quanto mancano, in affioramento, gli equivalenti continentali rappresentati dalla conoide alluvionale di cui sopra. In particolare, la ricostruzione stratigrafica e l'organizzazione delle facies consentono di differenziare una serie di ambienti deposizionali di questo sistema che passano transizionalmente dall'uno all'altro, da sopra a sottopendio: il fronte deltizio, la scarpata deltizia, suddivisibile in superiore e inferiore, il prodelta, quest'ultimo passerebbe ancora sottopendio, e una porzione esigua di piattaforma.

In particolare, le diverse facies riconosciute registrano una evoluzione dei flussi dai settori più prossimali del sistema fino a quelli più distali in aree di piattaforma, con una tendenza di fondo caratterizzata da una diminuzione delle granulometrie, che passano dalle ghiaie fino alle argille. Nell'ambito delle sezioni misurate i depositi sono organizzati, sulla verticale, in sequenze di facies elementari con tendenza di tipo *fining-upward*. Ogni sequenza di facies può essere considerata l'espressione della deposizione di uno o più eventi deposizionali di volume decrescente che depositano i sedimenti sempre più verso le zone prossimali. I rapporti latero-verticali tra le facies riconosciute hanno consentito di ricostruire le loro possibili relazioni genetiche, le quali sono la conseguenza della trasformazione che subiscono i flussi durante il loro scorrimento da sopra a sottopendio. Nel nostro caso i caratteri che mostrano le facies riconosciute registrerebbero la trasformazione e la deposizione di flussi da iperconcentrati a correnti di torbida ad alta densità, quindi il passaggio da queste ultime a quelle a bassa densità, per poi registrare la fase finale di deposizione di flussi ormai completamente diluiti che possono avere, localmente, caratteri tipici di flussi combinati (ARNOTT & SOUTHARD, 1990; DUKE *et al.*, 1991). Molti degli aspetti riconosciuti nelle facies individuate sono del tutto simili a quelli descritti da MUTTI *et al.*, (2000, 2002, 2003) in sistemi deltizi di *fan delta*, la cui sedimentazione è dominata da flussi iperpicnali che si generano quando le piene fluviali entrano in ambiente marino e scorrono lungo il pendio deposizionale a causa della loro maggiore densità rispetto al mezzo circostante (vedi anche MARTINSEN, 1990).

Una buona parte dei depositi (Fig. 9) analizzati sono associabili al fronte e alla scarpata deltizia superiore. come ad esempio la porzione di successione che affiora lungo la strada che sale per Bagnoli del Trigno, dove si può riscontrare la presenza di canali (*gully*) riempiti con depositi arenaceo-conglomeratici. La stessa sezione può essere considerata come l'espressione di un riempimento di



uno di questi canali erosivi; questi ultimi costituivano vie preferenziali di transito dei flussi iperpicnali i quali trasportavano e depositavano la maggior parte del loro carico più grossolano alla base della scarpata deltizia, mentre la restante parte del carico veniva smistata sottopendio, nei settori di prodelta e piattaforma, fino alla completa sedimentazione delle porzioni più fini attraverso una progressiva fase di decelerazione dei flussi. La scarpata inferiore, per analogia con sistemi attuali, doveva rappresentare la porzione arealmente più estesa del fan delta, essendo costituita dall'involuppo di corpi lenticolari conglomeratici in compensazione tra loro. Il trasporto dei materiali verso la scarpata inferiore era inoltre favorito da processi di instabilità dei settori più elevati dell'apparato deltizio connessi sia agli alti tassi di sedimentazione, sia all'attività tettonica.

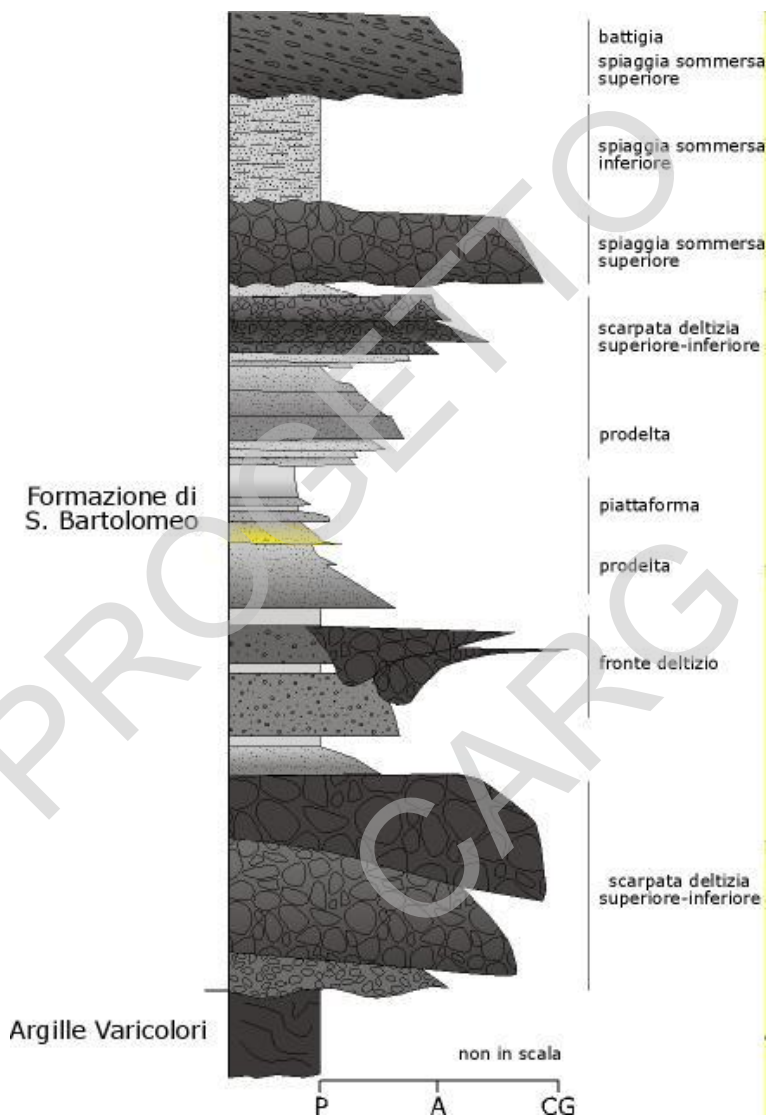


Figura 9 – Successione schematica e interpretazione ambientale dei depositi del flysch di S. Bartolomeo.

Lateralmente alle zone di immissione dei flussi (foci fluviali) la probabile azione del moto ondoso consentiva una maggiore selezione del materiale deposto, dando luogo alla formazione di spiagge ghiaiose con facies di battigia e spiaggia sommersa superiore (depositi conglomeratici costituiti da ciottoli appiattiti e subsferici) che passavano sottopendio a facies sabbiose di spiaggia sommersa inferiore, notevolmente bioturbate dall'azione di lamellibranchi come la *Panopea*.

Dal punto di vista dell'organizzazione stratigrafica, il riconoscimento in questa successione di diverse superfici di discontinuità, unitamente all'esame degli affioramenti presenti nei settori più orientali e Sud-orientali rispetto all'area di Bagnoli del Trigno, consente di ricostruire una evoluzione di questo sistema molto articolata.

Tralasciando per un momento i depositi di spiaggia precedentemente descritti che si rinvengono al tetto della successione, quelli più strettamente connessi all'apparato deltizio possono essere suddivisi in due unità delimitate da altrettante superfici di inconformità. Quella basale, a diretto contatto con le Argille Varicolori Superiori, è costituita da depositi conglomeratici di scarpata deltizia inferiore che passano verso l'alto a depositi arenaceo-conglomeratici e arenacei, evidenziando così una tipica tendenza *fining-upward* (zona di Bagnoli del Trigno). La stessa unità, nei settori Sud-orientali e orientali (zona di Casalciprano e Limosano), mostra al contatto con le Argille Varicolori Superiori delle alternanze di peliti con sottili strati di arenarie che passano bruscamente, verso l'alto, a pacchi arenacei di spessore metrico e decametrico, evidenziando così una tendenza di tipo *thickening e coarsening upward*. Riteniamo che questi pacchi dovevano costituire l'espressione laterale, sottocorrente, delle porzioni conglomeratiche riconosciute nell'area di Bagnoli. La tendenza alla deposizione dei depositi fini riscontrata in quest'ultima area si accorda con quella opposta riscontrata nei settori Sud-orientali e orientali, ipotizzando che all'iniziale fase di progradazione del sistema sia seguita una fase di retrogradazione, probabilmente imputabile ad una diminuzione del volume dei flussi, che avrebbe conferito a questa unità una tendenza trasgressiva.

La superficie di inconformità alla base della seconda unità, nell'area di Bagnoli, coinciderebbe con quella presente alla base dei canali erosivi (*gully*) che incidono la scarpata deltizia superiore, mentre verso i settori orientali starebbe alla base del corpo arenaceo - conglomeratico di Limosano. La tendenza che mostra questa unità, a differenza di quella precedente, è che ad una iniziale progradazione del sistema sia seguita una fase di retrogradazione che ha conferito ai depositi una tendenza trasgressiva ben evidenziata, nel settore di Bagnoli, dalla sovrapposizione, più o meno repentina, al di sopra dei depositi di fronte deltizio, di quelli di prodelta e piattaforma. In queste condizioni le zone di trasferimento dei flussi sono diventate zone di deposizione e di conseguenza i *gully* sono stati riempiti da sedimenti arenaceo - conglomeratici. Tale tendenza è invertita nella porzione superiore di questa unità che ritorna ad essere

progradazionale, evidenziando così uno spostamento, verso mare, delle zone di deposizione delle sabbie e dei conglomerati connesso ad un avanzamento del sistema deltizio. Depositi coevi di quest'ultima fase, che dovrebbero costituire parte della scarpata dell'apparato deltizio in progradazione, sono quelli affioranti poco sotto il paese di Molise.

In conclusione, i depositi del flysch di S. Bartolomeo, nel settore indagato, costituiscono un bell'esempio di stretta relazione fisica tra la sedimentazione deltizia e quella torbidityca nell'ambito di un sistema di *foreland*; più in particolare, sistemi complessi di questo tipo, che vengono definiti sistemi deposizionali misti da MUTTI *et al.* (2002, 2003), trovano soprattutto collocazione nei settori più interni del sistema di *foreland* (settore di *wedge top*, sensu DE CELES & GILES, 1996) in quanto non mostrano i caratteri tipici dei sistemi torbidityci di acque profonde che si sviluppano in senso parallelo all'asse dell'avanfossa. Essi si rinvencono invece a ridosso delle aree montagnose emerse, dove si possono sviluppare conoidi alluvionali che alimentano *fan delta*, fisicamente connessi con i sistemi torbidityci (POSTMA & ROEP, 1985; PRIOR *et al.*, 1986; SOH *et al.*, 1995; MUTTI *et al.*, 1996, 1999, 2000, 2002, 2003; SOHN *et al.*, 1999; MILLI & MOSCATELLI, 2000). In contesti di questo tipo infatti, corsi d'acqua con reticoli idrografici piccoli, ma con elevato gradiente, la stessa attività tettonica e le stesse variazioni climatiche erano in grado di produrre e trasferire ingenti quantità di sedimenti grossolani, dalle aree emerse a quelle sommerse, passando per il filtro del settore costiero; in quest'ultima zona si sviluppavano, invece, dei *fan delta* che distribuivano i materiali apportati, trasversalmente rispetto all'asse del bacino di *foreland* e in settori ad elevato grado di confinamento morfologico. Questi caratteri, a nostro parere, si possono riconoscere nella successione indagata sia sulla base dei dati sedimentologici, sia sulla base delle relazioni geometriche che, soprattutto le unità basali, contraggono con il substrato rappresentato dalle *Argille Varicolori Superiori*. I contatti con quest'ultima unità sono infatti di tipo erosivo nel settore di Bagnoli, mentre, spostandosi verso i settori orientali, i depositi pelitico-arenacei e arenacei sembrano poggiare con contatto *downlap* sulla porzione interna del bacino ed *onlap* su quella più esterna. Questo evidenzerebbe un settore rialzato e deformato, essenzialmente costituito dalle *Argille Varicolori Superiori* che dovrebbe rappresentare il limite interno del bacino di avanfossa, coevo di quello di *wedge top* in cui sedimentava il flysch di S. Bartolomeo.

### 3. - UNITÀ TETTONICA DI TUFILLO

Lungo la dorsale che dall'abitato di Trivento va verso quello di Salcito si riconoscono i termini basali pelitici di una successione denominata Unità di Tuffillo che, verso l'alto, diviene più carbonatica, come si può ben apprezzare lungo il versante opposto che sale verso Schiavi d'Abruzzo. La parte terminale della successione (finestre tettoniche a Sud di Trivento) è costituita da depositi silicoclastici riferibili alla formazione Olmi *Auctorum*. Nell'area a Sud dell'abitato di Trivento e in destra orografica del Torrente Rivo è riconoscibile la sovrapposizione tettonica dell'Unità del Sannio su questa Unità.

L'Unità è costituita dal basso verso l'alto da:

#### 3.1. - GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (ALV, ALV<sub>b</sub>)

(cfr. Argille Varicolori *Auctorum*. Età: Oligocene superiore?-Burdigaliano superiore)

Argilliti variegata con colorazione rosso mattone, verde, nocciola, grigio e giallo in strati di spessore variabile dal centimetro al decimetro. Inglobati nella massa argillosa sono inclusi blocchi competenti di dimensioni variabili, da qualche centimetro ad alcuni metri, costituiti da calcareniti biancastre, calcilutiti bianche, azzurre e rosse, breccie calcaree chiare e, dubitativamente, arenarie verdastre (ALV<sub>b</sub>). La presenza di elementi carbonatici diventa preponderante nella parte alta della formazione, dove è riconoscibile un'alternanza di livelli decimetrici carbonatici bianchi e livelli centimetrici pelitici grigio piombo. Lo spessore visibile in affioramento è di circa 200-300 metri, ma lo spessore totale potrebbe aggirarsi intorno ai 1000 m. L'ambiente è bacinale o di scarpata.

Al passaggio con la successione sovrastante si osserva un graduale arricchimento nei termini marnosi.

Le Argille Varicolori Superiori prelevate in località Trivento sono risultate sterili; per la loro età si è fatto riferimento a quella definita per le ALV dell'*Unità di Agnone* (vedi dopo).

### 3.2. - MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE (MRD)

(Età: Burdigaliano superiore-Langhiano?)

Alternanza di marne bianche, marne scistose rosse e verdi ed argille rosse con rotalidi, vi sono intercalate brecciole calcaree molto ricristallizzate bianche e rosse. Lo spessore è di circa 50-70 m.

A luoghi questa formazione non è presente nelle successioni stratigrafiche rilevate. La formazione sovrasta stratigraficamente ALV. In alcune aree sono stati però osservati anche passaggi laterali tra MRD e ALV. L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

Un campione prelevato in località S. Ianni fornisce un'età Burdigaliano superiore-Langhiano per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE tra i nannofossili e la presenza della *Preorbulina glomerosa sicana* (DE STEFANI) tra i foraminiferi.

### 3.3. - FORMAZIONE DI TUFILLO (TFL, TFL<sub>a</sub>, TFL<sub>b</sub>)

(cfr. formazione di Tufillo *Auctorum* e flysch di Faeto *Auctorum*. Età: Langhiano superiore-Tortoniano superiore)

Successione costituita da un'alternanza di strati calcarenitici, brecciole calcaree, calcilutiti chiare e, subordinatamente, livelli pelitici; si ritrovano anche livelletti di argille scistose verdastre e marne tenere bianche. A luoghi si rinvencono strati decimetrici e banconi arenacei (arcose litiche) di colore giallo dello spessore massimo di 5 metri (affioramento rappresentativo in località Colle delle Sese) (TFL<sub>a</sub>). Le calcilutiti e le marne calcaree presentano un'abbondante fauna a globigerinidi (calcarei e marne ad *Orbuline Auct.*). Lo spessore è di circa 500 m.

Ad Est dell'abitato di Trivento affiora un deposito costituito da breccie molto ricristallizzate a matrice calcitica con clasti eterometrici, variabili dal centimetro a qualche metro, non classati ed a spigoli vivi, che viene interpretato come il prodotto della deposizione di un flusso detritico (*debris flow*). I clasti sono costituiti da calcari bioclastici, calcareniti, calcari marnosi, calcilutiti con gasteropodi ed alghe, calcari con selce, calcari oolitici (TFL<sub>b</sub>). Lo spessore è di circa una decina di metri. Sono riconoscibili a luoghi evidenti fenomeni di *slumping* (Fig. 10).



Figura 10 - Deformazioni plastiche sinsedimentarie (*slumping* nella formazione di Tufillo. Valle del Trigno, sulla superstrada “Trignina”, poco prima dell’uscita Trivento.

All’interno di questa unità sono stati prelevati numerosi campioni sia alla base che al tetto. I campioni prelevati in località Trivento contengono per i foraminiferi planctonici *Praeorbulina glomerata* BLOW, indicativa della zona a *Praeorbulina glomerata* s.l. (IACCARINO, 1985) del Langhiano. Per il nannoplancton calcareo è significativa l’assenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e la presenza di rari esemplari di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER, indicativi della zona a *Calcidiscus premacintyreii* (THEODORIDIS, 1984) e della subzona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Reticulofenestra pseudoumbilicus* MNN6a (FORNACIARI *et al.*, 1996) del Serravalliano inferiore. L’età più vecchia ottenuta dall’analisi dei foraminiferi planctonici può essere dovuta a rimaneggiamento dal momento che gli stessi campioni vengono attribuiti al Serravalliano inferiore sulla base dei nannofossili calcarei. I campioni provenienti da Codacchi e Fonte del Crugnale sono ascrivibili alla zona ad *Orbulina suturalis*/*Globorotalia peripheroronda* (IACCARINO, 1985) per la presenza di *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN di età Langhiano superiore. Un campione prelevato in località Codacchi presenta una microfauna a *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) (sinistrorsa) e *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY) e può essere attribuito al Tortoniano (zona a *Globorotalia acostaensis*, IACCARINO, 1985). Un solo

campione prelevato in località Trivento presenta nell'associazione a nannofossili *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE che compare nella zona a *Minylitha convallis* subzona a *Geminilithella rotula* (THEODORIDIS, 1984), indicando un'età Tortoniano superiore.

La formazione è in successione concordante su MRD. L'ambiente di deposizione può ritenersi di scarpata e bacinale. Le intercalazioni arenacee possono essere interpretate come legate ad una successione bacinale di avanfossa in cui si riversavano prevalentemente materiali carbonatici che potevano provenire sia dall'erosione dell'avampaese che da porzioni carbonatiche della catena e, in subordine, materiali silicoclastici provenienti dalla catena.

### 3.4. - FLYSCH DI S. BIASE (FYB, FYB<sub>a</sub>)

(cfr. Formazione Olmi *Auctorum*. Età: Messiniano)

La parte più bassa di questa unità è costituita da un'alternanza di calcareniti bianche fini e marne chiare in livelli di circa 80 cm. Verso l'alto passano a marne micacee grigio-azzurre con sottili venature di arenarie di colore ocra alternate a strati metrici di arenarie compatte a granulometria media di colore grigio-giallastro e calcareniti bianche (le marne micacee possono raggiungere spessori di 150 m). Localmente si intercalano banconi arenacei di colore giallastro, a granulometria da media a grossolana, talora amalgamati, alternati a strati centimetrici di marne grigie e calcilutiti bianche (FYB<sub>a</sub>).

La datazione al Messiniano della parte alta della formazione è stata fatta sulla base dei campioni prelevati lungo la strada San Biase-Bosco Difesa. L'analisi dei foraminiferi planctonici ha evidenziato la presenza di *Globorotalia conomiozea* KENNETT, marker della zona a *Globorotalia conomiozea* (IACCARINO, 1985), del Messiniano inferiore e di *Turborotalita multiloba* ROMEO, indicativa della zona indistinta del Messiniano (IACCARINO, 1985). L'analisi dei nannofossili per i medesimi campioni ha fornito invece indicazioni di un'età più vecchia, dovuta a rimaneggiamento e/o cattiva conservazione delle nannoflore che avrebbero potuto essere significative: Serravalliano-Tortoniano (zona MNN7c, SPROVIERI *et al.*, 2002) e Tortoniano superiore (zona a *C. pelagicus* THEODORIDIS, 1984).

Lo spessore di questa formazione è di circa 1500 m (dati di pozzo).

La formazione è in successione stratigrafica, leggermente discordante, su TFL.

L'ambiente di deposizione può essere interpretato come bacinale di avanfossa matura.



#### 4. - UNITÀ TETTONICA DI AGNONE

Questa unità affiora estesamente nell'area del centro abitato di Pietrabbondante e occupa buona parte del quadrante Nord-occidentale del foglio.

##### 4.1. - GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE: ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (ALV, ALV<sub>b</sub>)

(cfr. Argille Varicolori *Auctorum*. Età: Oligocene superiore?-Burdigaliano superiore)

Peliti costituite da argilliti variegata con colorazione rosso mattone, verde, nocciola, grigio e giallo in strati di spessore variabile dal centimetro al decimetro. Inglobati nella massa argillosa sono inclusi blocchi competenti di dimensioni variabili, da qualche cm ad alcuni metri, costituiti da calcareniti biancastre, calcilutiti bianche, azzurre e rosse, e brecce calcaree chiare e, dubitativamente, arenarie verdastre (ALV<sub>b</sub>). La presenza di elementi carbonatici diventa preponderante nella parte alta della formazione, dove è riconoscibile un'alternanza di livelli decimetrici carbonatici bianchi e livelli pelitici grigio piombo. Lo spessore visibile è di circa 200-300 metri, ma si può ipotizzare uno spessore totale di circa 1000 metri.

Nella parte alta, al passaggio con la formazione soprastante, si osservano intercalazioni di calcisiltiti e calcareniti con rari macroforaminiferi. L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

Dei campioni prelevati nelle Argille Varicolori Superiori (spesso sterili) solo un campione prelevato al bivio per Pietrabbondante ha mostrato una microfauna significativa a *Globoquadrina dehiscens* CHAPMAN, PARR & COLLINS, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Globorotalia acrostoma* WEZEL indicativa della zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO, 1985) del Burdigaliano superiore.

##### 4.2. - CALCARENITI E CALCIRUDITI DI PIETRABBONDANTE (PBB)

(cfr. Calcarei di Ateleta *Auctorum*. Età: Miocene inferiore?)

Calcarei (calciruditi, calcareniti e calcilutiti) biancastri ricristallizzati con nummuliti e alveoline e calcari marnosi verdi, talora rossi, in sottili livelli e marne grigie. Nella parte basale prevalgono brecce con frammenti di *Pecten*, coralli, nummuliti, alveoline e rudiste. Lo spessore è di circa 80-100 m.

La maggioranza dei campioni sono risultati sterili. Un solo campione, prelevato nelle marne grigie della formazione, ha fornito indicazioni di età Miocene inferiore per la presenza dei foraminiferi *Globoquadrina* cfr. *G. baroemoensis* (LEROY) e *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) e per la presenza di un'associazione a nannofossili non più antica della zona MNN1d (FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER che ha la sua FO nella parte alta di questa subzona.

La formazione è sottoposta stratigraficamente, in leggera discordanza a UAM<sub>3</sub>, è in successione su ALV, ma in alcuni casi sono possibili eteropie laterali con queste ultime. L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata con prevalenza di materiale risedimentato proveniente da ambienti di piattaforma.

#### 4.3. - UNITÀ ARGILLOSO – MARNOSA: ARGILLE A *ORBULINA* (UAM<sub>3</sub>)

(cfr. marne a *Orbulina Auctorum*. Età: Serravalliano?-Tortoniano inferiore)

Questa unità fa parte della formazione UAM (Unità argilloso-marnosa). Alternanza di calcilutiti, calcisiltiti e marne molto ricche in globigerinidi ed orbuline. Localmente si intercalano calcareniti e calciruditi in successioni metriche. Lo spessore è di circa 80-100 m.

La parte alta della formazione, in corrispondenza del passaggio alle sovrastanti arenarie, contiene un'associazione a foraminiferi planctonici con *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) che permette di ascrivere la formazione ad un'età non più antica del Tortoniano inferiore (zona a *Globorotalia acostaensis*, IACCARINO, 1985) e non più antica del Serravalliano superiore secondo FORESI *et al.*, 1998. Gli stessi livelli contengono un'associazione a nannofossili povera e poco significativa.

Il passaggio ai depositi arenacei sovrastanti avviene gradualmente con la presenza di sparse intercalazioni di marne micacee.

Non si conosce l'età della base della formazione. UAM<sub>3</sub> è in discordanza stratigrafica su PBB ed è a sua volta ricoperta in leggera discordanza da MSO.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale e di scarpata.

#### 4.4. - FLYSCH DEL MOLISE (MSO, MSO<sub>a</sub>)

(cfr. flysch di Agnone *Auctorum*. Età: Tortoniano superiore-Messiniano).

Alternanza di peliti grigie e marroni di spessore massimo di 40-50 cm e di una sequenza di arenarie fini micacee grigio-giallastre (MSO). Lo spessore è di oltre 1000 m.

Nella parte centrale della successione sono presenti arenarie da grossolane a medie, di colore grigio-giallastro, in strati di spessore variabile dal decimetro al metro, talora in banchi amalgamati alternati a strati centimetrici di argille siltose plumbee. Queste arenarie localmente passano verso l'alto a biocalcareniti, calciruditi e breccie ricristallizzate di colore bianco e spessore massimo di 2 metri (Poggio Sannita). Lo spessore della parte arenacea è di circa 400-500 m (MSO<sub>a</sub>).

I campioni prelevati nelle peliti risultano avere un'età Tortoniano superiore/Messiniano. In particolare sono risultati biostratigraficamente significativi per la presenza di *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY (zona a *Amaurolithus primus*, THEODORIDIS, 1984) e di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) (sinistrorsa e destrorsa) e *Turborotalita multiloba* (ROMEO), indicativi del Messiniano (Fonte Sambuco).

I campioni prelevati nei pressi di Poggio Sannita contengono tra i nannofossili *Discoaster quinqueramus* GARTNER che indica un'età Tortoniano medio-superiore, e una microfauna a *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) sinistrorsa, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER), *Globorotalia* cfr. *G. saheliana* CATALANO & SPROVIERI e *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY) (zona a *Globigerinoides obliquus extremus* subzona a *Globorotalia suterae*, IACCARINO, 1985) che indicano un'età Tortoniano superiore. Altri campioni prelevati a Sud di Cannavina (riva sinistra del Torrente Sente) contengono *Globorotalia mediterranea* CATALANO & SPROVIERI della subzona a *Globorotalia suterae* e *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE che compare nella zona a *Minylitha convallis* subzona a *Geminilithella rotula* (THEODORIDIS, 1984), che consentono di attribuire loro un'età Tortoniano superiore/Messiniano inferiore. L'ambiente di sedimentazione delle MSO è bacinale di avanfossa matura.

La formazione affiora in concordanza su UAM<sub>3</sub>.

Le analisi petrografiche hanno permesso la definizione dei costituenti lo scheletro degli interstizi:

- Costituenti fondamentali dello scheletro

Le arenarie del flysch del Molise sono caratterizzate da una composizione quarzosofeldspatica e quarzolitica clastica.

I feldspati hanno un rapporto medio di P/F variabile da 0,92 a 0,25, che indica l'apporto detritico da aree fonti multisorgente - cristalline e sedimentarie - queste ultime sia carbonatiche che silicoclastiche.

I frammenti litici afanitici sono rappresentati prevalentemente da detrito di provenienza sedimentaria, a dominanza carbonatica. I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di Carbonati Extrabacinali (6,4%-5,5%), e da meno diffuso detrito silicoclastico (argilliti - 1,2% - e siltiti - 0,2%), e da granuli di selce impura (1,18%).

La tessitura del detrito di provenienza vulcanica, la cui percentuale varia fino ad un massimo dell'1,17% della componente scheletrica, è felsitica seriatà, felsitica granulare o microlitica. I granuli vulcanici a tessitura felsitica seriatà presentano fenocristalli con tessitura irregolare mentre quelli a tessitura felsitica granulare sono costituiti da fenocristalli di quarzo euedrali o subeuedrali immersi in una pasta di fondo vetrosa; i granuli vulcanici a tessitura microlitica sono caratterizzati da microliti a tessitura fina (siltosa), (e.g., CRITELLI & INGERSOLL, 1995).

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da filladi (range 0,2%-6,4%), da scisti (0,2% - 4,6%), e da gneiss a grana fina (fino ad un massimo del 2,2%).

I litici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di Carbonati Extrabacinali, con abbondanti calcari micritici (0,2%-6,6%), biomicritici (0,2%-5,0%) e sparitici (0,2%-4,6%).

Lo scheletro delle areniti della Formazione di Agnone comprende anche minerali densi moderatamente stabili, quali l'epidoto, ed instabili quali l'orneblenda, e specie di minerali densi opachi, sia in cristalli singoli sia in frammenti di metamorfiti, oltre a biotite, muscovite e clorite in frammenti monocristallini.

- Costituenti fondamentali degli interstizi

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico pecilotopico (1,4%-20,6%). La matrice è prevalentemente silicoclastica (0,2%-8,0%); la micrite è presente in tracce (2,6%).

Le arenarie del flysch del Molise sono essenzialmente delle "areniti pulite" costituite cioè dominatamente da un'impalcatura granulare anche se, in basse percentuali, esiste un'apprezzabile percentuale di silt e/o argilla come matrice interstiziale. Il processo cementante tipico di queste areniti è legato alla calcite, agente litificante primario.

## 5. - UNITÀ TETTONICA DI FROSOLONE

L'Unità di Frosolone, da Sud verso Nord (da Frosolone a Pietrabbondante), è caratterizzata da successioni verticali che presentano numerose eteropie di facies.

Lungo la sinistra orografica del F. Trigno ed in limitati affioramenti in destra del Vallone Gamberale si riconoscono i termini basali, calcareo-silico-marnosi, che evolvono verso l'alto a termini francamente carbonatici (Colle Quaglieti, M. Calvario, dorsale di M. la Russa, area di S. Andrea etc.); in successione, con passaggio graduale (dorsale di M. la Russa, colli in riva destra di Vallone Gamberale), si osservano depositi silicoclastici che sono ritenuti essere assimilabili alla *Formazione delle Arenarie di Frosolone*.

Le successioni che costituiscono l'Unità di Frosolone si sono deposte in un'area di raccordo fra la piattaforma carbonatica del Matese ed il *Bacino Molisano* (CLERMONTÉ & PIRONON, 1979). Nelle aree di scarpata carbonatica, sotto il controllo di fattori intrinseci (pendenza della scarpata, dinamica deposizionale delle adiacenti aree di piattaforma, etc.) o esterni (oscillazioni del livello del mare, attività tettonica, etc.), si può passare da settori in cui prevale la sedimentazione a settori dove invece sono attivi processi erosivi e/o di *by-passing*. Tali diversi contesti sedimentari non solo possono susseguirsi nel tempo, ma possono essere attivi contemporaneamente in diversi settori della scarpata. Ciò fa sì che il record geologico delle aree di scarpata carbonatica sia di norma caratterizzato da corpi deposizionali non tabulari e da limiti anche fortemente diacroni, con marcate eteropie di facies e lacune, non-deposizionali ed erosionali, di entità anche significativamente diversa da settore a settore. Le implicazioni in termini di suddivisione litostratigrafica e cartografia geologica sono evidenti nel settore della Montagnola di Frosolone: non è possibile ricostruire una successione tipo per l'intero settore ed alcune delle unità litostratigrafiche adottate sono eteropiche e limitate da superfici fortemente diacrone da un settore all'altro. Ovviamente, per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione di quasi tutte le formazioni che costituiscono l'Unità tettonica di Frosolone, si può parlare di un generico ambiente di scarpata-bacino dove difficilmente è possibile distinguere i due sub-ambienti. Un'ulteriore problematica, anch'essa legata al contesto deposizionale, è quella delle difficoltà di datazione in depositi in gran parte costituiti da materiale risedimentato e spesso rielaborato. Le età indicate per ciascuna formazione sono state ottenute utilizzando principalmente i foraminiferi planctonici, con l'ulteriore limitazione imposta dalla determinazione in sezione sottile, trattandosi per lo più di litotipi non disgregabili. Tali dati sono stati integrati, ove possibile, dalle indicazioni fornite dal nannoplancton calcareo fornito dallo studio delle rare intercalazioni argillo-marnose rinvenute. Le età fornite dai foraminiferi sedimentati in aree di

mare basso sono state utilizzate solo laddove non c'erano evidenze di rimaneggiamento. In ogni caso, le età indicate vanno intese come "non più antico di".

### 5.1. - CALCILUTITI DI FORESTA (CAF)

(cfr. formazione di Indiprete *Auctorum* e formazione di M. Coppe *Auctorum*.  
Età: Aptiano?-Cenomaniano)

Calcilutiti e calcari marnosi di colore biancastro, avana, verdastri e rosati, con livelli e liste di selce nocciola e bruno-nerastra, alternati a marne ed argille marnose bianco-grigiastre, azzurre e verdi (presso Sessano). A Sud di Sessano affiorano, in pareti verticali, banconi calcarei detritico-organogeni con selce bruno-rossastra.

A luoghi si osservano, in alternanza, argille ed argille silteose verdastre e rossastre (a Sud di C.le Cicevere). Si rinvencono, inoltre, calcareniti a grana fine più o meno cristalline e localmente silicizzate (selce di variocolore, anche bruno violacea). In accordo con quanto noto in letteratura, e tenuto conto dell'età della formazione sovrastante, le calcilutiti di Foresta hanno presumibilmente un'età Cenomaniano.

Lo spessore della formazione è di circa 110 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

### 5.2. - FORMAZIONE DI COSTE CHIAVARINE (CCH)

(cfr. formazione di Coste Chiavarine *Auctorum*. Età: Cenomaniano superiore-Campaniano)

Calcareniti fini e calcilutiti di colore nocciola chiaro, in strati spessi da pochi centimetri a 10-20 cm, con liste e noduli di selce nera, grigio scura e arancio. Le calcareniti sono caratterizzate dalla presenza di numerosi piccoli clasti di colore arancione. Intercalati a questi livelli sottilmente stratificati si rinvencono strati e banchi, potenti fino a 2,5 m, costituiti da calciruditi e calcareniti gradate con frammenti di rudiste. La base di questi corpi più grossolani è costantemente erosionale; banchi di spessore maggiore sono costituiti da livelli decimetrici a gradazione diretta, separati da nette superfici erosionali planari. Al di sopra dei livelli più spessi è talvolta conservato un intervallo di circa 5-10 cm di calcilutiti chiare con selce. Sono presenti livelli con laminazione ondulata e livelli con laminazione convoluta. La selce è presente per lo più sotto forma di liste nere e

grigio-scure nei livelli calcilititici e di noduli e lenti irregolari biancastre nei livelli di calciruditi e calcareniti grossolane.

Ad Ovest di C.le Campo delle Fave, in prossimità del passaggio con la formazione di M. Calvello (VLO, vedi dopo), essa è costituita da intervalli metrici di calcari detritico-organogeni e di calcari cristallini (più frequenti verso l'alto) con livelli centimetrici di selce bruna alternati a calcilituti bianche e beige.

Nei livelli litobioclastici più grossolani i macrofossili sono costituiti da frammenti di echinodermi, di rudiste ed altri bivalvi, spesso accompagnati da frammenti di orbitolinidi. Nei livelli calcilititici sono spesso presenti associazioni a piccoli foraminiferi planctonici, dominate da hedbergelle: *Hedbergella rischi* OULLADE, *M. planispira* (TAPPAN), *M. simplex* (MORROW), piccole ticinelle (*Ticinella praeticinensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *T. raynaudi* SIGAL) ed heterohelicidi (*Heterohelix moremani* (CUSHMAN), radiolari e spicole di spugne.

La presenza, in un livello di calcirudite litobioclastica, di esemplari riferibili a *Dicarinella imbricata* (MORNOD) consente di indicare per questa formazione un'età non più antica del Cenomaniano superiore. Tenuto conto di questo dato e dell'età Maastrichtiana della sovrastante formazione di Monte Calvello, la formazione di Coste Chiavarine copre presumibilmente l'intervallo Cenomaniano superiore-Campaniano, in accordo anche con quanto noto dalla letteratura (PESCATORE, 1965). Il passaggio alla formazione sovrastante è segnato dalla scomparsa della selce.

Lo spessore della formazione è di circa 160 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

### 5.3. - FORMAZIONE DI M. CALVELLO (VLO)

(Cfr. formazione di M. Calvello *Auctorum*; Calcari Cristallini *Auctorum*; Calcari Saccaroidi *Auctorum*. Età: non più antica del Maastrichtiano)

Calcareniti bioclastiche con potenti intercalazioni di corpi massicci di breccie calcaree e calciruditi grossolane lito-bioclastiche (Fig. 11). Le calcareniti sono da grossolane a fini. Le calcareniti grossolane costituiscono in genere strati spessi e banchi irregolari. Le calcareniti, da fini a medie, si presentano invece generalmente ben stratificate e costituiscono spesso banchi metrici in cui sono riconoscibili livelli decimetrici amalgamati con laminazione parallela e accenni di laminazione incrociata.

I corpi massicci di breccie calcaree e calciruditi litoclastiche hanno geometria a lente e base erosionale che tronca nettamente gli strati calcarenitici. Sia le breccie che le calciruditi sono prive di matrice. I clasti sono suturati, da angolosi a subarrotondati e fortemente eterometrici. Sono costituiti principalmente da calcari cristallini biancastri, ossia da calcareniti a frammenti di rudiste ed

echinodermi del tutto simili a quelle in cui le breccie sono intercalate. Più raramente sono presenti clasti, anche decimetrici, di facies di piattaforma carbonatica (*wackestone* nocciola a miliolidi, frammenti di bivalvi e gasteropodi; *grainstone* ad ooliti e peloidi) e occasionalmente clasti di calcilituti chiare con globotruncane.

I macrofossili sono costituiti prevalentemente da frammenti di rudiste (specialmente radiolitidi) ed echinodermi e, più raramente, da frammenti di briozoi. Tra i microfossili sono frequenti macroforaminiferi (*Orbitoides*, *Omphalocyclus* e *Siderolites*), globotruncanidi ed eterohelicidi.

La presenza di *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* (LAMARCK), *Orbitoides apiculata* (SCHLUMBERGER) indica un'età non più antica del Maastrichtiano. Tale età è in accordo con la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. lapparenti* (BROTZEN) e *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT).

Il passaggio alla formazione sovrastante è netto ed è segnato dalla comparsa di calcareniti ad alveoline e nummuliti con lenti e noduli di selce.

Lo spessore della formazione è di circa 250 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.



Figura 11 Affioramento di calcareniti bioclastiche della formazione di M. Calvello (a destra). Il substrato dei prati è costituito dalla calcareniti a macroforaminiferi (vedi dopo). Il contatto è per faglia normale.



#### 5.4. - FORMAZIONE DI MONACI (FMO)

(cfr. formazione di Monaci *Auctorum*. Età: Eocene inferiore - Oligocene superiore)

Questa formazione raggiunge lo spessore massimo nella parte meridionale e centrale della Montagnola di Frosolone.

La successione tipo di questo settore, osservabile al Colle Cervaro, è prevalentemente costituita, nella parte bassa, dalle seguenti litofacies: a) calcareniti da grossolane a medie, con macroforaminiferi (alveoline, nummuliti e discociclinidi), in strati da centimetrici a decimetrici, spesso amalgamati a costituire banchi metrici, più raramente in corpi canalizzati, con frequenti noduli e liste di selce e livelli di calcari silicizzati; b) calcareniti fini (più raramente calcilutiti) con foraminiferi planctonici, in strati centimetrici ondulati, amalgamati in pacchi metrici, con noduli di selce grigia o biancastra; c) livelli centimetrici di calcari marnosi e marne fogliettate giallastre. Procedendo verso l'alto è presente un corpo canalizzato di conglomerati calcarei, dallo spessore massimo di 3-4 metri, con clasti costituiti da: a) facies di piattaforma carbonatica mesozoica; b) calcareniti a frammenti di rudiste ed echinodermi; c) noduli di selce grigia o biancastra; d) calcareniti nocciola a nummuliti ed alveoline; e) calcari rosati a coralli. Seguono calcareniti nocciola a lepidocicline, in strati centimetrici ondulati ed amalgamati, calciruditi e calcareniti grossolane a macroforaminiferi (lepidocicline e miogipsine) e corallinacee, alternate a calcareniti fini a foraminiferi planctonici e con sottili intercalazioni di marne giallastre. A diverse altezze sono presenti livelli di brecciole a macroforaminiferi e litoclasti in matrice marnosa giallastra.

I macrofossili sono piuttosto rari e costituiti da frammenti di echinodermi, rari briozoi e frammenti di coralli coloniali, frammenti di bivalvi (fra cui ostreidi). I microfossili sono costituiti da macroforaminiferi, globigerinidi ed alghe calcaree (corallinacee, peyssonneliacee e rare dasicladali). Tra i macroforaminiferi dominano nella parte bassa alveoline, nummuliti e discocicline. In alcuni livelli sono presenti ricchissime associazioni a noduli di *Gypsina/Solenomeris*. Nella parte alta dominano le lepidocicline e le miogipsine mentre alveoline e nummuliti sono presenti con frammenti ed esemplari chiaramente rimaneggiati.

Nei settori settentrionali ed orientale della Montagnola di Frosolone la parte alta di questa formazione viene sostituita in eteropia di facies dalla formazione di Macchiagodena (GOD, vedi dopo). In particolare, a Sud di Civitanova del Sannio i livelli più alti delle biocalcareniti e biocalciruditi con selce osservabili a Colle Cervaro sono costituiti da calcareniti nocciola straterellate a macroforaminiferi (discocicline, nummuliti e noduli di *Gypsina/Solenomeris*) frammenti di echinodermi e corallinacee, alternate a calcareniti fini con frammenti di echinodermi e foraminiferi planctonici.

L'età della base di questa formazione risulta essere non più antica dell'Eocene medio nella successione del Colle Cervaro (Fig. 12), caratterizzata nella parte bassa da associazioni con *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Morozovella caucasica* (GLAESSNER), *Globigerinatheka senni* (BECKMANN), *Globigerinatheka* spp., *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) e *A. pseudotopilensis* (SUBBOTINA). La stessa età è stata ottenuta nella successione affiorante nei rilievi ad Est del Lago di Carpinone. Poco più a Nord, nel rilievo della Montagnola la base di questa formazione ha fornito associazioni non più antiche dell'Eocene inferiore per la presenza di *Morozovella gracilis* (BOLLI). I livelli più alti nella successione del Colle Cervaro risultano essere non più antichi dell'Oligocene superiore per la presenza di ricche associazioni a *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI), *Lepidocyclina (Nephrolepidina) praemarginata* (DOUVILLE), *Miogypsina (Miogypsinoides) sp.*, *Neorotalia viennoti* (GREIG), *Amphistegina* spp., *Heterostegina* spp. ed *Eorupertia* sp.

Nella zona di Civitanova del Sannio le calcareniti bioclastiche, presenti nella parte alta della formazione, contengono associazioni a foraminiferi planctonici non più antiche dell'Eocene medio-superiore per la presenza di *Turborotalia increbescens* (BANDY), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) e *Pseudohastigerina danvillensis* (HOWE & WALLACE).

Questa formazione appare quindi caratterizzata da limiti fortemente diacroni. Una lacuna che comprende tutto il Paleocene e parte dell'Eocene inferiore la separa dalla formazione sottostante, mentre di più difficile valutazione è l'entità dell'eventuale lacuna presente in corrispondenza del limite superiore. Inoltre non si può escludere la presenza di lacune, anche di ampiezza notevole, all'interno della formazione. Ad esempio, a Colle Cervaro al di sotto del corpo conglomeratico la presenza di calcareniti a *Nummulites preaturicus* (SCHAUB) indica un'età non più antica di P12 (BLOW, 1969), mentre immediatamente al di sopra compaiono associazioni a lepidocicline, non più antiche dell'Oligocene superiore.



Figura 12– Rupe di Colle Cervaro, costituita dalla calcareniti a macroforaminiferi. Nella parte alta, al di sopra della linea tratteggiata bianca affiora UAM<sub>3</sub>.

Due campioni prelevati all'interno della formazione sono stati analizzati anche per i nannofossili calcarei. Un campione ha fornito indicazioni di età non più antica dell'Eocene inferiore sia per l'associazione a foraminiferi, contenente *Morozovella* cfr. *M. subbotinae* (MOROZOVA), sia per l'associazione a nannofossili, che è risultata non più antica della biozona NP10 (MARTINI, 1971) sulla base della presenza del marker *Discoaster barbadiensis* TAN che compare all'interno di questa biozona (PERCH-NIELSEN, 1985).

La spessore della formazione è variabile tra 100 e 200 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

### 5.5. - FORMAZIONE DI MACCHIAGODENA (GOD)

(cfr. formazione di Macchiagodena *Auctorum*. Età: Eocene medio - Serravalliano)

Nella zona di valle Candele, al di sopra di calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi, è presente un'alternanza di argille marnose e marne rosse, con rari livelli verdastri, che passano a marne ed argille marnose giallastre con intercalazioni centimetriche di calcilutiti grigio-rosate. Talora è presente un livello conglomeratico discontinuo con elementi calcarei del substrato di dimensioni generalmente decimetriche, ma che possono raggiungere anche il metro cubo. Questi clasti possono essere a spigoli vivi o arrotondati. Lo spessore massimo affiorante di questo livello, che denota una grande capacità

erosiva, può raggiungere i 40 m (Macchiagodena). Da notare che sono stati riscontrati clasti, anche di grosse dimensioni, provenienti dall'erosione di materiali che si sono depositi in ambiente di mare basso (piattaforma carbonatica); di particolare significato fra questi la presenza di calcari a briozoi e litotamni analoghi a quelli della formazione di Cusano (SELLI, 1957).

Le associazioni a nannoplancton di campioni prelevati nei livelli marnosi hanno fornito età comprese tra l'Eocene medio-superiore ed il Miocene inferiore (MNN1, FORNACIARI & RIO, 1996).

Segue un intervallo di una decina di metri di spessore costituito da calcareniti nocciola bioclastiche con piccoli clasti arancione, in strati di 10-15 cm ondulati ed amalgamati a formare banchi metrici. Queste calcareniti passano stratigraficamente verso l'alto a marne e calcari marnosi giallastri ad *Orbulina* riferibili a UAM<sub>3</sub> (vedi dopo).

Sulla strada Sessano-Frosolone, a NW del paese di Frosolone, questa formazione è rappresentata da alternanze di marne rosate e calcareniti fini biancastre, in straterelli centimetrici con frequenti liste e noduli di selce rosso carne, terra bruciata e grigia. Talvolta sono presenti livelli di marne giallastre. Le calcareniti fini sono costituite da *wackestone-packstone* laminati a foraminiferi planctonici, frammenti di echinodermi, piccoli rotalidi e rari frammenti di macroforaminiferi (nummuliti e discocicline). Le associazioni a foraminiferi planctonici, analizzate in sezione sottile, indicano età non più antiche dell'Eocene medio per la presenza di *Morozovella* sp., *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerinatheka micra* (SHUTSKAYA), *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) e *Turborotalia* cfr. *T. pomeroli* (TOURMAKINE & BOLLI).

In località Cava di Pietra, a NW di Frosolone, sono presenti calcari marnosi grigio-verdastri e rosati in strati centimetrici con liste di selce rosso carne. Seguono alternanze di calcareniti fini e calcilutiti biancastre con selce rosso carne, calcari marnosi rossi, calcareniti rosa a nummuliti ed alveoline e calcilutiti rosa a foraminiferi planctonici. Le associazioni a foraminiferi planctonici, determinate in sezione sottile sono caratterizzate dalla presenza di *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Acarinina* spp., *Globigerinatheka* spp. che suggeriscono un'età non più antica dell'Eocene medio.



Figura 13 – Passaggio stratigrafico (con lacuna), tra la formazione di M. Calvello e le marne argillose verdastre della formazione di Macchiagodena; cava poco a Ovest dell'abitato di Frosolone.

Nel settore settentrionale dell'area si riconosce una successione costituita da marne e marne argillose verdi, rosse (strada Civitanova-Montagnola) e grigio-azzurre (settore NW), con rare intercalazioni, nella parte alta, di calcareniti più o meno bioclastiche ben stratificate (Fig. 13), talora selce color rosso fegato.

Le marne varicolori contengono sovente associazioni a *Globorotalia opima opima* (BOLLI), *Globorotalia opima nana* (BOLLI), *Catapsydrax dissimilis* e a *Globigerinoides trilobus immaturus* LEROY indicative dell'Oligocene superiore e del Miocene inferiore. Le associazioni a nannofossili evidenziano la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e rari esemplari di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER indicativi di un età non più antica della zona a *Sphenolithus heteromorphus* subzona a *Helicosphaera walbersdorfensis* - *Sphenolithus heteromorphus* (subzona MNN5b, FORNACIARI *et al.*, 1996) del Langhiano.

Lo spessore della formazione è di 250 m. L'ambiente di sedimentazione è bacinale o di scarpata.

5.6. - UNITÀ ARGILLOSO – MARNOSA: ARGILLE A *ORBULINA* (**UAM<sub>3</sub>**) (CFR. FORMAZIONE DI LONGANO LNG FOGLIO 405 “CAMPOBASSO”)

(cfr. marne a *Orbulina Auctorum*. Età: Serravalliano *p.p.* - Tortoniano in PATACCA *et al.*, 1992c)

Questa unità fa parte della formazione UAM (Unità argilloso-marnosa). Calcilutiti, subordinatamente marne, fittamente straterellate con intercalazioni di marne argillose e peliti grigio-verdastre (fauna a prevalenti foraminiferi planctonici). Talora sono presenti strati di calcareniti a macroforaminiferi.

Nella zona di Monte La Russa sono presenti marne calcaree ed argillose, talora micacee, di colore grigio-verdastro e giallastro con intercalazioni di calcilutiti, con faune a planctonici, calcareniti e calciruditi, talora a macroforaminiferi. Nella parte alta di questa porzione della successione si osservano intercalazioni calcaree costituite in prevalenza da calcilutiti e marne calcaree fittamente straterellate con fauna a planctonici (*Orbulina universa* D'ORBIGNY). Lo spessore è variabile fino ad un massimo di circa 100-120 m. Invece la parte bassa di questa successione (campione prelevato presso il bivio per Pietrabbondante) contiene tra i foraminiferi planctonici *Globoquadrina dehiscentis* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Globorotalia acrostoma* WEZEL, indicativi della zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO, 1985) del Burdigaliano superiore. L'età reale di questa successione è ovviamente più recente delle associazioni fossilifere rinvenute, mentre l'ambiente di deposizione è bacinale e di scarpata.

L'età di tutta la formazione è Serravalliano? - Tortoniano inferiore

Lo spessore di tutta la formazione è di circa 200 m.

5.7. - FLYSCH DEL MOLISE (**MSO**)

(cfr. arenarie di Frosolone *Auctorum*. Età: Tortoniano superiore - Messiniano)

Alternanza di calcareniti, marne e peliti micacee grigie e marroni di spessore variabile fino a 30 cm passanti, verso l'alto, ad arenarie micacee grigio-giallastre, localmente rossastre, alternate a marne arenacee e peliti grigie e marroni. Localmente si intercalano arenarie, da grossolane a medie di colore grigio-giallastro, in strati di spessore variabile da pochi decimetri al metro, a luoghi in banchi amalgamati, alternati a strati centimetrici di peliti micacee grigio-brunastre. Nella porzione più francamente arenacea si osservano lenti di

argilliti di vario colore alternate a marne e calcareniti con selce di spessore metrico. Parimenti, alle arenarie si intercalano lenti carbonatiche di biocalcareniti, calciruditi e breccie spesso ricristallizzate di colore bianco-avana di spessore variabile fino ad un massimo di 100 m. Lo spessore totale è stimato in circa 1000 metri.

Gli affioramenti in località Frosolone sono stati ripetutamente campionati a differenti livelli stratigrafici. Il campione stratigraficamente più significativo risulta contenere *Turborotalita* cfr. *T. multiloba* (ROMEO) indicativa del Messiniano (zona indistinta, IACCARINO, 1985). L'età della formazione nell'area di Frosolone è pertanto riferita al Messiniano. Negli altri campioni prelevati sono comunque state riconosciute le seguenti forme: *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ e *Globorotalia saphoae* BIZON & BIZON del Tortoniano superiore e, per i nannofossili calcarei *D. asymmetricus* GARTNER e *D. pansus* (BUKRY & PERCIVAL) BUKRY. Un altro campione è stato attribuito al passaggio tra le biozone a *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia conomiozea* (IACCARINO, 1985) per la presenza di *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ insieme a *Globorotalia mediterranea* CATALANO & SPROVIERI (limite Tortoniano superiore - Messiniano). L'ambiente di deposizione del *flysch del Molise* è bacinale di avanfossa matura.

PROGETTO  
CARGO



### III - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

#### UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE

##### 1. - DEPOSITO PALUSTRE (e<sub>3</sub>)

Argille e limi argillosi, laminati, talvolta alternati a livelli o lenti ghiaiose caratterizzanti alcune aree depresse (Sessano). A luoghi sono interdigitate da ghiaie delle conoidi alluvionali.

(Età: Pleistocene – Olocene)

##### 2. - PRODOTTO ELUVIALE (b<sub>6</sub>)

Coltri costituite da suoli residuali, terre rosse e paleosuoli con clasti insolubili, occupanti il fondo di doline e campi carsici.

(Età: Pleistocene superiore - Olocene)

##### 3. - DEPOSITO DI ORIGINE MISTA (i)

Depositi costituiti prevalentemente da ghiaie, da sabbie ghiaiose e/o argillose, da argille; spesso eterometrici e fango sostenuti, in alcuni casi con clasti poligenici. Generalmente sono disposti caoticamente, e solo a luoghi stratificati e caratterizzati da embriciatura. I depositi, che si individuano essenzialmente per

la loro forma a ventaglio, caratterizzano le fasce pedemontane, allo sbocco dei corsi d'acqua torrentizi tributari.

(Età: Olocene)

#### 4. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO ( $b_{n1}$ )

Depositi ciottolosi e ghiaiosi, costituiti da clasti poligenici, in prevalenza calcarei, calcareo marnosi ed arenacei, eterometrici, di dimensioni da decimetriche a centimetriche, sub-arrotondati ed arrotondati. Mostrano una discreta variabilità di facies sia in senso verticale sia laterale; in molti casi si presentano privi di stratificazione e gradazione evidente, mal cementati o sciolti, immersi in una matrice argillo-limosa. I depositi alluvionali terrazzati si rinvencono frequentemente nel fondovalle dei corsi d'acqua principali (F. Trigno, F. Biferno) e dei loro principali affluenti (T. Verrino, T. Sente e V. delle Cese). Si tratta generalmente di terrazzi le cui superfici sono poste tra i 3 ed i 5 m sulla attuale piana alluvionale. Non sono noti depositi alluvionali correlabili a terrazzi antichi sospesi sui fianchi vallivi, (Età: Olocene)

### UNITÀ UBIQUITARIE IN CORSO DI FORMAZIONE

#### 5. - DETRITO DI FALDA ( $a_3$ )

Depositi di versante detritico-colluviali, costituiti da clasti grossolani immersi in matrice limoso-sabbiosa, formanti falde e con alla base dei versanti. A luoghi si presentano come brecce stratificate e cementate, con matrice limo-sabbiosa, talora rosata, alternate a livelli in cui la matrice è prevalente.

Si riconoscono le tipiche sequenze ritmiche di strati costituiti da depositi matrice sostenuti (*matrix supported*) o clasto sostenuti (*clast supported* e *open work*); questi ultimi più frequentemente cementati da calcite di precipitazione secondaria. I clasti calcarei, in genere non superiori a qualche centimetro di diametro, evidenziano spigoli vivi ed in alcuni strati assumono forme piuttosto piatte, caratteristiche che li rendono assimilabili a quelli tipici delle falde detritiche stratificate (*grèzes litées*; *sensu* GUILLEN, 1951) ed interpretabili come frutto di condizioni periglaciali. Per i loro caratteri sedimentari, morfometrici e tessiturali e per la posizione stratigrafica, i suddetti depositi di versante sembrano ascrivibili a fasi dell'Ultimo Massimo Glaciale o al Tardi-glaciale. La loro messa in posto dovrebbe essersi esplicata attraverso meccanismi tipo flusso

detritico (*debris flow*), con un parziale rimaneggiamento ad opera del soliflusso, del deflusso laminare delle acque di ruscellamento superficiale ed in particolare dello scioglimento nivale.

(Età: Pleistocene superiore–Olocene)

## 6. - COLTRE ELUVIALE-COLLUVIALE (b<sub>2</sub>)

Sedimenti prevalentemente argilloso-siltosi, a luoghi limo-sabbiosi e suoli caratterizzanti le coperture di superfici pedemontane e/o subpianeggianti o il riempimento di depressioni topografiche. A luoghi si tratta di prodotti derivanti dall'alterazione in situ del substrato prequaternario e delle unità quaternarie più antiche e. Gli spessori sono variabili, frequentemente metrici.

Il disboscamento, perpetrato su larga parte del territorio a favore delle attività agricole e/o della pastorizia, ha facilitato la produzione del regolite (*eluvium*) ed accelerato una diffusa erosione areale lungo i pendii che, nel caso di forti pendenze ed intensi acquazzoni, si trasforma in erosione a rivoli (*rills erosion*), primo stadio dell'erosione lineare. Le particelle del suolo si fermano alla base dei versanti, dove l'inclinazione del pendio si riduce, e si accumulano in strati, talvolta anche metrici, *colluvium*. Le fasce di deposito colluviale si sono sviluppate soprattutto alla base dei versanti costituiti dalle litologie più erodibili e, comunque, meno difese dalla presenza della copertura boschiva, generalmente in corrispondenza dei maggiori corsi d'acqua. In molti casi, sempre in associazione a condizioni litologiche e vegetazionali favorevoli all'erosione, si rinvengono coperture eluvio-colluviali di spessori significativi anche in alcune ampie testate torrentizie che hanno subito e subiscono una forte azione di erosione retrogressiva.

(Età: Olocene)

## 7. - DEPOSITO ALLUVIONALE (b)

Si tratta di un'alternanza di depositi ghiaiosi e sabbiosi. Le ghiaie sciolte o scarsamente cementate sono organizzate in strati decimetrici estesi lateralmente, talora canalizzati; contengono lenti sabbiose a laminazione obliqua planare e/o incrociata. Le sabbie si presentano in strati centimetrici a laminazione piano-parallela, raramente incrociata, intercalate a livelli ghiaiosi o a formare la parte alta di sequenze di spessori inferiori al metro, caratterizzate da una diminuzione di granulometria dal basso verso l'alto.

(Età: Olocene)

## 8. - DEPOSITO DI FRANA (a<sub>1</sub>)

Accumuli gravitativi in formazione ed in evoluzione costituiti da sedimenti prevalentemente argillosi con, o senza, pezzame litico grossolano eterogeneo ed eterometrico, disposti caoticamente e distribuiti prevalentemente nelle aree pedemontane e lungo i bordi delle incisioni fluviali. Spessori variabili, fino a decametrici.

Le unità geolitologiche che registrano il maggior numero di fenomeni franosi risultano essere le *sabbie, arenarie e marne*, in cui si concentrano il 37% dei fenomeni franosi, seguite dalle *argille e marne di vario colore* (27% delle frane) che insieme ospitano quindi oltre il 60% del totale delle frane. Seguono i *calcari, calcari con selce e marne*, e le *argille, sabbie e conglomerati*, con rispettivamente circa il 15% e 13% delle frane.

(Età: Olocene)

## IV - EVOLUZIONE STRUTTURALE

### 1. - UNITÀ TETTONICHE

Il rilevamento geologico e le analisi strutturali, petrografiche e biostratigrafiche nel foglio 393-Trivento hanno permesso di individuare quattro unità tettoniche che, dalla più alta alla più bassa, sono: **Unità del Sannio**, **Unità di Tufillo**, **Unità di Agnone** e **Unità di Frosolone** (Fig. 14).

Il rapporto tettonico tra l'Unità del Sannio e le altre unità è per sovrapposizione tettonica mediante piani di accavallamento a basso angolo (nell'area di Trivento-S. Biase alcune finestre tettoniche mettono in evidenza la presenza dell'Unità di Tufillo sottoposta all'Unità del Sannio). Questo contatto tettonico a volte viene complicato ulteriormente da faglie ad alto angolo con componente cinematica orizzontale e obliqua.

Tra l'Unità di Agnone e l'Unità di Frosolone il contatto tettonico è complesso (area a Nord della Montagnola di Frosolone): sovrascorrimenti retrovergenti dell'Unità di Agnone sull'Unità di Frosolone e zone di taglio ad alto angolo, ad andamento WNW-ESE, con cinematiche oblique e trascorrenti.

La stessa cinematica deformativa transpressiva, con direzione circa N-S, interessa a SE (area di Civitanova e Duronia) anche il contatto tra l'Unità del Sannio e l'Unità di Frosolone.

Non si hanno, allo stato attuale, dati sufficienti per chiarire i rapporti tettonici esistenti tra l'Unità di Agnone e l'Unità di Tufillo, soprattutto perché il rapporto tra queste due unità tettoniche è sempre ricoperto dal *thrust-sheet* dell'Unità del Sannio (lungo il T. Sente).

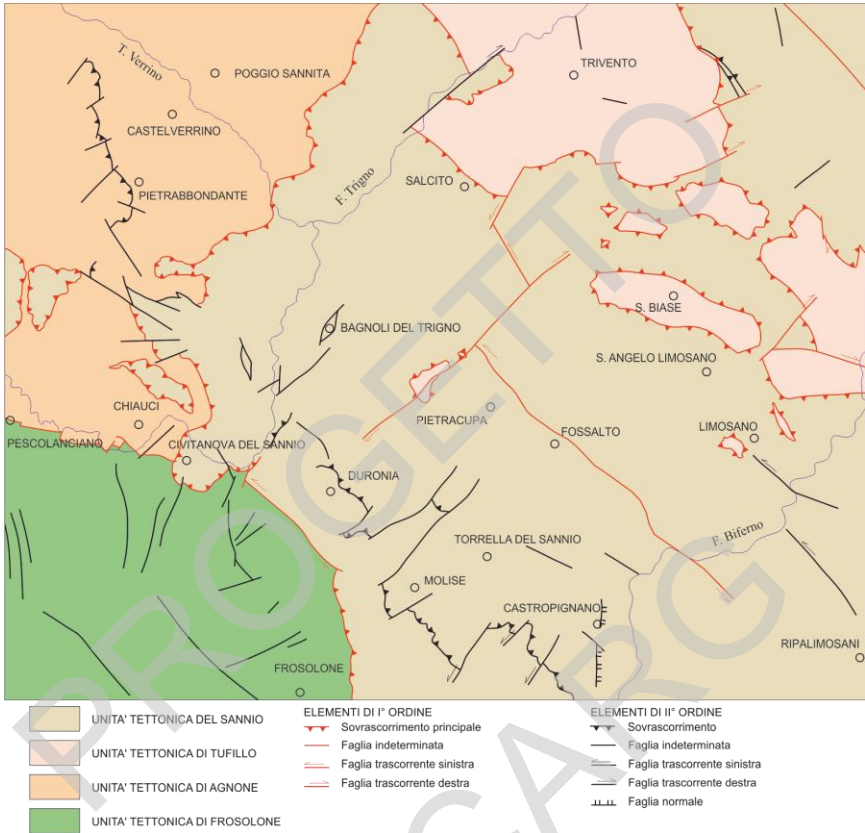


Figura 14 - Schema strutturale dell'area del Foglio.

## 2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DEL SANNIO

Questa Unità occupa gran parte dell'area del Foglio 393-Trivento.

La successione stratigrafica dell'Unità del Sannio presenta alla base uno spesso pacco di argille varicolori superiori (ALV) di cui è possibile datare solo la porzione superiore, mentre la porzione inferiore è sicuramente elisa per problemi tettonici in quanto rappresenta il livello di scollamento dell'intera unità. Nella parte superiore delle Argille Varicolori Superiori si registra, in aree limitate, l'arrivo di materiale marnoso e carbonatico (MRD, STG) che si depone con meccanismi di canale. Il Burdigaliano superiore (-Langhiano?) è

caratterizzato dalle quarzoareniti numidiche (FYN). Segue in trasgressione la formazione del flysch di S. Bartolomeo (SBO) datata al Messiniano-Tortoniano.

Dal punto di vista strutturale l'Unità del Sannio è un *thrust-sheet* che ricopre tutte le altre unità tettoniche (Fig. 15). Al suo interno vi sono una serie di *thrust* di ordine secondario che raddoppiano e forse triplicano una parte dell'unità strutturale (area tra la Montagnola di Frosolone e Castropignano). La vergenza tettonica è verso i quadranti settentrionali, ma sui bordi dell'unità strutturale (es. contatto con l'Unità di Frosolone) la situazione tettonica è più complessa e le strutture subiscono disarticolazioni e rotazioni.



Figura 15 – Contatto tettonico per sovrascorrimento (linea tratteggiata bianca) tra l'Unità del Sannio (Argille Varicolori Superiori) e l'Unità di Tufillo (Formazione di Tufillo). Località Monte di Basso.

Non è possibile essere molto precisi sull'età di messa in posto di questa unità strutturale sulle altre, l'unico dato a disposizione è il limite cronologico inferiore che può essere definito al Messiniano (età della parte alta delle successioni dell'Unità di Agnone, Tufillo e Frosolone sulle quali sovrascorre l'Unità del Sannio).

All'interno del *thrust-sheet* è possibile identificare due sistemi di faglie ad alto angolo trascorrenti e/o transpressive a direzione rispettivamente NE-SW e NW-SE. Il primo sistema (NE-SW), a cinematica trascorrente, è sempre geometricamente legato a piani di *thrust* che interrompe e disloca; si ritiene quindi che possa essere interpretato come un sistema di faglie di trasferimento, con importanza di ordine inferiore. Il secondo sistema (NW-SE) si può rilevare nella parte SW del foglio, dove rappresenta una parte del contatto con l'Unità di Frosolone, e nell'area di Trivento, dove il contatto tra l'Unità del Sannio e l'Unità di Tufillo, originariamente di sovrapposizione per mezzo di piani di *thrust*, è stato rideformato da faglie transpressive. L'età di questo secondo evento tettonico è quindi sicuramente più giovane dell'evento di accavallamento e, per conoscenze geologiche regionali, si ritiene riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (DI BUCCI *et al.*, 1999).

### 3. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI TUFILLO

Questa unità occupa un'area piuttosto limitata del foglio, nella sua parte settentrionale.

La base di questa unità è costituita dalla formazione delle Argille Varicolori Superiori (ALV) che, anche in questo caso, sono ricoperte stratigraficamente da successioni più francamente carbonatiche (MRD e TFL) che sono comprese in un intervallo stratigrafico compreso tra il Burdigaliano e il Messiniano inferiore. L'evoluzione ad avanfossa (FYB) di questa unità è datata al Messiniano.

Tettonicamente questa Unità è sottoposta, con piani di accavallamento a basso angolo, all'Unità del Sannio e infatti, nell'area di Trivento-S. Biase, affiora in alcune finestre tettoniche.

Nell'area di Trivento la situazione strutturale diventa più complessa in quanto alcune faglie, ad alto angolo con direzione NW-SE, dissecano il *thrust-sheet* dell'Unità del Sannio, portando una parte della stessa Unità di Tufillo ad affiorare, anche con un forte rilievo morfologico, con un probabile meccanismo di struttura a fiore positiva.

La vergenza del trasporto tettonico della struttura è verso i quadranti orientali.

### 4. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI AGNONE

Questa unità tettonica affiora nella parte NW del foglio.

La successione stratigrafica è simile alla successione dell'Unità di Tufillo ed è tipica delle successioni di bacino pelagico di tutta l'area molisano-sannitica. Alle Argille Varicolori Superiori (ALV) seguono stratigraficamente delle calcareniti e calciruditi (PBB) e delle calcilutiti e marne (UAM<sub>3</sub>). Il flysch (MSO) di questa unità tettonica è datato al Messiniano.

L'unità tettonica del Sannio è sovrapposta con un piano a basso angolo sull'unità di Agnone (area del T. Verrino e del F. Sente). Il rapporto con l'Unità di Frosolone avviene con retroscorrimenti e sistemi di faglie trascorrenti e transpressive che portano l'Unità di Agnone a sovrapporsi sull'Unità di Frosolone. Da dati di letteratura, più a Est (al di fuori dell'area del foglio), il rapporto tettonico diventa definitivamente di retroaccavallamento, con l'Unità di Agnone sovrapposta sull'Unità di Frosolone.

La vergenza principale dell'intera struttura è verso i quadranti orientali.



## 5. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI FROSOLONE

La successione stratigrafica dell'Unità di Frosolone è riferibile a un ambiente di *slope* o di bacino pelagico prossimale e costituiva quindi uno dei bordi del bacino pelagico dove si sedimentavano le successioni delle Unità di Agnone e dell'Unità di Tuffillo e, molto più a Sud, l'Unità del Sannio.

La successione calcareo-marnosa arriva al Serravalliano, con un'evoluzione a flysch nel Messiniano.

Dati di superficie e di sottosuolo indicano che questa unità è sottoposta tettonicamente sia all'Unità del Sannio (verso Est), sia all'Unità di Agnone (verso Nord).

L'assetto tettonico dell'unità (almeno per la parte ricadente nel foglio Trivento) è fortemente condizionato dalle strutture estensionali, che peraltro non sono così evidenti nel resto del territorio del foglio. In base all'andamento delle strutture tettoniche si possono distinguere due settori:

### Settore settentrionale

Questo settore comprende i rilievi dell'area compresa tra Sessano e Civitanova (elementi C.le S. Onofrio, Civitanova e parti settentrionali degli elementi Sessano, Montagnola ed Acquevive). In questo settore l'estensione si esplica lungo la direzione NW-SE.

In corrispondenza dell'estremo settore nord-occidentale dell'area rilevata, le giaciture evidenziano una monoclinale ad immersione verso Sud con la pendenza della stratificazione che aumenta fino a superare i 50°, situazione che può essere interpretata come una struttura tipo *fault-propagation folding*. Gran parte delle giaciture rilevate nel settore, invece, sono dirette verso i quadranti settentrionali (da NW a NE spostandosi verso Est), evidenziando una serie di monoclinali e talora blande sinclinali la cui estensione laterale è limitata dalle strutture circa meridiane. Le rare strutture orientate circa Est-Ovest sono del tutto subordinate e sembrano essere di prima genesi rispetto alle strutture ad andamento meridiano, riconducibili ad una direzione di massimo raccorciamento locale orientata circa Nord-Sud che differisce di poco da quanto proposto da vari Autori (DI BUCCI *et al*, 1999).

### Settore meridionale

Questo settore include i rilievi dell'area compresa tra il bordo occidentale del Foglio e Frosolone (elementi C.le Cicevere, C.le dell'Orso, Frosolone, Acquevive e porzioni meridionali degli elementi Sessano, Montagnola). Il tensore di quest'area sembra ruotare per orientarsi N-S (estensione E-W) e, più a Sud, riprende invece la direzione NW - SE nei pressi di Frosolone.

I domini di giaciture mostrano un'immersione degli strati costantemente verso i quadranti orientali. In particolare, nelle porzioni sommitali dell'Unità di Frosolone le giaciture indicano una immersione verso Nord-Ovest; infatti gran

parte delle giaciture rilevate evidenziano una serie di monoclinali, talora blande sinclinali ed anticlinali, il cui asse è orientato circa Est-Ovest, come le stesse direttrici tettoniche. In generale le giaciture evidenziano un assetto strutturale di tipo anticlinale ad immersione verso E-NE.

## 6. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE

Le due sezioni interpretative definite sono:

- **Sezione A-A'** con direzione WSW-ENE da località Bosco di Selva Piana (Ovest Pietrabbondante) a località Fonte della Difesa (angolo Nord-Est del foglio);
- **Sezione B-B'** con direzione SW-NE da poco ad Ovest del centro abitato di Frosolone a località Morgia Gambatesa.

### Sezione A-A'

Questa sezione, lunga circa 28 km, descrive i rapporti tra le Unità di Agnone, di Tuffillo e l'Unità del Sannio. La sezione è stata ricostruita con i dati del rilevamento superficiale, le analisi di alcune stazioni di geologia strutturale e la reinterpretazione del pozzo petrolifero Belmonte Sannio 1 (BS1 in Fig. 16) che è stato perforato a circa 2 km a Nord del Km 10,250 della traccia della sezione.

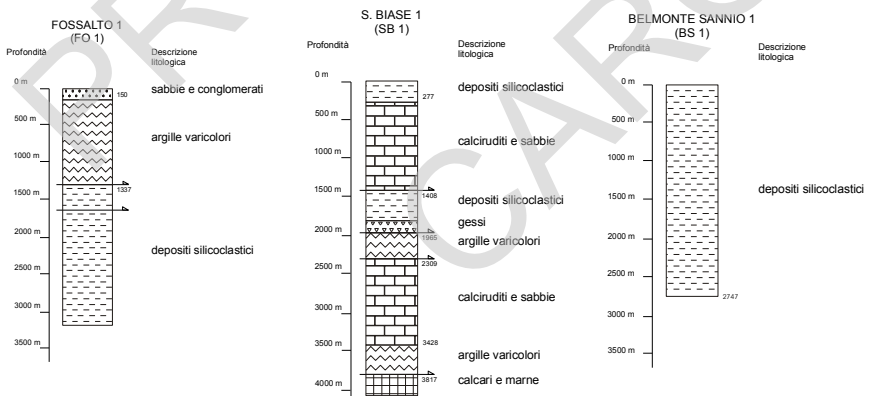


Figura 16– Litostratigrafia semplificata dei sondaggi profondi perforati per la ricerca di idrocarburi nell'area del Foglio.

Tutte le unità tettoniche sono al loro interno variamente deformate per tettonica compressiva. Dalla sezione è evidente la sovrapposizione, per piani di *thrust* a basso angolo, dell'Unità del Sannio sull'Unità di Agnone e l'Unità di Tuffillo. Il livello stratigrafico interessato dai *thrust* è quello delle ALV che, per

la loro composizione litologica e per i loro spessori originari, rappresentano in tutto l'Appennino centro-meridionale esterno il miglior livello di scollamento per le unità tettoniche derivate da un bacino pelagico.

La sovrapposizione tettonica a basso angolo tra l'Unità del Sannio e l'Unità Tufillo è a sua volta ritagliata da piani tettonici ad alto angolo e componente cinematica transpressiva. In particolare, i due sistemi descritti nella sezione hanno un'orientamento NNW-SSE.

Il pozzo BS1 permette di verificare in profondità la presenza del flysch del Molise (MSO). Lo spessore così definito non è consistente né con i dati rilevati nella campagna di rilevamento del Foglio 33-Trivento, né con dati di letteratura, quindi si ipotizza almeno un raddoppio tettonico. Nella sezione riportata sul foglio i terreni provenienti dall'interpretazione del *log* del pozzo sono tutti attribuibili con sicurezza alla formazione del flysch del Molise (MSO) e quindi sono cartografati con lo stesso colore.

Non si hanno dati per definire meglio la cinematica del rapporto tra l'Unità di Agnone e l'Unità di Tufillo.

### **Sezione B-B'**

La sezione è lunga circa 25 km e descrive i rapporti tra le Unità di Frosolone, di Tufillo e del Sannio. Due pozzi per la ricerca petrolifera hanno permesso una più robusta e accurata interpretazione e una più ampia estrapolazione verso il basso (Fossato 1: FO1 e San Biase 1: SB1; Fig. 16).

La sezione è molto simile alla sezione A-A' con l'Unità di Frosolone (il pozzo FR2 in figura 16 ne ricostruisce la stratigrafia in profondità) che sostituisce, a Ovest, l'Unità di Agnone. I rapporti tettonici sono molto simili con i piani di *thrust* di sovrapposizione dell'Unità del Sannio sulle altre unità tettoniche, ritagliati da faglie ad alto angolo transpressive.

Il pozzo FO1 permette di identificare, in profondità (a circa 1300 m), il contatto tettonico a basso angolo tra l'Unità del Sannio (argille varicolori) e l'Unità di Frosolone (depositi silicoclastici).

Il pozzo SB1 invece fornisce un numero maggiore di informazioni: si riconoscono almeno tre successioni stratigrafiche tra loro in contatto tettonico, delle quali la più alta coincidente con l'Unità di Tufillo che affiora nella finestra tettonica di San Biase. Tutte e tre le successioni stratigrafiche di SB1 presentano i caratteri delle Unità Molisane (dal basso: presenza di ALV, calciruditi e calcilutiti, e depositi silicoclastici del Tortonian-Messiniano), quindi nella sezione le due sub-unità inferiori sono state denominate genericamente *Unità Molise s.l. 1 e 2*, non attribuendo loro nessun colore formazionale, ma interpretandole come prodotto del raddoppio tettonico dell'Unità di Agnone o, più probabilmente, dell'Unità Tufillo.

A 3817 m di profondità, l'Unità molisana tettonicamente più bassa (*Unità Molise s.l. 2*) è in contatto tettonico con i depositi pliocenici (Calcari e marne) dell'*Unità della Piattaforma apula s.l.*

La forte similitudine tra le geometrie delle due sezioni può anche parzialmente giustificare la scelta di non distinguere il flysch che chiude la successione stratigrafica dell'Unità di Frosolone da quello dell'Unità di Agnone. Le due unità tettoniche in una prima fase dell'orogenesi dovevano rappresentare lo stesso *thrust sheet* e, soltanto più tardi, è avvenuta la loro disarticolazione che oggi è visibile sul terreno come una serie di transpressioni e retroaccavallamenti dell'Unità di Agnone sull'Unità di Frosolone. Resta comunque chiaro che il raccorciamento tra le due unità tettoniche non è molto forte.

## 7. - POSSIBILI RICOSTRUZIONI PALEO GEOGRAFICHE E PROBLEMI APERTI

Durante questi anni con il rilevamento geologico di dettaglio delle zone comprese nel Foglio Trivento si sono acquisiti numerosi elementi stratigrafici e tettonici che sono stati integrati da ulteriori approfondimenti provenienti da consulenze appositamente richieste a specialisti in varie discipline. Questi nuovi elementi, opportunamente inseriti nel complesso delle conoscenze regionali e amalgamati con i numerosi dati provenienti da una ponderosa e talora contraddittoria letteratura (compresi i dati sismici e di perforazioni per la ricerca di idrocarburi), hanno certamente prodotto un notevole progresso nelle conoscenze scientifiche su questa porzione del territorio molisano. Malgrado il numero di nuovi dati (o forse proprio a causa del gran numero di nuovi dati), riteniamo di non essere ancora in grado di poter prospettare una ricostruzione completa e univoca della paleogeografia precedente alla deformazione miopliocenica. Secondo una visione, certamente più conservativa, che si rifà alla grande maggioranza dei modelli ritenuti validi per il Molise, i quali a loro volta si rifanno al modello attualmente più accettato per tutto l'Appennino centro-meridionale (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et al.*, 1988; CORRADO *et al.*, 1997b; 1998a; 1998b; DI BUCCI, 1995a; 1995b; DI BUCCI *et al.*,; 1999; NASO *et al.*, 1995; NASO *et al.*, 1997), le differenti unità tettoniche riconosciute sono tutte porzioni di un unico dominio paleogeografico, il *Bacino Molisano*, che verso Sud proseguiva nel *Bacino di Lagonegro* ed era limitato verso il Tirreno dalla piattaforma carbonatica del Matese e verso l'Adriatico dalla *Piattaforma Apula*. Un'altra possibile interpretazione, che fa riferimento ad un modello alquanto più articolato (SGROSSO, 1996; 1998, ecc.), ipotizza che alcune delle unità tettoniche riconosciute nel Foglio in questione derivino dalla deformazione di domini paleogeografici più interni, attualmente sovrapposti ai depositi del *Bacino Molisano* (Unità di Frosolone), la cui sedimentazione silicoclastica di avanfossa inizia non prima del Messiniano inferiore. L'Unità di

Tufillo, ad esempio, secondo i dati raccolti nel Foglio Trivento e secondo la letteratura (PATACCA *et al.*, 1992a; PATACCA *et al.*, 1992b; PATACCA *et al.*, 1992c), presenta i primi livelli silicoclastici arcosici già nel Serravalliano e dovrebbe ritenersi pertanto di origine paleogeografica decisamente più interna del Matese Nord-occidentale, in cui tale inizio è del Messiniano (AMORE, 1992; AMORE *et al.*, 1988; SGROSSO, 1996), ed anche più interna del Matese orientale, dove tale inizio è del Tortoniano medio-superiore (PATACCA *et al.*, 1992a; SGROSSO, 1996). Se i depositi dell'Unità di Tufillo rappresentassero realmente una porzione del *Bacino Molisano*, non si capisce con quali meccanismi deposizionali sarebbe potuto arrivare in essi un detrito arcosico così precoce (nel Serravalliano) di cui a questa altezza stratigrafica (e sino al Tortoniano superiore?) non si trova alcuna traccia in tutte le formazioni appartenenti alle varie unità tettoniche con cui viene a contatto. E' pur vero che se i depositi di questa unità appartenessero ad un dominio paleogeografico più interno non potrebbero proseguire sino al Messiniano senza registrare un qualche evento tettonico. Pertanto, o le datazioni dell'inizio della sedimentazione silicoclastica arcosica vanno ringiovanite almeno al Tortoniano superiore, cosa poco probabile ma possibile, oppure la datazione messiniana riconosciuta nella parte alta della successione si riferisce ad un ciclo differente discordante sui depositi di avanfossa. La presenza di una discordanza angolare (sia pure lieve) tra il flysch di Tufillo e la formazione di Tufillo potrebbe far propendere per quest'ultima ipotesi. Il principale tra i problemi aperti è senza dubbio rappresentato dall'incertezza delle datazioni biostratigrafiche, infatti nella maggior parte dei terreni indagati, a causa del forte rimaneggiamento, i dati ottenuti (utilizzando la maggior parte delle metodologie correnti) sono da intendersi solo come limite inferiore e quindi non sempre consentono di ottenere una certezza sulla datazione. Altri problemi aperti sono rappresentati dai rapporti tra i depositi delle Argille Varicolori Superiori, che sembrano stare alla base di quasi tutte le unità tettoniche identificate, e i depositi sovrastanti. In qualche caso il passaggio è evidentemente stratigrafico e non sussistono dubbi, in altri casi le cattive esposizioni non consentono di decidere con certezza se si tratti di contatti tettonici o stratigrafici, o di contatti stratigrafici tettonizzati. Poco chiaro ad esempio sembra il contatto tra le Argille Varicolori Superiori e il flysch del Molise, infatti se fosse stratigrafico si dovrebbe ipotizzare una lacuna senza emersione che comprende quantomeno tutto il Serravalliano e tutto il Tortoniano. Altro problema aperto è rappresentato dalla successione di Castropignano *ALV<sub>1</sub>* che è stata attribuita all'Unità del Sannio, anche se non si possono escludere analogie litologiche con il *Flysch Rosso (Unità Sannitica)* di SELLI, 1962). Anche alcuni affioramenti di argille varicolori superiori in cui è stata riconosciuta (sia pure con qualche dubbio) la presenza di intercalazioni di arenarie potrebbero essere attribuiti al complesso Sicilide di OGNIBEN (1969). Purtroppo le condizioni di affioramento di questi terreni a prevalente

componente argillosa non sempre permettono di ricostruire con certezza la successione litologica.

PROGETTO  
CARG

## V - GEOMORFOLOGIA

### 1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Le caratteristiche geomorfologiche dell'area risentono molto della natura dei litotipi affioranti, del loro assetto tettonico e della storia morfoevolutiva di lungo termine. Si può constatare una forte relazione intercorrente tra litologia e morfologia: forme collinari con versanti poco acclivi sono caratteristiche dei terreni meno resistenti all'erosione, aventi una prevalenza di termini marnosi ed argillosi, mentre, laddove affiorano i litotipi meno erodibili, calcarei o arenacei, si hanno versanti a forte acclività. In corrispondenza di questi litotipi le pendenze raggiungono anche i 90°, le quote sono più elevate e, su di essi, sorgono alcuni centri abitati dell'area, come Pietrabbondante, Castelverrino, Poggio Sannita, Agnone. In generale si tratta di un tipico paesaggio fortemente controllato dalla elevata erodibilità di molte delle litologie di substrato che vi affiorano e da una forte interazione tra la dinamica di alveo e di versante. Ne è conseguita una scarsa conservatività sia di forme di erosione (ad eccezione di quelle impostate su litologie carbonatiche) sia di quelle legate ad accumulo. Ciò giustifica la totale assenza di depositi quaternari antichi e di significativi *marker* morfocronologici che marchino importanti fasi morfoevolutive del paesaggio.

L'elemento morfologico più antico riconoscibile nell'area di Agnone – Castelverrino - Poggio Sannita è rappresentato da lembi di un antico paesaggio di erosione sinorogeno (*sensu* CINQUE, 1992; "paleosuperficie" *Auctorum*) di genesi complessa ed elevata maturità, presente in posizione sommitale sui principali rilievi dell'area indagata, intensamente disseccato e smembrato dalla tettonica, a quote comprese tra 1000 e 1200 m s.l.m.. Esso è particolarmente

evidente in corrispondenza delle formazioni più conservative delle Unità Molisane *Auctorum*, ad es. sui rilievi della Montagnola.

Sulla base di correlazioni morfostratigrafiche a carattere regionale è possibile ipotizzare per il modellamento di tale paleopaesaggio un'età non più antica del Pliocene inferiore.

Morfologicamente incastrate all'interno di questi lembi di paleosuperficie di prima generazione si rinvencono superfici di spianamento riferibili ad una generazione successiva. In particolare, nei settori più orientale e meridionale dell'area di affioramento della Montagnola, questa seconda generazione è caratterizzata da superfici a discreta maturità morfologica, da subpianeggianti a debolmente acclivi fino ad un massimo del 15%.

Spesso queste superfici sono delimitate da elementi più acclivi, in genere coincidenti con le scarpate di erosione fluviale prodotte dai corsi d'acqua in seguito al loro recente, rapido approfondimento (AUCELLI *et al.*, 1998; AUCELLI, 1999; AUCELLI *et al.*, 2000; 2001). Ciò fa pensare ad un paesaggio a superfici di erosione in roccia tenera (*glacis*) che tende, verso Sud, a raccordarsi a livelli di base attualmente posti a circa 600 m s.l.m.; da questa superficie antica "emergono" localmente, per morfoselezione, rilievi costituiti da formazioni più litoidi (ad es. in località Monticelli, I Colli, Fornone, ecc.). Questo antico paesaggio erosionale sospeso è, a luoghi, notevolmente disseccato e ridotto in lembi relitti presenti lungo alcuni spartiacque, le cui quote sono comunque tra loro raccordabili. Solo in pochi e ristretti casi è possibile rilevare, su queste superfici di seconda generazione, una modesta copertura di depositi detritico-colluviali che raggiunge lo spessore massimo di 2 m. Il modellamento di questa superficie di erosione è, probabilmente, legato alle fasi di morfogenesi successive alla strutturazione della catena in questo settore (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) a partire dalle quali si individua la valle del T. Verrino e l'alta valle del F. Trigno, i cui versanti, in virtù della scarsa energia di rilievo (*local relief*) e delle litologie affioranti, hanno subito una rapida evoluzione per progressiva diminuzione della pendenza (per *slope retreat* e successivo *slope decline*) fino al modellamento di un paesaggio erosionale a dolce gradiente.

Le ultime fasi surrettive della catena hanno determinato un ringiovanimento del paesaggio, soprattutto a causa della conseguente dissezione fluviale. Questa nuova fase di morfogenesi che ha interessato, e tuttora interessa in buona parte, la suddetta superficie di erosione (ridotta ormai in pochi lembi molto sospesi sul fondovalle attuale), presenta come principale processo di modellamento morfoevolutivo quello franoso. Esso si esplica, essenzialmente, lungo le scarpate fluviali ad alta acclività, prodottesi durante l'approfondimento della rete drenante. Questo lungo periodo, in cui i fenomeni franosi diventano dominanti nella morfogenesi di alcune aree con substrati a forte componente



pelitica (come nella valle del fiume Trigno e del fiume Biferno) vede l'affermarsi di veri e propri “sistemi franosi” di ampiezza pari a bacini idrografici di basso ordine (*landslide catchment*, *sensu* AUCELLI *et al.*, 2000) al cui interno la morfogenesi gravitativa coesiste con quella fluviale (cfr. 7.4).

## 2. - LA MORFOGENESI CARSIICA

Nell'area Sud-occidentale del Foglio, dove affiorano le litologie carbonatiche della Montagnola, si rinvengono ampi lembi di superfici di spianamento carsico, a quote grossomodo comprese tra 1000 e 1300 m s.l.m. Esse sono spesso delimitate o disarticolate da versanti di faglia variamente rimodellati. Numerosi coni detritici di piccole dimensioni, stretti e ad elevata pendenza, si accumulano alla base dei principali canali che dissecano il massiccio. Il drenaggio delle acque superficiali avviene comunque prevalentemente per vie sotterranee, di conseguenza il reticolo appare scarso e spesso interrotto. Altre macroforme legate al carsismo consistono in conche carsiche (*polje*) ed in varie tipologie di doline, spesso riempite da suoli residuali, terre rosse e paleosuoli talora sepolti da un detrito carbonatico, a spigoli vivi, proveniente dal disfacimento dei versanti bordieri. In tali depressioni tettono-carsiche si formano alcuni piccoli specchi d'acqua stagionali quali quelli del *Lago di Civitanova*, *Lago di Carpinone*, *Lago delle Cannavine*. Il substrato calcareo risulta inoltre intensamente modellato da numerose e variegatae morfosculture di tipo *karren o lapiez*.

## 3.- LA MORFODINAMICA FLUVIALE

L'area ricadente nel Foglio 393-Trivento è, in generale, caratterizzata da alvei confinati che mostrano una diffusa tendenza all'approfondimento. Tale propensione è localmente interrotta da fasi di aggradazione legate all'ostruzione dell'alveo principale da parte di cumuli di frana e dalla rapida crescita di conoidi alluvionali. Una cospicua risorsa di detrito deriva dalle scarpate di erosione fluviale localizzate all'interno dei bacini tributari di 3° e 4° ordine, dove l'onda di dissezione, dopo la genesi dell'ordine più basso dei *glacis* vallivi, è ancora molto attiva (AUCELLI 1999; AUCELLI *et al.*, 2000).

Il reticolo idrografico, i cui principali corsi d'acqua sono rappresentati dai fiumi Trigno e Biferno, presenta una struttura semplice laddove prevalgono formazioni più litoidi. In questo caso si formano impluvi incassati che, talvolta, finiscono per costituire vere e proprie forre, spesso susseguenti, ad andamento circa rettilineo, impostate lungo le principali linee di frattura che, talora, si intersecano dando luogo a gomiti fluviali. In altri casi i corsi d'acqua tagliano

sia strutture plicative sia di accavallamento tettonico e vanno a costituire classici esempi di discordanza oroidrografica.

Al contrario, la dominanza della componente pelitica determina un considerevole sviluppo della rete idrografica. La bassa permeabilità, infatti, favorisce un diffuso ruscellamento superficiale che confluisce in linee d'impluvio ramificate ad andamento tortuoso. Il F. Trigno, nel tratto compreso tra Salcito e Trivento, ha un andamento rettilineo, in quanto scorre su litologie molto erodibili e fratturate secondo una direzione preferenziale ENE–WSW. Il F. Biferno, in corrispondenza della dorsale carbonatica di Roccaspromonte-Castropignano, defluisce lungo una direzione circa Nord-Sud, riportandosi subito dopo sulla direzione preferenziale ENE-WSW, la stessa degli altri fiumi molisani. I loro principali affluenti, il Torrente Verrino, il Torrente Sente e il Torrente Rivo del F. Trigno, e il V. delle Cese del F. Biferno, assumono un andamento circa appenninico, seguendo le direzioni prevalenti degli elementi tettonici di primo ordine. I corsi d'acqua presentano portate quasi nulle nei periodi estivi e deflussi molto abbondanti in occasione di forti e continue precipitazioni meteoriche. Tale effetto si risente tanto più nei valloni secondari che d'estate risultano del tutto asciutti, mentre nella stagione piovosa portano a valle discreti quantitativi di acqua con evidenti effetti sull'evoluzione dei versanti.

Le forme di accumulo sono rappresentate da terrazzi e da conoidi. I conoidi, presenti in alcuni fondovalle (F. Biferno, T. Verrino, T. Gamberale, T. Zelluso, V. delle Cese), pur presentando caratteri di facies simili limitatamente ai livelli ghiaiosi di gran lunga predominanti, mostrano intercalazioni di strati ghiaiosi massivi e fango-sostenuti ascrivibili a processi di sedimentazione del tipo flussi detritici (*debris flow*), in cui la matrice deriva presumibilmente dai termini più pelitici delle formazioni affioranti. Si rinvengono sia conoidi morfologicamente ben preservate, generalmente attive, sia dissecate non più attive (terrazzate).

#### 4.- LA MORFODINAMICA DI VERSANTE

Tutti i versanti che ricadono nell'area del foglio Trivento (fatta salva qualche eccezione) possono rientrare nella categoria dei *denudation slope* (*sensu* YOUNG, 1972): versanti sottoposti a continua degradazione con rimozione continua di materia. Ad essi si trovano spesso associati *transportation slope* e *accumulation slope*. Inoltre, data la natura estremamente eterogenea delle litologie sulle quali si impostano queste morfosculture, i *complex type slope* (*sensu* YOUNG, 1972), sono forme molto comuni.

Questi versanti, indipendentemente dalla loro policiclicità e stadio evolutivo, risultano quasi sempre essere mutati secondo i modelli di recessione rettilineo-parallela delle scarpate sommitali acclivi (*free face*) e sostituzione del pendio basale a minor gradiente (*cliff recession* e *slope replacement*), con accumulo basale di depositi detritici (di falda o stratificati e/o interdigitati con coni detritici o detritico-alluvionali).

I versanti ricadenti nell'area del foglio Trivento possono essere suddivisi in due grandi categorie: quelli che si raccordano a fondivalle ampi e maturi o che si raccordano ad ampie superfici morfologiche a basso gradiente sospese sul fondovalle attuale e quelli che fanno da raccordo a fasce di fondivalle più strette e giovanili.

I primi, più rari, sono molto comuni nella parte alta del bacino del Fiume Trigno (a monte della forra di Chiauci); i secondi corrispondono a buona parte dei versanti che fanno da raccordo con il fondovalle attuale. In questo caso la rete drenante, approfondendosi, ha generato la sospensione delle paleomorfologie di secondo ordine e generato scarpate basali acclivi fortemente instabili ed evolventi, prevalentemente, a seguito dell'azione dei movimenti in massa (per una più ampia trattazione dei movimenti in massa si rimanda il lettore al paragrafo 7.4). Questo accade diffusamente dove le scarpate sono impostate su litologie a basso grado di resistenza al taglio. In tal caso i depositi al piede sono prevalentemente costituiti da cumuli di frana talora coalescenti che mostrano uno scarso grado di organizzazione interna.

Per quel che riguarda i versanti intagliati su litologie carbonatiche, legati agli scenari morfodinamici del primo tipo, si riconoscono, invece, dei *talus* detritico colluviali basali ben strutturati, prevalentemente messi in posto durante le fasi stadiali dei periodi glaciali. A volte il limite superiore di questi depositi risale quasi fino alla base della *free face*, ancora presente e soggetta a sporadici crolli. Nelle attuali condizioni morfoclimatiche, i ritmi di avanzamento del fronte di alterazione sono nettamente subordinati a quelli dei processi denudazionali, prevalentemente dovuti alle acque meteoriche (*weathering limited*) (AUCELLI, 1999; AUCELLI *et al.*, 1998). Ciò risulta ancora più evidente per quei versanti completamente privi di *free face*, su cui le coperture sono limitate a debolissimi spessori di regolite, moderatamente interessate da pedogenesi, a luoghi messe in crisi da fenomeni di erosione areale e/o movimenti in massa lenti del suolo (reptazione e soliflusso).

I depositi detritici affioranti nell'area possono presentare una certa varietà, come osservato, ad esempio, sul fronte di una cava nelle vicinanze di Pietrabbondante (località "le Fratte", lungo la SP. di collegamento con la SS. 85 "Venafrana", prima del gruppo di case in loc. "S. Andrea") o alla base del versante orientale di M. La Russa (a nord di Civitanova del Sannio), dove affiorano i tipici depositi detritici stratificati (*sorted talus*). Si riconoscono le tipiche sequenze ritmiche di strati costituiti da depositi matrice sostenuti (*matrix supported*) o clasto sostenuti (*clast supported* e *open work*), questi ultimi più

frequentemente cementati da calcite di precipitazione secondaria. I clasti calcarei, in genere non superiori a qualche centimetro di diametro, evidenziano spigoli vivi ed in alcuni strati assumono forme piuttosto piatte, tali da poterli assimilare a falde detritiche stratificate (*grèzes litées*; *sensu* GUILLEN, 1951) ed interpretare come frutto di condizioni periglaciali, in pieno accordo con gli Autori italiani (BOENZI *et al.*, 1977; CASTIGLIONI *et al.*, 1979; BOENZI, 1980; DRAMIS, 1983; CALDARA & CIARANFI, 1988; CARTON & PELFINI, 1988), che ne ipotizzano una genesi essenzialmente crioclastica, legata ad un'elevata frequenza ed intensità dei cicli gelo/disgelo.

Per i loro caratteri sedimentari, morfometrici e tessiturali e per la posizione stratigrafica, i suddetti depositi di versante sembrano ascrivibili a fasi dell'Ultimo Massimo Glaciale o al Tardi-glaciale. La loro messa in posto dovrebbe essersi esplicata attraverso meccanismi tipo flusso detritico (*debris flow*), con un parziale rimaneggiamento ad opera del soliflusso, del deflusso laminare delle acque di ruscellamento superficiale ed in particolare dello scioglimento nivale. La rielaborazione da parte delle acque ruscellanti o di fusione nivale sarebbe responsabile anche del progressivo impoverimento in matrice di alcuni livelli.

Localmente (area di Pescocolanciano), la struttura complessivamente caotica e massiva, di tipo *matrix supported*, suggerisce una messa in posto per flusso detritico, talora incanalato negli impluvi che drenano i versanti, principalmente costituiti da depositi silicoclastici ascrivibili alle coltri eluvio-colluviali ( $b_2$ ). Talvolta, tuttavia, è possibile riconoscervi una sovrapposizione di corpi sedimentari a diversa tessitura, testimoni di un'aggradazione polifasica.

Il passaggio, verso l'alto, dai depositi detritici a suoli ed a successioni di suoli registra, ad un certo punto, una transizione da un regime di tipo glaciale a condizioni nettamente differenti, tipiche di interglaciale, compatibili con il miglioramento climatico olocenico e con il corrispondente progressivo ripristino di una fitta copertura boschiva. La maggior parte dei rilievi montuosi dell'Alto F. Trigno (come tutto l'Alto Molise e grossa parte dell'Appennino centro-meridionale) doveva essere diffusamente coperta da una vegetazione d'alto fusto (di tipo querceto misto) già intorno a 7500 anni fa (HUNT, 1996).

Per quel che riguarda i depositi determinati dall'azione combinata dei processi erosivi e della gravità, un paragrafo del capitolo Geologia Applicata è dedicato ai depositi per frana, diffusissimi in questo foglio geologico.

## **VI - GEOLOGIA APPLICATA**

### **1. - CENNI DI IDROGRAFIA**

Il territorio compreso nel Foglio, dal punto di vista idrografico, si colloca nei due bacini più importanti della Regione Molise rappresentati dai fiumi Biferno e Trigno che, con direzione SW-NE, sfociano direttamente nell'Adriatico. Alla rete idrografica principale si affiancano bacini idrografici di estensione minore che si sviluppano lungo una direzione preferenziale NW-SE, ortogonale a quella principale. Su tale rete si impostano gli affluenti che sono caratterizzati da una dinamica fluviale essenzialmente rappresentata da erosione di sponda ed approfondimenti di alveo. Tra i più importanti, per estensione e portata, vanno citati il T. Verrino, il F. Sente, il T. Fiumarello, il T. Vella e il T. Rivo per il fiume Trigno e il Rio di Casalciprano, il V.ne della Lavandaia, il V. Ingotte il T. Rivolo per il fiume Biferno.

I processi dinamici che si riscontrano alla scala di sottobacino talvolta determinano divagazioni e/o momentanee occlusioni dei corsi d'acqua defluenti.

Lungo le principali aste fluviali e le aree di fondovalle si rinvencono limitati depositi alluvionali di conoide inattiva.

I depositi alluvionali terrazzati, in genere, risultano parzialmente visibili perchè smantellati da recenti e tuttora attivi processi erosivi e/o mascherati dai corpi di frana (es. frana Covatta).

Il deflusso superficiale, a prevalente regime torrentizio, è stato in gran parte modificato sia dalle attività antropiche (sistemazioni idrauliche) e sia dai cospicui prelievi a prevalente scopo potabile.

## 2. - RISORSE IDRICHE

La risorsa idrica sotterranea è riscontrabile, con modalità diverse, in quattro ambienti geologici in funzione sia delle caratteristiche di permeabilità dei termini affioranti sia della relativa estensione delle strutture idrogeologiche. Gli stessi ambienti possono così individuarsi:

- Settore Sud - Occidentale in cui affiora parzialmente l'idrostruttura della Montagna di Frosolone – Monte Totila;
- Settore Nord – Occidentale in cui affiora parzialmente l'idrostruttura di Monte Capraro;
- Settore Centrale costituito dagli affioramenti argilloso-marnoso-arenacei;
- Settore rappresentato dagli acquiferi alluvionali presenti nei fondivalle fluviali.

### *1) Settore Sud – Occidentale: Struttura idrogeologica della Montagna di Frosolone - Monte Totila.*

L'idrostruttura, con un volume annuo di risorsa di circa  $88 \times 10^6$  mc/a e per una portata complessiva di 2800 l/s, alimenta importanti gruppi sorgentizi ricadenti nel territorio molisano. Viene drenata solo parzialmente nel foglio in esame.

Le principali emergenze della falda sono rappresentate dalle seguenti sorgenti:

- 1) Sorg. S. Onofrio con portata media di 180 l/s, quota 780 m s.l.m., captata per alimentare l'acquedotto molisano sinistro;
- 2) Sorg. Costacupa con portata media 50 l/s, quota 850 m s.l.m. non captata;
- 3) Gruppo Sorg. Pincio con portata media di 300 l/s, quota 815 m s.l.m., parzialmente captata tramite pozzi per una portata di circa 20 l/s; questa sorgente è caratterizzata da rilevanti variazioni di portata dovute alla presenza a monte di un bacino endoreico carsico, denominato "Lago di Civitanova" o di "San Lorenzo", che riveste un ruolo importante nell'area di alimentazione per la presenza di un inghiottitoio;
- 4) Gruppo Castone con portata media 60 l/s, quota 800 m s.l.m., captata parzialmente;
- 5) Sorg. Breccioso con portata media 13 l/s, quota 845 m s.l.m., parzialmente captata per l'alimentazione di un abbeveratoio;
- 6) Sorg. Capo Savona con portata media 180 l/s, quota 760 m s.l.m., sorga da una fenditura alle falde di Monte Totila ed è

caratterizzata da un regime molto irregolare, tanto che in particolari annate idrologiche la portata nei periodi estivi si azzerava del tutto;

- 7) Sorg. Capo d'Acqua con portata media 20 l/s, quota 840 m s.l.m., in parte alimenta l'acquedotto di Pescocolaniano;
- 8) Sorg. Grotte portata media 230 l/s, quota 960 m s.l.m., tipicamente carsica, con periodi di magra molto lunghi ed una fase di esaurimento molto rapida.

### *II) Settore Nord Occidentale: Struttura idrogeologica di Monte Capraro*

Il bilancio idrologico evidenzia per l'intera struttura risorse per circa  $17 \times 10^6$  mc/a, relativamente al territorio molisano. Nel foglio di Trivento non si rilevano manifestazioni sorgentizie di una certa entità in quanto le vie preferenziali di drenaggio della falda, a causa dell'innalzamento della cintura impermeabile, sono localizzate lungo le aree limitrofe.

Le sorgenti più rappresentative di questo settore del Foglio "Trivento" sono:

- 1) Fonte Sambuco con portata media di circa 20 l/s, quota 735 m s.l.m., alimenta parzialmente un acquedotto locale;
- 2) Fonte Vecchia, in agro di Pietrabbondante, con portata media di circa 2 l/s, quota 985 m s.l.m.;
- 3) Fonte del Trocco con portata media di circa 2 l/s, alimenta un acquedotto comunale.

### *III) Settore Centrale*

Rappresenta la zona centrale e meridionale del Foglio in cui gli affioramenti sono dati sia dall'alternanza di termini poco permeabili, quali argille, arenarie e marne, che da blocchi più permeabili, di natura litoide, inglobati nelle argille varicolori, che generano piccole idrostrutture. Esse alimentano numerosissime piccole sorgenti la cui potenzialità, solo in taluni casi, raggiunge 2 - 3 l/s di portata media e con regime molto irregolare.

Dette idrostrutture, molto diffuse su questa porzione di territorio, costituiscono delle microrisorse per le aree interne, molto utilizzate per modesti acquedotti rurali e comunali, fontane pubbliche ed abbeveratoi.

### *IV) Settore del fondovalle*

In questo settore, costituito dagli acquiferi alluvionali presenti nei fondovalle dei fiumi Trigno e Biferno, l'elemento caratterizzante è dato dall'estrema variabilità legata ai valori della permeabilità dei sedimenti e dello spessore delle alluvioni.

La risorsa idrica sotterranea risulta molto limitata a causa del modesto spessore delle alluvioni, non superiore ai 10-15 m, ma anche dalla presenza di intercalazioni di materiali fini che rappresentano in profondità discontinuità idrogeologiche.

E' possibile definirli acquiferi di subalveo sospesi, sostenuti da sedimenti impermeabili di natura limo-argillosa.

Tali falde sono sfruttate localmente con captazioni realizzate tramite pozzi e ricadono principalmente nella zona industriale di Trivento e Castropignano.

### 3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Ai fini dell'attività estrattiva effettuata in aree ricadenti nel Foglio 393 "Trivento" i terreni utilizzati sono dati essenzialmente da calcareniti cristalline della formazione di M. Calvello (VLO) appartenenti all'Unità tettonica di Frosolone e da ghiaie, sabbie ed argille dei depositi alluvionali quaternari di fondovalle (F. Trigno e F. Biferno).

L'attività di coltivazione delle cave e delle torbiere è disciplinata solo a partire dall'entrata in vigore della Legge Regionale 5 aprile 2005, n. 11 che regola l'intera materia. Detta L. R. ha come finalità, tra l'altro, di favorire il corretto uso delle risorse nel rispetto dell'ambiente e del territorio poiché, in passato, il prelievo dei materiali spesso terminava senza il recupero paesaggistico del sito. Per evitare il proliferare disordinato ed incontrollato dell'apertura di nuove cave in più località, la legge 11/2005 predilige la prosecuzione e l'ampliamento delle cave in esercizio, prevedendo il recupero di quelle dismesse, che il più delle volte deturpano il paesaggio in modo notevole, risultando visibili da più punti e da grandi distanze.

Attualmente, all'interno del territorio compreso nel Foglio 393, l'attività estrattiva viene esercitata in tre aree che ospitano altrettante cave attive che sono distribuite:

- a. due su versanti di zone alto-collinari;
- b. una lungo l'alveo ed i sovrastanti depositi alluvionali del F. Trigno.

In futuro è prevista la pianificazione del prelievo di materie attraverso il "Piano regionale delle attività estrattive" (PRAE) che, compatibilmente con gli obiettivi di carattere produttivo e di salvaguardia dell'ambiente, ha lo scopo di individuare le aree potenzialmente utilizzabili come ambiti estrattivi.

#### 3.1. - CAVE DI MONTE

Sono presenti due cave attive entrambe ubicate nell'area della Montagnola, a Ovest e a NW dell'abitato di Frosolone (quota 970 e 990 m s.l.m.), a ridosso della strada provinciale "Frosolone-Sessano". In entrambe le cave vengono estratti materiali costituiti dai termini della formazione di Monte Calvello (VLO). Si tratta di affioramenti dati da calcareniti bianche, cristalline sia stratificate che in giacitura massiva con alla base intercalazioni di sottili livelli



di marne e calcari marnosi verdi e grigi. Verso l'alto prevalgono bancate metriche di calciruditi e brecce massive con clasti calcarei di forma subangolare alternati a calcareniti bianche, cristalline prevalentemente in giacitura massiva, con frammenti di rudiste. Questi materiali sono utilizzati sia come pietra da costruzione, che per realizzare sottofondi stradali o come inerti da impiegare in edilizia.

Nel Foglio si rinvencono altre tre zone interessate da cave che attualmente risultano dismesse o in corso di recupero ambientale.

La cava in località Colle Ginepro, a SSW dell'abitato di Pietrabbondante, ha interessato la coltivazione dei termini delle calcareniti e calciruditi di Pietrabbondante (PBB). Si tratta di calcari biancastri ricristallizzati con nummuliti e alveoline e calcari marnosi verdi, talora rossi, in sottili livelli. Nella parte basale prevalgono brecce con frammenti di *Pecten*, coralli, nummuliti, alveoline e rudiste.

Analoghi sono i litotipi coltivati nella dismessa cava di località S. Ianni – Pèscola, situata a Sud dell'abitato di Salcito.

In prossimità di questo sito si individua un'altra cava, in corso di recupero, in località Colle Dolce, sempre a Sud di Salcito. Questa cava ha interessato le marne rosse e verdi di Colle Dolce (MRD) rappresentate da alternanze di marne bianche, marne scistose rosse e verdi ed argille rosse con rotalidi con intercalate breccie calcaree molto ricristallizzate bianche e rosse. Talvolta sono alternate a calcareniti bianche.

### 3.2. - CAVE DI PIANO

Lungo la bassa valle del Fiume Trigno, a NNW dell'abitato di Salcito si trova la cava, ubicata in località Macchie S. Lorenzo (quota 304 m s.l.m.) che consente l'estrazione di materiale grossolano. Si tratta in prevalenza di ghiaie e sabbie (materiali denominati localmente "misto di fiume") utilizzate quasi esclusivamente per la costruzione di tratti stradali. Per il futuro prelievo di materiali, in alveo o comunque lungo le valli dei corsi d'acqua, i riferimenti e gli indirizzi da seguire sono principalmente quelli contenuti nei Piani di Assetto Idrogeologico (P.A.I.) redatti dall'Autorità di Bacino Interregionale dei Fiumi Trigno, Biferno e minori, Saccione e Fortore. In detti Piani vengono definite le strategie di gestione finalizzate sia a salvaguardare le dinamiche idrauliche naturali, con particolare riferimento alle esondazioni e alla evoluzione morfologica degli alvei, che a favorire il mantenimento e il ripristino di caratteri di naturalità del reticolo idrografico. Viene altresì vietata, salvo casi eccezionali, l'asportazione di materiale inerte dagli alvei dei corsi d'acqua, dalle aree di golena esterne agli alvei e più in generale dalla fascia di riassetto fluviale, al fine di evitare possibili fenomeni di canalizzazione, sovraescavazione e di significativa diminuzione di apporto a mare di materiale grossolano.

Non risulta l'escavazione, nelle aree comprese nel Foglio, di elementi fini (limi ed argille) da utilizzare per l'industria dei laterizi.

#### 4. - INSTABILITÀ DI VERSANTE E FRANE

Le dinamiche legate a fenomeni di instabilità dei versanti, in generale, ed a fenomeni franosi, in particolare, giocano un ruolo fondamentale nella evoluzione a varie scale temporali dell'Appennino molisano.

La ragione sta nel fatto che l'Appennino molisano costituisce un settore della catena appenninica di recente corrugamento e sollevamento, ed è pertanto dotato di paesaggi caratterizzati da un forte rilievo locale, con valli profondamente incise e con fondivalle stretti e caratterizzati da alvei fortemente confinati.

In questi contesti vallivi, l'interazione reciproca tra fenomeni gravitativi e fluviali e/o dovuti all'azione delle acque incanalate lungo i pendii è molto marcata e porta in generale ad una evoluzione rapida dei fianchi vallivi (AUCELLI, 1999; AUCELLI & ROSSKOPF, 2001; AUCELLI *et al.*, 2001). Infatti, laddove questi ultimi sono costituiti da versanti acclivi impostati su litologie caratterizzate da una scarsa coesione, e quindi bassa resistenza agli sforzi di taglio, o da un comportamento plastico, la loro evoluzione verso condizioni di maggiore stabilità avviene prevalentemente attraverso fenomeni franosi, sia lenti che rapidi. Dove, invece, i pendii sono impostati su litologie caratterizzate da migliori caratteristiche meccaniche, l'evoluzione geomorfologica avviene in modo più regolare e lenta, così da permettere una coesistenza più equilibrata tra processi di alterazione e di pedogenesi e quelli di erosione, trasporto ed accumulo.

In particolare, le frane appaiono legate da un lato alle caratteristiche intrinseche dei terreni che localmente formano la successione lito-stratigrafica (assetto geologico-strutturale, caratteristiche idrologiche, idrogeologiche, etc.) e, dall'altro lato, alle pendenze, alla morfologia del versante e all'uso del suolo (LANZAFAME & TORTORICI, 1976; CORBI *et al.*, 1996a; AUCELLI *et al.*, 2002a, 2002b, 2004a). Ne consegue che la frequenza e la distribuzione spaziale delle varie tipologie di frane risulta essere strettamente legata all'assetto geologico-strutturale dei terreni e allo stato evolutivo dei versanti e del sistema fluviale nel quale sono inseriti.

Prendendo in considerazione i sistemi fluviali adriatici del Molise, e in particolare quelli del Trigno e del Biferno, si può notare come il differente assetto geologico-strutturale influisca significativamente sulla tendenza all'instabilità dei versanti e quindi sulla loro morfodinamica.

In particolare, la valle del fiume Trigno, caratterizzata da una maggiore presenza di terreni litoidi rispetto all'adiacente valle del fiume Biferno, registra e conserva meglio, rispetto a quest'ultimo, le tracce di processi di alterazione e di pedogenesi. Le frane presenti al suo interno evidenziano, in maniera più netta, l'alternarsi tra fasi di attivazione o di riattivazione e fasi di inattività (stasi). Le scarpate fluviali sono sede di numerose frane che provvedono, nell'insieme, al loro modellamento attraverso fenomeni prevalenti di *slope replacement*, fungendo quindi come principale fattore di riduzione delle locali pendenze, o anche attraverso fenomeni di *pure retreat*, in interazione con l'erosione fluviale.

Lungo i versanti della valle del fiume Biferno, impostati su successioni terrigene a prevalente componente argillosa e argilloso-marnosa, i fenomeni franosi, più che rappresentare dei processi zonali, assumono un ruolo primario nella "degradazione diffusa" e quindi nel modellamento dei versanti. A differenza del settore medio della valle del fiume Trigno, quello mediano della valle del Biferno è caratterizzato da tratti vallivi già più aperti, dove le scarpate di erosione fluviale, molto svasate, spesso si identificano con le zone di alimentazione-trasporto-accumulo delle frane su di esse impostate. Le frane, caratterizzate da complessi sviluppi del cumulo e delle zone di alimentazione, occupano spesso l'intero sistema crinale-versante-fondovalle. I cumuli, tra loro generalmente anastomizzati e quindi difficilmente separabili, conferiscono ai versanti una tipica morfologia di tipo "*concavo-convessa*" che condiziona fortemente la rete drenante che su di essi va ad impostarsi.

Riguardo alla relazione tra fenomeni franosi e stato evolutivo dei versanti e del sistema fluviale, si evidenzia chiaramente come l'evoluzione dei versanti, lungo le scarpate fluviali a forte acclività, avviene mediante frane puntuali che talora interagiscono con l'erosione lineare che si sviluppa fortemente lungo aste fluviali molto incise e di basso ordine gerarchico. I fenomeni franosi sono di conseguenza tipicamente concentrati per lo più nei settori medi ed alti dei bacini idrografici, sia principali che secondari, dotati di maggiore energia del rilievo ed interessati da erosione fluviale di tipo verticale e/o regressiva.

Nelle porzioni mediane dei sistemi vallivi del Trigno e del Biferno, in particolare, le scarpate fluviali ospitano numerose evidenze di fenomeni di erosione idrica concentrata, i fossi (*gully*), la cui genesi e evoluzione (approfondimento e sviluppo regressivo) sono strettamente collegate alle caratteristiche idrologiche locali del versante, ma anche alle locali energie di rilievo e allo stato evolutivo del tratto fluviale. L'erosione idrica accelerata crea spesso le condizioni per l'innescio di nuovi fenomeni di massa, come si è potuto ampiamente osservare nella valle del Trigno (AUCELLI, 1999; AUCELLI *et al.*, 2000, 2001), e l'interazione tra processi fluviali e gravitativi, estesa sia nello spazio che nel tempo, porta allo sviluppo di sistemi franosi di crescente complessità (vedi oltre). In questi contesti, i cumuli originari frequentemente subiscono una rielaborazione attraverso successivi fenomeni di trasporto gravitativo o di tipo misto, fluviale e gravitativo. Questi fenomeni successivi di

trasporto comportano un rimaneggiamento e una redistribuzione dei materiali di frana e consentono al sistema vallivo di giungere, anche attraverso diverse tappe, a delle configurazioni morfologiche più stabili. Vari sono gli esempi, nella valle del Trigno, in cui tali fenomeni di rimaneggiamento hanno portato alla formazione, all'interno delle valli tributarie di basso e medio ordine (3-5 ordine), di un ripiano di aggradazione per frana sospeso (AUCELLI *et al.*, 2000) e disseccato dall'erosione fluviale (es. Valloni Forziere e Brucianna in sinistra del Trigno, a valle della confluenza del torrente Verrino). In altri casi, invece, i detriti di frana vengono trasportati fino agli sbocchi delle vallecole e delle incisioni minori sul versante dove vanno a formare dei cosiddetti coni fluvio-gravitativi (AUCELLI *et al.*, 2000).

Asserita l'elevata tendenza all'instabilità dei versanti nell'area molisana, va comunque detto che le frane, sia che si tratti di primi movimenti o di fenomeni di riattivazione, avvengono comunque spesso in concomitanza dell'azione di fattori esterni che fungono da fattori di innesco. Tra questi, particolare importanza assumono, in Molise, gli eventi meteorici eccezionali (CORBI *et al.*, 1999; AUCELLI *et al.*, 2004a, 2004c, 2006) e gli eventi sismici (CASCIELLO *et al.*, 2003, 2004).

Il quadro che ad oggi emerge, con la conclusione recente del progetto che ha visto il censimento dei fenomeni franosi in Molise (progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, Molise, 2003-2007), mette in chiara evidenza l'alta suscettibilità all'instabilità del territorio molisano. Ai circa 24.000 fenomeni franosi censiti complessivamente si associa un'area in frana pari a ca. 570 km<sup>2</sup>, cui corrisponde un indice di franosità di ca. 12,3% (area in frana /area superficie regione), e una frequenza media dei fenomeni franosi pari a ca. 5,4/km<sup>2</sup>.

Le principali tipologie di frane (distinte con riferimento alla classificazione di CRUDEN & VARNES, 1996) presenti nell'area molisana in generale sono rappresentate da *colate lente e rapide* (rispettivamente ca. il 38,2 e 4,8%), *frane complesse* (ca. 32%) e *scorrimenti rotazionali e traslazionali* (ca. 18%). Circa il 6% e l'1,2% del territorio molisano è interessato rispettivamente da fenomeni di *franosità diffusa* e da *crolli e ribaltamenti*. Una piccolissima percentuale (0,1%) è relativa invece ai fenomeni di *deformazione gravitativa profonda di versante* (D.G.P.V., vedi oltre).

Circa il 77% delle frane censite è caratterizzato da uno stato di quiescenza, il 18% è attivo, e soltanto il 5% risulta stabilizzato.

Le coperture del suolo che registrano un maggior numero di frane sono quelle adibite ad uso agricolo, comprendenti i seminativi (16%), le zone agricole eterogenee (13,5%) e le colture permanenti (6,5%), dove si verifica circa il 36% dei fenomeni franosi, quelle ad uso urbano e produttivo (ca. il 15% del totale di frane), e quelle rappresentate da vegetazione arbustiva e/o erbacea (identificabili

per di più con aree abbandonate o utilizzate per il pascolo), con ca. il 18% del totale delle frane.

Sull'instabilità dei versanti hanno influito anche le notevoli alterazioni antropiche dei manti vegetali originari che le valli del Trigno e del Biferno hanno conosciuto sin da tempi storici (AUCELLI, 1999, AUCELLI & ROSSKOPF, 2000). Rilevanti e diffusi sono, infatti, i fenomeni di dissesto indotti dall'azione umana, che coinvolgono anche unità morfologiche a basse pendenze.

Lo scenario dei fenomeni franosi che caratterizza l'area del foglio Trivento ed in generale i settori mediani dei bacini del Biferno e del Trigno è molto simile a quello appena descritto in generale per l'area molisana.

Nella carta geologica del foglio Trivento, infatti, sono riportati 2775 cumuli di frana. In parte i cumuli derivano dalla "fusione" tra depositi di frana adiacenti, a contatto, alimentati però da fenomeni franosi diversi. In particolare, nel caso delle frane composite (dei sistemi franosi, vedi oltre), laddove non esistevano significative soluzioni di continuità tra adiacenti depositi di frana, si è proceduto a riportare un unico cumulo.

I cumuli coprono un'area complessiva di ca. 67 km<sup>2</sup> equivalente a ca. il 10,9% dell'area del foglio che è di ca. 620 km<sup>2</sup>. I cumuli presenti nel foglio hanno dimensioni molto diverse. La loro estensione in vari casi supera 0,5 km<sup>2</sup>, fino a raggiungere, è il caso del cumulo di frana posto subito a nord della incisione del torrente Le Fratte in località Macchia nella valle del Rivo, un'estensione massima di ca. 0,78 km<sup>2</sup>. La frequenza media dei fenomeni franosi è di ca. 4,48/km<sup>2</sup> che è molto vicina alla media calcolata per l'intera area molisana, se si tiene conto del fatto che i cumuli di dimensioni troppo ridotte, in rapporto alla scala del foglio, non sono stati riportati nella carta geologica.

La *colata* è la fenomenologia più diffusa a causa dell'abbondante componente argillosa che caratterizza i terreni affioranti. Specialmente laddove prevalgono i termini delle argille varicolori superiori, le colate spesso assumono una diffusione considerevole ed una estensione areale tanto elevata da non consentire più il riconoscimento del singolo fenomeno. In generale, l'area di alimentazione della frana è rappresentata non solo dalla zona a monte, ma anche dalle zone laterali al corpo. Ciò fa sì che nei cumuli, di spessori anche dell'ordine della decina di metri, si ritrovino insieme materiali molto eterogenei sia per granulometria che per litologia. Le scarpate principali e secondarie, nonché le fratture trasversali nel corpo, vengono cancellate rapidamente a causa della natura dei terreni.

Anche gli *scorrimenti rotazionali* e *traslazionali* sono abbastanza diffusi nell'area e subiscono, come le colate, generalmente un rapido rimodellamento, per cui diventa estremamente difficile differenziare le due tipologie di movimento a distanza di tempo. Fenomeni semplici di questo tipo sono rari ed interessano quasi esclusivamente le formazioni a prevalente componente arenacea che mantengono una relativa rigidità della massa in movimento.

Sono molto diffuse anche le frane complesse (non intesa come classe di frana) che, nell'area del foglio, derivano per di più dalla sequenza temporale tra fenomeni di scorrimento e di colata. Frane complesse e composite sono frequenti in particolar modo in corrispondenza di successioni calcareo-marnose, dove coinvolgono sia la roccia che il suolo sovrastante.

Sono, invece, poco diffusi i *crolli* e *ribaltamenti* (Fig. 17), localizzati in corrispondenza delle aree di affioramento di litotipi a comportamento fragile, variamente fratturati, sia a prevalenza carbonatica che arenacea, impostati su versanti con pendenza superiore a 40°, dando luogo a versanti caratterizzati da una cornice sommitale (come lungo la dorsale carbonatica di Castropignano). Nei casi in cui le scarpate morfologiche sono aggettanti su pendio i fenomeni di crollo possono evolvere in colate detritiche. Come esempio si può segnalare in particolare un deposito di tipo *debris-flow* (*sensu* BLAIR & MCPHERSON, 1994) nei pressi del bivio per Salcito.

Oltre ai fenomeni franosi *s.s.* vanno segnalati alcuni fenomeni di D.G.P.V. Tra questi, il fenomeno gravitativo profondo che interessa il versante meridionale di Monte de La Civita (AUCELLI *et al.*, 2004d) nel territorio del comune di Civitanova del Sannio. Qui, l'assetto stratigrafico-strutturale ha determinato, insieme ai processi di erosione che insistono nel vallone sottostante, le condizioni favorevoli allo sviluppo di un fenomeno di tipo *rock-block slide* radicato ad una profondità tra i 15-20 metri accompagnato dalla formazione in cresta di ampie trincee.



Fig. 17 - Crolli e ribaltamenti, localizzati in corrispondenza di aree di affioramento di litotipi a comportamento fragile, variamente fratturati, a prevalenza carbonatica.

L'evoluzione progressiva dei singoli fenomeni di frana, sotto l'azione dei processi gravitativi e di erosione idrica concentrata, porta allo sviluppo, nel tempo, di sistemi vallivi sempre più complessi fino ad avere la genesi di dei cosiddetti *landslide catchments* (AUCELLI *et al.*, 2000), cioè valli di genesi fluvio-gravitativa. Si tratta cioè di bacini idrografici di vario ordine la cui evoluzione è essenzialmente controllata dall'attività franosa al loro interno. Numerosi sono gli esempi di *landslide catchments* nell'area del foglio di Trivento; nella valle del Trigno, ad esempio nel tratto posto a valle dello sbarramento di Chiauci lungo la valle principale (es. valloni Fossate, Forziere, Brucianna, etc.), e all'interno delle principali valli tributarie (vedi ad esempio i sistemi franosi, a vario grado di evoluzione, attualmente in forte sviluppo lungo il versante orientale della dorsale di Trivento; Figg. 18-19); nella valle del Biferno ci sono vari esempi sia lungo la valle principale (es. vallone Covatta), sia all'interno delle principali valli tributarie (es. vallone delle Cese e vallone Ingotte).



Fig. 18 - Sistemi franosi del versante orientale della dorsale di Trivento.



Fig. 19 - Sistemi franosi del versante orientale della dorsale di Trivento.



Lo sviluppo dei singoli fenomeni di frana e dei sistemi franosi in particolare, la loro attivazione, sporadica o anche ciclica, porta quindi ad una crescente estensione delle aree instabili. Nell'area del foglio Trivento, quasi tutte le frane sono in uno stato di attività quiescente per ciò che riguarda il corpo di frana principale, mentre molte di esse presentano riattivazioni *pellicolari* del cumulo o sono interessate da fenomeni di tipo retrogressivo impostati nella sola zona di testata. In questo ultimo caso la parte alta del cumulo della frana viene continuamente alimentata, causando il disequilibrio del cumulo che risulta così suscettibile di stati di attivazione ciclici. Il nuovo equilibrio della massa spostata, che può interessare l'intero corpo di frana "di primo movimento" o solo parte di esso, viene raggiunto mediante una serie di movimenti di ridotta dimensione che riportano il locale equilibrio dei materiali rimossi e che cancellano gradualmente le evidenze morfologiche del fenomeno più vecchio. A seguito del continuo arretramento della zona di testata, si possono generare frane di grande estensione che interessano tutto il sistema crinale-versante-fondovalle, come ad esempio la frana in località Covatta (Fig. 20), in agro di Ripalimosani, a NW dell'abitato, che è alimentata nella parte alta dalle Argille Varicolori *Auctorum* e lungo il margine destro dal flysch di S. Bartolomeo (CORBI *et al.*, 1996b, 1999).



Fig. 20 - Frana in località Covatta.

Altri esempi di fenomeni franosi complessi, di dimensioni dell'ordine di alcuni chilometri, si ritrovano nelle località di Salcito, Pietrabbondante, Trivento e Duronia. Gran parte delle frane rilevate nell'area del foglio, comunque, presenta dimensioni alquanto ridotte, dell'ordine di qualche centinaio di metri. Attivo è, per esempio, il sistema franoso a Nord dell'abitato di Salcito, impostato lungo una linea d'impluvio. Questo prende alimentazione, con movimenti traslazionali e rotazionali nella zona di testata, principalmente dai termini calcareo-marnosi della formazione di Tufillo, ma poi si sviluppa nelle argille varicolori per quasi tutta la sua lunghezza auto-alimentandosi lungo il suo percorso. La colata di Pietrabbondante si sviluppa per una lunghezza di qualche chilometro, completamente nei termini pelitici dell'unità di Agnone, anche se nel suo cumulo si ritrovano inglobati anche elementi derivanti

dall'alterazione dei terreni carbonatici circostanti, e presenta riattivazioni del cumulo che partono dalle incisioni fluviali su di esso impostate. Nel sistema franoso maggiore ubicato sul versante orientale della dorsale di Trivento (Fig. 21), costituito essenzialmente da colamenti in argille varicolori, non è più possibile riconoscere né i singoli fenomeni né le relative evidenze morfologiche (nicchie di distacco e cumuli di frana), in quanto i singoli corpi delle colate, che interessano l'intero versante, sono in molti punti tra loro completamente anastomizzati.

Molte delle frane presenti sono da considerarsi fenomeni stagionali, che si attivano cioè in corrispondenza di precipitazioni meteoriche con particolari intensità e distribuzione. A riprova di ciò si può constatare come la loro densità spaziale sia particolarmente elevata in corrispondenza di linee d'impluvio anche di basso grado; ciò evidenzia il ruolo svolto dall'acqua di precipitazione che, da una parte si infiltra facendo scendere le caratteristiche tecniche dei terreni mentre, dall'altra, opera scalzamenti al piede richiamando materiale verso valle.

Notevoli possono essere le ripercussioni dell'evoluzione della singola frana oppure del sistema franoso sulle aree a contatto con esse. L'evoluzione retrogressiva del fenomeno e del sistema franoso, infatti, è spesso fonte della messa in pericolo di strutture abitative (Fig. 21).



a

b

Fig. 21 - a) Sistema franoso del versante orientale della dorsale di Trivento b) Abitazione danneggiata dall'evoluzione regressiva dei fenomeni franosi.

Frequentemente, poi, gli accumuli dei depositi di frana che giungono ai piedi dei versanti invadono le aree di fondovalle, provocando un parziale o, a volte, un completo sbarramento del corso d'acqua con la conseguente formazione di un lago temporaneo. Fenomeni del genere si sono ad esempio verificati in vari bacini idrografici a seguito delle prolungate piogge che hanno distinto l'evento alluvionale del gennaio 2003, come ad esempio nell'area di Trivento, e nella valle del torrente Rivo (Fig. 22). Un esempio tristemente noto, per i disagi apportati, è poi l'ostruzione della valle del Biferno, avvenuta nell'aprile del 1996, a seguito della ultima fase di riattivazione della frana in località Covatta (Fig. 20) (CORBI *et al.*, 1999).



Fig. 22 - Fenomeni franosi nella valle del Torrente Rivo.

## 5. - SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

### *Sismotettonica*

L'area in esame è sede di una rilevante attività sismica con forti eventi caratterizzati da Imcs epicentrali anche maggiori di X grado MCS (CAMASSI & STUCCHI, 1997), anche se dal punto vista sismotettonico non vi sono dati che indichino la presenza di uno o più sistemi di faglie sismogenetiche, nello stretto ambito dell'area del foglio.

Dal punto di vista sismotettonico, la parte meridionale e occidentale del foglio sono limitrofe a uno dei sistemi sismogenetici più importanti dell'Appennino centro-meridionale: il sistema della Piana di Boiano (CORRADO *et al.*, 2000). Questo sistema è associato ad una serie di bacini intermontani (bacini di Isernia, Boiano, Sepino e Morcone) allineati in direzione NW-SE.

L'evoluzione di questi bacini, a partire almeno dal Pleistocene medio, è stata strettamente controllata dalla tettonica estensionale, responsabile di una struttura tettonica regionale a direzione appenninica ubicata tra Isernia e Morcone e caratterizzata, in superficie, da un insieme di segmenti di faglia in parte ereditati, con direzione E-W, e in parte di neoformazione, con direzione NW-SE (COLTORTI & CREMASCHI, 1981; RUSSO & TERRIBILE, 1995; DI BUCCI *et al.*, 1999; GUERRIERI *et al.*, 1999; CORRADO *et al.*, 2000).

### *Eventi sismici principali*

Il primo evento importante di cui si ha qualche notizia è quello del 1293; non sono disponibili molti dati, si conosce solo che l'entità del danno è stata massima a Boiano e Isernia.

L'evento del 1349 si presenta come una scossa complessa, in quanto mostra almeno due aree di massimo risentimento: l'area de L'Aquila e l'area di Cassino-Isernia (MOLIN, 1995). In particolare, nell'area isernina si sono raggiunte intensità del X grado (GUIDOBONI, 1989).

Il terremoto del 1456, anche questo noto per essere stato un terremoto complesso (MAGRI & MOLIN, 1983; MELETTI *et al.*, 1988), ha avuto almeno tre aree di massimo risentimento in tutto l'Appennino centro-meridionale. L'ipotesi, sostenuta da entrambi gli studi citati, è che l'evento del 1456, con la sua lunghissima durata (5-6 minuti), sia stato composto da una serie di eventi, quasi contemporanei, associabili a strutture sismogenetiche diverse. Una delle tre aree di massimo risentimento si incentra, con direzione NW-SE, nella piana di Boiano. In particolare, l'area di risentimento di IX grado si estende con la stessa direzione appenninica da Morcone a Isernia, mentre le aree di risentimento di X grado sono in corrispondenza di Boiano, Macchiagodena e Isernia (MELETTI *et al.*, 1988). Questo evento ha prodotto forti risentimenti, anche nell'area del Foglio Trivento: con Imcs di IX grado nell'area di Limosano e Fossalto (MELETTI *et al.*, 1988).

L'evento del 1805 ha un campo di danneggiamento macrosismico paragonabile per forma e estensione alla porzione centrale del campo macrosismico dell'evento del 1456 (MELETTI *et al.*, 1988; ESPOSITO *et al.*, 1987). In generale, il piano quotato segue la morfologia del bacino anche dove non sembrano rilevanti gli effetti di sito; questo suggerirebbe che l'area sorgente, in profondità, possa corrispondere, in grandi linee, al bacino di Boiano.

Il 6 giugno 1882 una scossa ha colpito invece le pendici settentrionali dei Monti del Matese. I massimi risentimenti sono testimoniati a Monteroduni (VIII grado) e Isernia (VII grado), mentre alcuni effetti sul terreno ("spaccature") si registrarono a Castelpizzuto (BOSCHI *et al.*, 1995). Questo è l'unico evento di una certa importanza che ha come area epicentrale la piana di Isernia.

L'evento del 1913 ha intensità epicentrale del VII-VIII grado (MOLIN & ROSSI, 1993). Gli Autori osservano una buona sovrapposizione delle aree di danneggiamento di questo evento con quelle del 1293, del 1456 (parte centrale) e del 1805.

Due sequenze sismiche, decisamente più modeste rispetto a quelle dei terremoti sinora citati, hanno interessato recentemente (rispetto al 2002) l'area compresa tra Isernia e Morcone. La prima sequenza sismica, del gennaio 1986, con epicentro dell'evento principale nei pressi di Isernia (tra Miranda e Pesche), è caratterizzata da livelli di bassa energia ( $M_d = 4,0$ ) e meccanismo di rottura su piani orientati Nord-Sud ed Est-Ovest con cinematica trascorrente (ALESSIO *et al.*, 1990). Né gli *aftershock*, né altri dati geofisici e geologici hanno fornito ulteriori elementi per definire le caratteristiche geometriche del piano di rottura principale. La seconda sequenza, del marzo 1997, ha come epicentro l'area di M. Moschiatturo (SE del Matese). La localizzazione degli eventi mostra un allineamento in direzione circa Nord-Sud e il meccanismo focale presenta una soluzione con un piano nodale orientato Nord-Sud e pendenza di  $90^\circ$ , con la parte occidentale ribassata (CHIARABBA *et al.*, 1997).

In definitiva, i grandi eventi sembrano localizzati geograficamente solo a NE del Matese (eventi del 1456 e del 1805) e le aree di massimo danneggiamento (a parte qualche località interessata da effetti di sito) sembrano ben correlate a strutture tettoniche che bordano la piana di Boiano.

## BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO G., GODANO C. & GORINI A. (1990) - *A low magnitude seismic sequence near Isernia (Molise, central Italy) in January 1986*. Pageoph., **134** (2): 243 - 260.
- AMODIO MORELLI M., BONARDI G., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LORENZONI S., PERRONE V., PICARETTA U., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN E & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, Roma.
- AMORE F. O. (1992) - *Studi biostratigrafici dei sedimenti miocenici del bacino molisano: nannoplancton calcareo*. Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, Università "Federico II" di Napoli.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 621 - 625, Roma.
- AMORE F.O., CIAMPO G., RUGGIERO-TADDEI E., SANTO A. & SGROSSO I. (1992) - *La successione miocenica nel Matese nord occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 311 - 319, Roma
- ARNOTT R.W. & SOUTHARD J.B. (1990) - *Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configuration, and some implications for interpreting storm-event stratification*. Jour. Sed. Petrol., **60**: 211 - 219.
- AUCELLI P.P.C. (1999) - *Analisi morfodinamica del bacino del Fiume Trigno: distribuzione, entità e cause dei fenomeni di alveo e di versante*. Tesi di dottorato, Università degli Studi del Molise.
- AUCELLI P.P.C., BALTEANU D., IZZO M. & ROSSKOPF C.M. (2004b). *Types and mechanism of slope failure due to the rainfall event on January 2003 in Molise region (S. Italy)*. In: Savindra S., Sharma H.S., De S.K. Geomorphology and Environment. ACB, Kolkata (India).
- AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., RAVERA F. & ROSSKOPF C.M. (2004a). *Landslide susceptibility along the Adriatic flank of Southern Apennines (Italy): the case of Molise Region*. In: Savindra S., Sharma H.S., De S.K. Geomorphology and Environment. ACB, Kolkata (India).
- AUCELLI P.P.C., CAPUANO P., CASCIELLO E., CESARANO M., PERRIELLO ZAMPELLI S. & ROSSKOPF C. M. (2004d) - *Analysis and monitoring of a deep-seated landslide at M. La Civita (Molise, Southern Italy)*. 32nd International Geological Conference. Florence, 20-28th August, 2004.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A., ROBUSTELLI G. & ROSSKOPF C. - (2000) - *Space and time distribution of landslides in a Mediterranean river basin: Trigno river valley (S. Italy)*. In: Bromhead E., Dixon N. & Ibsen M.L. (eds), «Landslides, in research, theory and practice», **1**: 91 - 96, London.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A. & ROSSKOPF C. (2001) - *Geomorphological map of the Trigno basin (Italy) explanatory notes*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **24**: 3 - 12.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A. & SCARCIGLIA F. (1998) - *Alcune tipologie di versante ricorrenti in Appennino meridionale: forme, depositi e processi morfodinamici*. Atti 79° Congresso della S.G.I.: "La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi", Palermo, 21 - 23 settembre 1998: 103 - 106.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A. & SCARCIGLIA F. (1999) - *The morphodynamics on hillslopes in the Trigno River Basin (Molise, Southern Italy): natural tendency and interaction with human*

activity; a geomorphological, sedimentological and pedological approach. Poster presentato all' I.A.G. Regional Conference on Geomorphology, Rio de Janeiro, 17-22 Luglio 1999. Abstract in volume, p. 67.

- AUCELLI P.P.C., DE ANGELIS A., FUSCHINO L. & ROSSKOPF C.M. (2006). *Applicazione del metodo SINMAP per la previsione dei movimenti di massa superficiali indotti da eventi meteorologici estremi in Molise*. Atti del workshop GIT (Geology and Information Technology). 31.05.-01.06.2006, S. Leo (PU).
- AUCELLI P.P.C., FAILLACE P.I. & ROSSKOPF C.M. (2007) - *Evoluzione geomorfologica del tratto finale del fondovalle del fiume Biferno (Molise) dal 1800 ad oggi*. Atti del II Convegno Nazionale dell'AIGEO "Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: Risorse, Rischi, Impatti", 28-30 marzo, Torino. In stampa.
- AUCELLI P.P.C., IZZO M., MAZZARELLA A., ROSSKOPF C.M. & RUSSO M. (2004c) - *L'evento meteorico estremo di gennaio 2003 sul Molise*. Quaderni di Geologia Applicata, vol. 11, pp. 101-119 ISSN: 1593-8433.
- AUCELLI P.P.C., RAVERA F. & ROSSKOPF C.M. (2002a) – *Analysis of the relationships between landslide phenomena along the Adriatic flank of the Molise Apennines (Southern Italy) and territorial attributes by using a Geographical Information System*. Proceedings of the IAG Symposium on the relationships between man and the mountain environment in terms of geomorphological hazards and human impact in Europe. Dornbirn (Austria), 14 July 2002.
- AUCELLI P.P.C. & ROSSKOPF C.M. (2000) - *Last Century valley floor modifications of the Trigno river (S. Italy): a preliminary report*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **23** (2): 105-115.
- AUCELLI P.P.C. & ROSSKOPF C.M. (2001) – *Studi delle dinamiche di versante in rapporto alla conservazione del suolo ed alle interazioni con i manti vegetali*. Progetto Operativo Plurifondo 1994-1999, Regione Molise, Relazione finale, Dipartimento S.T.A.T., Università degli Studi del Molise.
- AUCELLI P.P.C., ROSSKOPF C.M., PAPPONE G., CASCIELLO E. & DI LUDOVICO A. (2002b) – *Geomorphologic hazard generated by stratigraphic and tectonic juxtaposition in Molise region*. Proceedings of the IAG Symposium on the relationships between man and the mountain environment in terms of geomorphological hazards and human impact in Europe. Dornbirn (Austria), 14 July 2002.
- BACKMAN J. & RAFFI I. (1997) - *Calibration of Miocene nannofossil events to orbital tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise*. Proc.ODP Sci. Results 154: 83-99.
- BALLY A. W. (1954) - *Geologischen untersuchenger in den SE Abruzzen*. In: "These Zurich Euhler", ed. Zurich, 1 - 291.
- BARANELLO S., SCAPILLATI N., VECCHIARELLI C., BRUNO F., GUIDA M., LANZARA R., LIONETTI C., PERRIELLO ZAMPELLI S., SALZANO G., TORRE M. & VALLARIO A. (1995) - *I centri abitati instabili del Molise: censimento e analisi preliminare dei fenomeni franosi*. Geol. Tecn. e Ambientale, **4**: 5 - 17, Roma.
- BASU A., YOUNG S. W., SUTTNER L. J., JAMES W. C. & MACK G. H. (1975) - *Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation*. Journal of Sedimentary Petrology, **4**: 873 - 882.



- BENELO E. (1956) - *Accumuli terziari da risedimentazione (Olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine*. Boll. Serv. Geol. It., **78** (1-2): 291 - 319, Roma.
- BERTINI T., NISIO P. & TANCREDI G. (1986) - *Intervento di stabilizzazione di una colata in Argille Varicolori molisane*. Ass. Geotecn. It., XVI Convegno Naz. Geotecn., 14 - 16 maggio, Bologna.
- BLAIR T.C. & MCPHERSON J.G. (1994) - *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages*. J. Sedim. Res., **A64**: 450 - 489.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils Geneva, 1967, **1**: 199-422.
- BOENZI F. (1980) - *Some evidence of Quaternary cold periods in Southern Italy: data and reflections* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 16 - 20.
- BOENZI F., PENNETTA L. & DIGENNARO M.A. (1977) - *Osservazioni geologiche e morfologiche sul bordo occidentale delle Murge tra Fermata di Acquatetta e Lamapera (Bari)* - Boll. Soc. Geol. It., **96**: 169 - 180.
- BOIANO U. (2000) - *La formazione torbiditica di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazioni sui caratteri dei bacini legati a prismi di accezione* - Boll. Soc. Geol. It., **119**: 39 - 62.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 155 - 262.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Bologna, pp. 973.
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1 - 314.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (a cura di) (1992) - *Escursione nell'Appennino campano - lucano*. Conv. Escurs. "Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro meridionale", 6 - 10 Luglio, Camerino - Napoli
- BUDETTA P. & DE RISO R. (1982) - *Schema geomorfologico ed idrogeologico del bacino del F. Trigno (Abruzzo-Molise)*. Mem. e Note dell'Ist. di Geol. Appl., **10**: 4 - 60, Napoli.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Init. Rep. DSDP 15: 685-703.
- CALABRÒ R., CORRADO S., DI BUCCI D., ROBUSTINI P. & TORNAGHI M. E. (2003) - *Thin-skinned vs. thick-skinned tectonics in the Matese Massif, Central-Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **377** (3-4): 269 - 297.
- CALDARA M. & CIARANFI N. (1988) - *Le breccie polifasiche quaternarie delle Murge settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **42**.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) - *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. C.N.R., G.N.D.T.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrogeol., **20**: 223 - 243.

- CARTON A. & PELFINI M. (1988) – *Il paesaggio periglaciale* – in: *Forme del paesaggio d'alta montagna* - Zanichelli, Bologna.
- CASCIELLO E., CESARANO M., NASO G., PAPPONE G. & ROSSKOPF C. M. (2003) – *Il terremoto del 2002 in Molise e Puglia: i dati geologici e geomorfologici dell'area di S. Giuliano di Puglia*. *Ingegneria Sismica*. Anno XX, n. 3: 32-37.
- CASCIELLO E., CESARANO M., NASO G., PAPPONE G. & ROSSKOPF C. M. (2004) - *The 2002 Molise and Puglia earthquake (Italy): geological and geomorphological data of the San Giuliano di Puglia area*. *Earthquake Spectra*, vol. 20, No. S1: 53-64.
- CASERO P., ROURE F., EDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) – *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 109 - 120, Roma.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. *Geologica Rom.*, **20**: 1-42.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (2001) – *Complesso Sicilide, Unità Sannitica e Argille Varicolori Molisane, nell'Appennino centro-meridionale*. Riassunto Convegno finale PRIN, Roma.
- CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) – *Grèzes Litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale* – *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **2**: 64 - 82.
- CELLA F. & VALLARIO A. (1989) - *Geologia e franosità del bacino del T. Verrino (Isernia, Molise)*. *Atti I Conf. Scient. Ann. sulle attività di ricerca del Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli Federico II*: 65 - 67, Napoli.
- CHIARABBA C., SELVAGGI G., MONTONE P. & COCCO M. (1997) - *Il terremoto del 19-3-1997 nel Sannio-Matese: implicazioni sismotettoniche*. *Abstracts 16<sup>e</sup> GNGTS, Rome*: 79 - 80.
- CIAMPO G., SGROSSO I. & RUGGIERO TADDEI E. (1984) - *Età e modalità della messa in posto del Massiccio del Matese nel Bacino Molisano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**: 573 - 580, Roma.
- CIAMPO G., SGROSSO I. & RUGGIERO-TADDEI E. (1987) – *L'inizio della sedimentazione terrigena nel Matese, nei Monti del Casertano e nei Monti di Suio*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106 (2)**: 323 - 330, Roma.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P. & RAPISARDI L. (1980) - *I depositi del Miocene superiore al confine molisano-abruzzese*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**: 103 - 118, Roma.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. & SARDELLA A. (1978) - *Dati preliminari sulla neo-tettonica dei Fogli 148 "Vasto" e 154 "Larino"*. *Contr. Prel. Carta Neot. d'It., Pubbl. 155 del P.F. Geodinamica, Napoli*.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998) - *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **40**: 233-290.
- CINQUE A. (1992) – *Verso una reinterpretazione delle evidenze geomorfologiche di neotettonica in un'area di tettonogenesi recente: l'Appennino campano-lucano*. *Il Quaternario*, **5(2)**: 299 - 304.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) – *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. *Tectonophysics*, **252**: 375-389.

- CLEARY W.J. & CONNOLLY J.R. (1971) – *Distribution and genesis of quartz in a piedmont-coastal plain environment*. Geol. Soc. Am. Bull., **82** : 2755 – 2766.
- CLERMONTÉ J. & PIRONON B. (1979) – *La plate-forme campano-abruzzaise de la Meta au Matese (Italie méridionale): différenciations au Paleogene et au Miocene, structures, relations avec les formations molisanes*. Bul. Soc. Geol. Franc., **21**: 737 - 743, Paris.
- COLTORTI M. & CREMASCHI M. (1981) – *Depositi quaternari e movimenti neotettonici nella conca di Isernia*. C.N.R., Prog. Fin. Geodin., **506**: 173 - 188.
- CORBI I., DE VITA P., GUIDA D., GUIDA M., LANZARA R. & VALLARIO A. (1999) – *Mid-term geomorphological evolution of the Covatta Valley, Biferno river basin, Molise, Italy*. Geografia Fisica di Dinamica Quaternaria, **22/1999**: 115 - 128.
- CORBI I., DE VITA P. & VALLARIO A. (1996a) - *Caratterizzazione idrogeologica per l'analisi morfoevolutiva delle formazioni strutturalmente complesse della media e bassa valle del Fiume Biferno (Molise)*. 5° Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata., 231-242, Cagliari.
- CORBI I., GUIDA D., GUIDA M., & VALLARIO A. (1996b) - *La frana in località Covatta nel bacino del Fiume Biferno (Molise): aspetti geologici e geomorfologici*. Atti Conv. Int. "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", **1**: 477 - 491, Alba.
- CORBI I., GUIDA M., TETAMO G. & VALLARIO A. (1996c) - *Considerazioni sul rischio a franare di aree campione del bacino del fiume Biferno (Molise)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 1087 - 1100, Roma.
- CORNIELLO A. & SANTO A. (1994) – *Geologia e fenomeni gravitativi profondi nell'area dell'alto corso del Fiume Trigno (Molise)*. Geol. Rom., **30**: 67 - 74.
- CORRADO S., DI BUCCI D., LESCHIUTTA I., NASO G. & DAMIANI A.V. (1998b) – *Rapporti tra le grandi unità stratigrafico-strutturali dell'Alto Molise (Appennino Centrale)*. Boll. Soc. Geol. It.: **117**, Roma.
- CORRADO S., DI BUCCI D., LESCHIUTTA I., NASO G. & TRIGARI A. (1997a) – *La tettonica quaternaria della Piana d'Isernia nell'evoluzione strutturale del settore molisano*. Il Quaternario, **10** (2): 609 - 614.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & BUTLER R. W. H. (1997b) – *Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): implications for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Apennine orogenic system*. Journ. Geol. Soc. London, **154**: 679 - 688, London.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & FACCENNA C. (1998a) – *Influence of palaeogeography thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi-Molise (Italy) case history*. Elsevier Scienze B.V.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & VALENSISE L. (2000): *The role of pre-existing structures in Quaternary extensional tectonics of the Southern Apennines, Italy: The Boiano case history*. "(Un)coupled conference" Abstract volume, Journal of the Czech Geological Society, 45 (3 - 4), 217. Amsterdam, 31 Aug. - 2 Sept. 2000.
- CRITELLI S. & INGERSOLL R.V. (1995) - *Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California)*. Sedimentology, **42**: 783 - 804.

- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 121 - 141, Roma.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides Types and Processes*. In: Turner A.K. & Schuster R.L. (Eds.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, WA: 36 - 75.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Linc., **183**: 49 - 72, Roma.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch.- Inst. Senckenberg, **244**: 105-127.
- DE CELES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Bas. Res., **8**: 105 - 124.
- DI BUCCI D. (1995a) - *Rapporti tra Piattaforme carbonatiche e "alloctono" lungo la media valle del Sangro*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 443 - 463, Roma.
- DI BUCCI D. (1995b) - *Evidenze di strutture regionali profonde nel settore a Sud della Maiella: il contributo dell'analisi da foto aeree e dati di pozzo*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 477 - 496, Roma.
- DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (1), 13 - 30.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Sabbie e areniti. Analisi ottica e classificazione*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, 28: 55 - 101.
- DI LUZIO E., PANICCIA D., PITZIANI P., SANSONNE P. & TOZZI M. (1999) - *Evoluzione tettonica dell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 287 - 315.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Journal of Sedimentary Petrology, **40**: 695 - 707.
- DRAMIS F. (1983) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**(2): 180 - 182.
- DUKE W.L., ARNOTT R.W. & CHEEL R.J. (1991) - *Shelf sandstones and hummocky cross stratification; new insights on a stormy debate*. Geology, **19**: 625 - 628.
- ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A. & PORFIDO S. (1987) - *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*.
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, 170.
- FORESI L. M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on middle to late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 104, 1: 95-114.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (2001) - *Il plancton calcareo (Foraminiferi e nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti*. Paleont. Italica, 88:1-64.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1 - 36.

- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1): 1 - 36.
- FRAZZETTA G. & LANZAFAME G. (1977) - *I dissesti del medio e basso bacino del F. Biferno (Molise)*. *Geol. Rom.*, **16**, Roma (carta dei dissesti allegata).
- GORI U., DE RISIO G. & GIULIANI W. (1987) – *Verifica delle condizioni di stabilità statiche e dinamiche nelle Argille Varicolori di Montenero di Bisaccia (CB)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **37**: 267 - 276, Roma.
- GUERRIERI L., SCARASCIA MUGNOZZA G. & VITTORI E. (1999) - *Analisi stratigrafica e geomorfologica della conoide tardo-quadernaria di Campochiaro ed implicazioni per la conca di Bojano in Molise*. *Il Quaternario*, **12** (2): 237 - 247.
- GUIDA D., GUIDA M. & VALLARIO A. (1996) - *Analisi preliminare della frana del 12 aprile 1996 in località Covatta nel bacino del Biferno (Molise)*. *Geol. Tec. & Amb.*, 2/96, pubbl. n. 1371 del GNDCI: 23-39.
- GUIDA M., LIONETTI C. TORRE M. & VALLARIO A. (1988) – *La regione molisana: aspetti geologici e considerazioni geomorfologiche*. *Atti Conv. Naz. G.N.D.C.I., Regione Marche – CNR*: 191-196, Ancona.
- GUIDOBONI E. (1989) - *Terremoti: quando storia e sismologia si interrogano*. In “I terremoti e il culto di Sant’Emidio”. Varraso, Chieti.
- GUILLEN Y. (1951) – *Les grèzes litées de Charente*. *Rev. Géogr. Pyrénées Sud-Ovest*, **22** : 124 - 162.
- HUNT C. (1996) – *The natural landscape and its evolution – in: Barker G.W.W. – A Mediterranean valley: landscape archaeology and annales history in the Biferno Valley*.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 283 - 314.
- IACCARINO S., FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2001) – *Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (Southern Italy)*. *Rev. Espan. Microp*, **33** (2): 237-248.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE 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.
- IPPOLITO F., D’ ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In: “Geology of Italy” ed. Sayres, The Earth Sciences Soc. of the Libyan Arab. Republic.
- IPPOLITO F., LUCINI P. & NICOTERA P. (1956) - *Sulla geologia dell’Alta Valle del Trigno*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **79** (3), Roma.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957) - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell’Irpinia e del Sannio*. *Boll. Soc. Geol. D’It.*, **79** (3-4-5): 565-577, Roma.
- JAMES, W. C. MACK, G.H. & SUTTNER L.J. (1981) - *Relative alteration of microcline and sodic plagioclase under semi-arid and humid climates*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 151 - 164.

- KRYNINE P.D. (1940) – *Petrology and genesis of the Third Bradford Sand*. Penn. State Coll. Min. Ind. Expt. Sta. Bull., **29**: 134.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1976) - *Osservazioni geologiche sul medio e basso bacino del Biferno (Molise, Italia centro-meridionale)*. Geol. Rom., **15**: 199 - 222, Roma.
- LANZARA R., PERRIELLO ZAMPELLI S., VIGGIANI A.S. & VALLARIO A. (1996) – *La frana in località Covatta nel bacino del Biferno (Molise): Analisi tridimensionale quantitativa*. Atti Conv. Int. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica”, Alba (CN), 5-7 Novembre, vol. I, pubbl., GNDCI n. 1600, 1998, 453-462.
- LE PERA E., ARRIBAS J., CRITELLI S. & TORTOSA A. (2001) - *The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of silicoclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies*. Sedimentology, **48**: 357 - 378.
- MAGRI G. & MOLIN D. (1983) - *Il terremoto del dicembre 1456 nell'Appennino centro meridionale*. ENEA, rapporto interno. RT/AMB (83) 8. Roma.
- MARSELLA E., BALLY A. W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, v. 252, p. 307-330.
- MARTINI E. (1971) – *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Proceeding II Planktonic Conference. Roma, 739-785.
- MARTINSEN O.J. (1990) - *Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England*. Sedimentology, **37**: 1099 - 1113.
- MAZZEI R. (1985). – *The Miocene sequence of the Maltese islands: biostratigraphic and chronostratigraphic reference based on nanofossils*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **92**: 165-197.
- MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R. W. H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCONI V. (2000) – *Time and space variability of <<thin – skinned>> and <<thick – skinned>> thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei **9**, **11**: 5 - 39.
- MELETTI C., PATACCA E., SCANDONE P. & FIGLIUOLO B. (1988) - *Il terremoto del 1456 e la sua interpretazione nel quadro sismotettonico dell'Appennino meridionale*. Ist. It. Studi Filosofici, **1**: 35 - 163.
- MELIDORO G. & SANTAGATI G. (1968) – *Sedimenti pliocenici e tettonica di scivolamento nella zona tra l'abitato di Jelsi e il torrente Tappino (Campobasso)*. Geol. Appl. ed Idrog., **3**: 147 - 158, Bari.
- MILLI S. & MOSCATELLI M. (2000) - *Facies analysis and physical stratigraphy of the Messinian turbiditic complex in the Valle del Salto and Val di Varri (Central Apennines)*. Gior. Geol., **62**: 57 - 77.
- MOLIN D. (1995) – *Indagini macrosismiche*. In: Lazio meridionale. Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari. ENEA, 193 - 222.
- MOLIN D. & ROSSI A. (1993) - *Il terremoto dei Monti del Sannio del 4 ottobre 1913*. Atti 12° Convegno GNGTS. Vol I: 279 - 286. Roma.

- MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L., NICOLICH R. & COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy)*. *Tectonophysics*, **266**: 233 - 249.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986). *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **35**: 177 - 202.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, 275.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 233 - 291.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE D. & CAVANNA G. (2003)(2002) - *Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins*. *Mar. Petrol. Geol.*, **20**: 733-755.
- MUTTI E., TINTERRI R., DI BIASE D., FAVA L., MAVILLA N., ANGELLA S. & CALABRESE L. (2000) - *Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems*. *Revista de la Soc. Geol. Espana*, **13**: 165 - 190.
- MUTTI E., TINTERRI R., REMACHA E., MAVILLA N., ANGELLA S. & FAVA L. (1999) - *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*. *AAPG Course Note* **39**: 93.
- NASO G., TALLINI M. & TOZZI M. (1995) - *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area di Miranda (Isernia): un contributo alla comprensione dei rapporti tra falde molisane e avanafossa del Messiniano-Pliocene inferiore*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **114**: 423 - 441, Roma.
- NASO G., VECCHIA P., CORRADO S. & DI BUCCI D. (1997) - *Assetto geologico-strutturale delle Unità Molisane e Sannitiche (Appennino centro-meridionale)*. In: *GEOITALIA 1997, 1° Forum FIST, 2 Riassunti*: 176 - 177.
- NEMEC W. & STEEL R.J. (1988) - *What is a fan delta and how do we recognize it ?* In: NEMEC W. & STEEL R.J. (Eds.), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie, London: 3-13.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**: 453 - 763, Roma.
- OLLIER C.D. (1983) - *Weathering or hydrothermal alteration?* *Catena*: **10**: 57 - 59.
- ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZÒ A. (1975) - *Prime considerazioni sulla presenza del flysch numidico nell'Appennino sannita*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **84**, Napoli.
- PAGLIARO S. (1999) - *Geologia dei monti del Sannio: ipotesi sulla posizione paleogeografica del dominio deposizionale dell'Unità Sannio*. *Abstract "Geoitalia 1999, 2° Forum FIST"*, **1**: 293 - 295
- PALMIERI M., SIVIERO V. & VALLARIO A. (1990) - *Applicazione sperimentale di un archivio dei fenomeni franosi a scala regionale*. *Geol. Tecn.*, **1/90**, Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and appenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 425 - 451, Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and appenninic kinematic evolution and related dynamic constraints*. "Proceeding of the Course on Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Area", 12, Erice.

- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1988) - *L'Appennino meridionale: modello strutturale e palinspastica dei domini esterni*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It. *al.*,: "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell' Italia meridionale", (Sorrento 13-17 sett. 1988), Relazioni, 67 - 69.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *The numidian sand-event in the Southern Appennines*. Mem. Sc. Geol. Padova, **43**: 297 - 337, Padova.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992c) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1991/2), CROP **11**: 417 - 441, Camerino.
- PERCH-NIELSEN H. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 427 - 554.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 783 - 805, Roma.
- PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It. **119**: 587 - 601.
- PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica - strutturale dell'Italia centro - meridionale*. Geol. Rom., **5**: 407 - 424, Roma.
- PITTMAN E. D. (1970) - *Plagioclase feldspar as indicator of provenance in sedimentary rocks*. Journal of Sedimentary Petrology, **40**: 591 - 598.
- POSTMA G. & ROEP T.B. (1985) - *Resedimented conglomerates in the bottomset of a Gilbert-type gravel delta*. Jour. Sed. Petr., **55**: 874 - 885.
- PREMOLI SILVA I., RETTORI, & R., VERGA D. (2003) - *Practical manual of Paleocene and Eocene planktonic Foraminifera. taxonomical implications*. International school on Planktonic Foraminifera, II° Course: Paleocene and Eocene. Verga & Rettori eds. Universities of Perugia and Milano, Tipografia di Pontefelcino, Perugia (Italy).
- PRIOR D.B., YANG Z. S., BORNHOLD B.D., KELLER G.H., LIN G.H., WISEMAN JR. W.J., WRIGHT L.D. & LIN T.C. (1986) - *The subaqueous delta of the modern Huanghe (Yellow River)*. Geomorphology, **6**: 67 - 75.
- RAFFI I., BACKMAN J. & RIO D. (1998) - *Evolutionary trends of tropical calcareous nannofossils in the late Neogene*. Mar. Microp. *al.*, **35**: 17-41.
- RAFFI I., MOZZATO C, FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RAFFI I., RIO D., D'ATRI A., FORNACIARI E. & ROCCHETTI S. (1995) - *Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of middle and late miocene calcareous nannofossils from equatorial Indian and Pacific Oceans (Leg 115, 130, and 138)*. Proc. ODP Sci. Results, **138**: 479-502.
- RAPISARDI L. (1978) - *Tratti di neotettonica al confine molisano-abruzzese*. Geol. App. ed Idrog., **13**: 223 - 232, Bari.



- READING H. G. & RICHARDS M. (1994) – *Turbidite systems in deep water basin margins classified by grain size and feeder system*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. **78**: 792 - 822.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) – *Plio-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Sci. Results, **107**: 514 - 531.
- RUSSO F. & TERRIBILE F. (1995) – *Osservazioni geomorfologiche, stratigrafiche e pedologiche sul Quaternario del bacino di Boiano (Campobasso)*. Il Quaternario, **8** (1): 239 - 254.
- SACCO F. (1908) – *Il Molise, schema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 491 - 539, Roma.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 225 - 240, Roma.
- SCANDONE P. (1972) – *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silicomarnosa lucana e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **81**: 225 - 300, Napoli.
- SCARSELLA F. (1957) – *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed i flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 115 - 137, Roma.
- SCHOLLE P.A. (1979) – *A colour illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks*. Am. Ass. Petr. Geol., Memoir 28 Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 201.
- SCROCCA D. & TOZZI M. (1999). *Tettagenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It.: **118**, 255 - 286.
- SCROCCA D., TOZZI M. & PAROTTO M. (1995) – *Assetto strutturale del settore compreso tra il Matese, le Mainarde e l'Unità di Frosolone. Implicazioni per l'evoluzione neogenica del sistema di sovraccorrimiento nell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995/2): 407 - 418, Camerino.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene dell'Italia meridionale*. Giorn., Geol. Bologna, s. 2, **26**: 1 - 54, Bologna.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 733 - 789, Roma.
- SGROSSO I. (1978) - *Contatto stratigrafico tra le arenarie di Frosolone e i calcari mesozoici del Matese*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 19 - 20, Roma.
- SGROSSO I. (1983) – *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino centro-meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 31-34, Roma.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 203 - 219, Roma.
- SGROSSO I. (1988a) – *Le Argille Varicolori del bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 431 - 436, Roma.
- SGROSSO I. (1988b) - *Ulteriori elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro - meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 392 - 396, Roma.
- SGROSSO I. (1995) - *Facies marginali di piattaforma carbonatica nel mesozoico dell'Appennino campano-lucano*. in: Bonardi G; De Vivo B., Gasparini P: & Vallario A. (Editors), Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del Prof. Felice Ippolito, Liguori-Napoli: 403 - 408.

- SGROSSO I. (1996) – *I rapporti tra i depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 263 - 272, Roma.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica nell'orogene centro - sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 679 - 724
- SGROSSO I., AMORE F.O. & RUGGIERO TADDEI E. (1988) - *L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 73 - 79, Roma.
- SIGNORINI R. (1957) – *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 215 - 224.
- SIGNORINI R. & DEVOTO G. (1962) - *Il Paleogene dell'Alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 461 - 520, Roma.
- SOH W., TANAKA T. & TAIRA A. (1995) - *Geomorphology and sedimentary processes of a modern slope-type fan delta (Fujikawa fan delta), Suruga Trough, Japan*. Sed. Geol., **98**:79 - 95.
- SOHN Y.K., RHEE C.W. & KIM B.C. (1999) - *Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yondong Basin, central Korea*. Jour. Geol., **107**: 111 - 132.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) – *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene*. In: Iaccarino S. (Ed.) *Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108** (2): 337-353.
- THEODORIDIS S. (1984) – *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, **32**: 1 - 271.
- TORTORICI L. (1975) - *Osservazioni geologiche sul flysch di S. Bartolomeo nell'area compresa tra il F. Trigno e Benevento (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol., **94**: 1791 - 1809, Roma.
- TORTOSA A., PALOMARES M. & ARRIBAS J. (1991) - *Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis*. In Morton, A. C., Todd, S. P., and Haughton, P. D. W., eds., *Developments in sedimentary provenance studies: Geological Society of London Special Publication 57*: 47 - 54.
- VAN DIJK J.P., BELLO M. & BRANCALEONI G.P. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the calabrian arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 267 - 320.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements, type and processes*. In: Schuster R.L. & Krizek R.J. (Eds.), *Landslides analysis and control*. Washington Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy of Sciences, WA: 11 - 33.
- YOUNG A. – (1972) – *Slopes*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- 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.

**ABSTRACT**

The sheet 393-Trivento of the Geological Map of Italy in scale 1:50.000 lies almost exclusively in the Province of Isernia and Campobasso (Molise Region) and only a small area in the North, between the left banks of the Sente River and Trigno River, falls in the Abruzzo Region. It includes the high and medium part of the flow of the Trigno River with its main tributaries, the Verrino Stream, the Sente River, the Vella Stream and the Rivo Streams, and in the S-E part the area of the medium Valley of the Biferno River between Roccaspromonte and Limosano.

The geological survey and the structural analysis, as well as petrographic and biostratigraphic aspects, allowed to identify four tectonics units, which are, from the highest to lowest structural point of view: Unità del Sannio, Unità di Tufillo, Unità di Agnone and Unità di Frosolone.

The stratigraphic successions present in the area have been associated and described in the tectonics units aforesaid.

The preorogenic stratigraphic successions of the first three units (Unità del Sannio, Unità di Tufillo, Unità di Agnone) provide at the base a powerful bed of Argille Varicolori *Auctorum* above which follow some detrital sediments, from calcareous to calcareous-marly-clayey (formazione di Pietrabbondante and formazione di Tufillo) typical of pelagic sediments deposited in the basin's facies. The sequence is closed by synorogenic sediments (flysch del Molise, flysch di S.Biase) or by piggy back basin's sequence (Flysch di San Bartolomeo). The three units may be dated from the Oligocene to the Messinian period.

The stratigraphic succession of the Unità di Frosolone is instead attributable to a classic slope sedimentation. Also this Unit ends upwards with synorogenic arenaceous clayey sediments (flysch del Molise). The Unità di Frosolone may be dated from the Cretaceous to the Messinian period.

Among the formations analysed the most troublesome and interesting is certainly the flysch di San Bartolomeo. This formation is interpreted in literature both as a synorogenic deposit (flysch), and as a piggy back basin deposit. The researches have allowed to interpret these sediments as the product of the deposition of density currents within a deltaic system as fan delta type. The latter was to be the submerged portion of an alluvial fan, placed directly behind a mountain range and fed, in its turn, from a braided fluvial system type (stream-dominated alluvial fan) whose side migration of the channels moved relatively easily the introduction areas into the sea of the coarse sediments. The date may be defined from the Lower Messinian to the Tortonian period.

The tectonic relationships between the Unità del Sannio and the other units are made by a tectonic superimposition through overlapping low angle thrust (in the area Trivento-S. Biase some tectonic inliers reveal the presence of the Unità di Tuffillo submitted to the Unità del Sannio). This tectonic contact is sometimes further complicated by high angle faults with a kinematic component horizontal and oblique.

Between the Unità di Agnone and the Unità di Frosolone the tectonic relationships are complex (northern area of the Montagnola di Frosolone): back-thrust of the Unità di Agnone on the Unità di Frosolone and high angle shear zones, with a sense of transport WNW-ESE, with oblique and strike slip kinematic elements.

The same deformed transpressive kinematics, with N-S trending, also influences the contact between the Unità del Sannio and the Unità di Frosolone in the SE (Civitanova and Duronia areas).

At the moment we don't have enough data to clarify the tectonic relationships existing between the Unità di Agnone and the Unità di Tuffillo, because the relationships between these two tectonic units are always covered by the thrust-sheet of the Unità del Sannio (along the Sente River).

In terms of tectonic evolution, assuming the non-parallelism among the front of the Neogene deformation and the facies limits between carbonate platforms and pelagic Meso-Cenozoic basins, it is possible to recognise a particular geometric structure of the tectonic units (with a normal sense of orogenic transport towards E and a back-thrust towards W) and it is possible to identify three main deformation styles: compressive style of deformation by thrust, strike-slip styles of deformation with blocks rotation and extensional styles of deformation (which is the tectonic style still active in the whole area).

The compressive tectonics (Messinian-Lower Pliocene), characterized by folds and thrusts belt has affected the Molise Basin's deposits and was conditioned by the Oligo – Miocene formazione delle Argille Varicolori Superiori acting as an unsticking level, allowing the development of a thin thrust sheet, characterized by long flat and many back-thrusts, under which the domain of the buried foreland gets deformed in a series of horses following a deformation style duplex type.

A further element characterizes the compressive deformation style: the back-thrusts. This aspect has a direct correlation with what can be observed in the western areas of the Sheet, where there are many back-thrusts direct towards W.

The structural system was subsequently complicated by the new tectonic setting of the Upper Pliocene, by a right strike-slip faulting along N-S trending and a left strike-slip faulting along E-W trending. The entities of the throws are usually negligible and, most of the times, hard to evaluate. Some subsurface data allowed to recognize that some of these main shear zones concern not only the higher tectonic units, but involve also those below; they are caused by the deformation due to the compression of the paleogeographic domain of the Apula s.l. Platform. The activity of the transcurrent faults systems has been dated, albeit on indirect bases, to the Upper Pliocene - Lower Pleistocene. This timing coincides with the time when the fore-deeps in the external region of those analysed, suffer a sharp reduction in their speed of progressive migration towards the foreland.

From the Middle Pleistocene, a deformation extension event with SW – NE trending replaced the transcurrent one. This event is better witnessed outside the study area (Piana di Bojano, Piana di Venafro), but also in the involved area there are some important episodes of extension tectonic (Montagnola di Frosolone). As regards the upper time limit it is important to underline that there is a substantial correspondence between the signs of active stress derived from the analysis of the recent earthquakes and the direction of the stress area of the Middle Pleistocene, as showed by the soil data. After all, it is considered reasonable to assume that, from the Middle Pleistocene to today, the stress area has not undergone substantial changes, keeping the direction SW-NE.

In paleogeographic terms, not contributed to corroborate any of the many hypotheses present in literature, which are shortly listed below:

- a) a single carbonate platform extended from the Tyrrhenian to the Adriatic;
- b) two platforms separated by a Lagonegrese-Molisano Basin;
- c) two platforms separated by a Lagonegrese Basin and the most external one affected by an intraplatform basin;
- d) three platforms separated by the Lagonegrese and Molisano Basins;
- e) a series of platforms intercalated by basins.

## **LEGEND**

### **UBIQUITOUS UNITS BEING FORMED**

#### **LANDSLIDE DEPOSIT**

Gravitational deposits being formed and evolving. They consist of dominantly clayey sediments with or without heterogeneous and heterometric, coarse-grained, lithic blocks, which are chaotically arranged and mostly distributed in piedmont areas and along the edges of fluvial incisions. Thickness is variable and even of decametre scale.

**HOLOCENE**

#### **ALLUVIAL DEPOSIT**

Alluvial gravels, sands, gravelly and/or silty sands and silts, typical of stream valley floors (flood plains and flood zones); in places, the deposits appear to have been temporarily accumulated and moderately terraced over the present streambed and reincised.

**HOLOCENE**

#### **ELUVIAL-COLLUVIAL COVER**

Sediments mostly clayey-silty and occasionally silty-sandy and soils covering piedmont and/or sublevel areas or filling topographic depressions. In places, the material appears to derive from alteration of the pre-Quaternary bedrock and of the more ancient Quaternary units. Thickness is variable and frequently of metre scale

**HOLOCENE**

#### **TALUS MATERIAL**

Detrital-colluvial talus deposits, consisting of coarse-grained clasts embedded into a silty-sandy matrix, forming talus zones and talus cones at the foot of slopes. In places, they occur as stratified and cemented breccias with a silty-sandy matrix, at times rosy and alternating with levels where the matrix is prevalent.

**UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE**

### **UBIQUITOUS UNITS COMPLETELY FORMED**

#### **TERRACED ALLUVIAL DEPOSIT**

Pebbly and gravelly deposits, made up of polygenic clasts, dominantly calcareous, calcareous-marly and arenaceous, heterometric and of decimetre to centimetre scale, subrounded and rounded. In many cases, they have no clear stratification and grading, are ill-cemented or loose and embedded in a clayey-

silty matrix. The surfaces of the terraces usually lie at an elevation of 3 to 5 m from the present alluvial valley.

#### HOLOCENE

#### DEPOSIT OF MIXED ORIGIN

Deposits dominantly consisting of gravels, gravelly and/or clayey sands and clays. They are often heterometric and mud-supported, in some cases with polygenic clasts. They are generally chaotically arranged and only occasionally stratified and embriicated. The deposits, mostly distinguishable by their fan shape, occur along piedmont belts, at the outlet of tributary streams.

#### HOLOCENE

#### ELUVIAL PRODUCT

Eluvial-colluvial covers consisting of residual soils, “terre rosse” (red earths) and paleosols with insoluble clasts, occupying the bottom of sink-holes and karst fields.

#### UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE

#### PALUSTRINE DEPOSIT

Laminated clays and clayey silts, occasionally alternating with gravelly levels or lenses, which are typical of some depressed areas (Sessano). In places, they are interdigitated by alluvial fan gravels.

#### PLEISTOCENE – HOLOCENE

### **UNITA' TETTONICA DEL SANNIO**

#### **“FLYSCH DI SAN BARTOLOMEO” (SBO, SBO<sub>a</sub>, SBO<sub>b</sub>)**

Alternation of strata of very compact, marly clays and grey-blue clayey-silty marls with conchoidal fracture and of sandstones, which may reach a thickness of some metres. Frequently occur coarse-grained sandstone layers (SBO<sub>a</sub>) or intercalations of polygenic conglomerate lenses with well-rounded elements (SBO<sub>b</sub>). The stratigraphically most significant samples contain *Globorotalia humerosa praeumerosa*, *Globorotalia saheliana*, *Globorotalia suterae* and *Globigerinoides obliquus extremus* among the planktonic foraminifers and *Discoaster surculus* and *Discoaster quinqueramus* among the calcareous nannofossils. *Nicklithus amplificus* is also encountered. The formation unconformably overlies all the terms of the succession of this tectonic unit. Its relations with FYN are doubtful. Thickness is about 500-600 m.

#### UPPER TORTONIAN – LOWER MESSINIAN

“MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE” (MRD)

Alternation of white marls, red and green schistous marls and red clays with rotalids, intercalated with white and red, recrystallised, calcareous fine breccias. They occasionally alternate with white calcarenites and then gradually evolve into the overlying calcarenites (Colle Gioiese, SW of Castropignano). The upmost sample of the succession holds *Globigerina nepenthes* of Serravallian (or more recent) age. Lower samples contain *Globigerinoides trilobus* and *Globorotalia acrostoma* and may thus be attributed to the *Globigerinoides trilobus* zone of the upper Burdigalian. In places, the formation stratigraphically overlies FYN and ALV<sub>1</sub> and underlies SBO. Thickness is about 50-70 m.

UPPER BURDIGALIAN– SERRAVALLIAN

“FLYSCH NUMIDICO” (FYN)

Amalgamated massive beds of sandstones of clear yellow, white and pink colour, prevailingly composed of subrounded quartz granules. They accommodate clasts and thin levels of marls and argillites of lead grey colour. Microfauna with *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia acrostoma*, *Paragloborotalia* cfr. *P. siakensis* and *Globigerinoides trilobus*. Nannoflora with *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera ampliapertura-Sphenolithus heteromorphus* zone. Stratigraphically, the formation conformably overlies ALV and (in places) unconformably underlies MRD. Thickness is about ten metres.

UPPER BURDIGALIAN- UPPER LANGHIAN

**GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE**

“ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI” (ALV, ALV<sub>b</sub>, ALV<sub>1</sub>, ALV<sub>1a</sub>)

Variiegated argillites of brick red, green, hazel, grey and yellow colour, in centimetre- to decimetre-scale layers. The clayey mass incorporates competent blocks of variable size (from some centimetres to a few metres), which are made up of whitish calcarenites, greenish sandstones, white, blue and red calcilutites and calcareous breccias of light colour (ALV<sub>b</sub>). Locally, dark grey sandstone levels may be embedded into the argillites; the sandstones are fine-grained, very compact and very rich in mica (at Tre Archi along the Biferno River, facing Castropignano). In places, a member of some tens of metres of white or grey recrystallised calcarenites and calcareous fine breccias, calcilutites of clear colour and calcareous marls (ALV<sub>1</sub>) is found. In the southern part of the map sheet, ALV<sub>1</sub> contains a lithofacies of whitish, recrystallised limestones (calcirudites, calcarenites and calcilutites) with nummulites and alveolines (ALV<sub>a</sub>). In the basal part, breccias with fragments of pectens, corals, nummulites, alveolines and rudists (Salcito, Castropignano, Roccapromonte)



prevail. Some marl samples have reworked forms of Cretaceous age. The formation may be ascribed - albeit dubiously - to the MN4a biozone, *Helicosphaera ampliapertura-Sphenolithus heteromorphus* zone, of the upper Burdigalian, as it contains specimens of *Sphenolithus* *cf.* *S. heteromorphus*. The thickness of the calcarenites and brecciolas may reach 100 m. The ALV outcropping at Limosano hold *Globigerina ciperoensis ciperoensis* and, among the nannofossils, *Cyclicargolithus abisectus* of upper Oligocene age. Conversely, those exposed at Roccapromonte may be attributed to the upper Langhian on the basis of their content of *Orbulina suturalis* and *Paragloborotalia siakensis*. The base of the formation is not known. In some areas, ALV unconformably underlies SBO; in other areas, it is in upward contact with FYN or MRD. Rarely, it is also in lateral contact with FYN and MRD. Thickness may reach 1,000 m (well data).  
UPPER OLIGOCENE? – UPPER LANGHIAN?

#### UNITA' TETTONICA DI TUFILLO

“FLYSCH DI S. BIASE” (FYB, FYB<sub>a</sub>)

The lower part of this unit has an alternation of fine calcarenites of white colour and marls of clear colour, in levels of about 80 cm. These lithotypes evolve upwards into grey-blue micaceous marls with thin veins of ochre sandstones, alternating with metre-scale layers of grey-yellowish, compact, medium-grained sandstones and white calcarenites (the micaceous marls may be up to 150 m-thick). Local intercalations of yellowish, massive, medium- to coarse-grained sandstone beds, occasionally amalgamated, alternating with centimetre-scale layers of grey marls and white calcilutites (FYB<sub>a</sub>) are also observed. The analysis of planktonic foraminifers showed the occurrence of *Globorotalia conomiozea*, a marker of the *Globorotalia conomiozea* zone of the lower Messinian, and of *Turborotalita multiloba*, pointing to the indistinct zone of the Messinian. The formation is in stratigraphic succession and slightly unconformably overlies TFL. The thickness of the formation is estimated to be equal to about 1,500 m.

MESSINIAN

“FORMAZIONE DI TUFILLO” (TFL, TFL<sub>a</sub>, TFL<sub>b</sub>)

Succession composed of alternating calcarenitic layers, calcareous breccias, calcilutites of light colour and, subordinately, pelitic levels. Thin levels of greenish schistous clays and white tender marls and, in places, massive sandstone beds (lithic arkoses) of yellow colour with a maximum thickness of 5 m (e.g. on the Colle delle Sese) (TFL<sub>a</sub>) are also observed. The calcilutites and calcareous marls host an abundant globigerinid fauna. Relics of a debris flow are found E of the village of Trivento. The flow consists of highly recrystallised

breccias in a calcite matrix with heterometric clasts of centimetre to metre scale, unsorted and with sharp edges (TFL<sub>b</sub>). The occurrence of *Orbulina suturalis* at the base of the formation suggests an upper Langhian age. A microfauna with *Neogloboquadrina acostaensis* (left-coiling) and *Globorotalia menardii* may be ascribed to the Tortonian. A single sample, collected at Trivento, has a nannofossil assemblage with *Discoaster surculus*, which appears in the *Minylitha convallis* zone, *Geminilithella rotula* subzone, suggesting an upper Tortonian age. The formation is in stratigraphic succession, conformably overlies MRD and slightly unconformably overlies ALV. Thickness is about 500 m.

#### UPPER LANGHIAN- UPPER TORTONIAN

##### “MARNE ROSSE E VERDI DI COLLE DOLCE” (MRD)

Alternation of white marls, red and green schistous marls and red clays with rotalids, intercalated with white and red, highly recrystallised, calcareous fine breccias. A sample taken from Mt. Lungo indicates an upper Burdigalian-Langhian age (MNN4b biozone). Stratigraphically, the formation overlies ALV. However, in some areas, it is in lateral contact with MRD and ALV. Thickness is roughly 50-70 m.

#### UPPER BURDIGALIAN- LANGHIAN ?

### GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE

##### “ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI” (ALV, ALV<sub>b</sub>)

Variiegated clays of brick red, green, hazel, grey and yellow colour, arranged in layers of centimetre to decimetre scale. The clayey mass incorporates competent blocks of variable size (from a few centimetres to some metres), consisting of whitish calcarenites, greenish sandstones, white, blue and red calcilutites and calcareous breccias of light colour (ALV<sub>b</sub>). The samples of the “Argille Varicolori Superiori” taken from this tectonic unit proved to be sterile. Age estimations are very problematic. Reference was thus made to the ages calculated for the “Argille Varicolori Superiori” of the Unità di Agnone and Unità del Sannio and to the literature. The thickness of the outcrops of this formation is approximately 300-500 m, but its total thickness is likely to be around 1,000 m.

#### UPPER OLIGOCENE? – UPPER BURDIGALIAN

### UNITA' TECTONICA DI AGNONE

##### “FLYSCH DEL MOLISE” (MSO, MSO<sub>a</sub>)

Grey and brown pelites with a maximum thickness of 40-50 cm, alternating with grey-yellowish, fine, micaceous sandstones. The central part of the succession

accommodates grey-yellowish, coarse- to medium-grained sandstones (MSO<sub>a</sub>), in layers of variable thickness (decimetre to metre scale), at times in massive amalgamated beds alternating with centimetre-scale layers of silty clays of lead colour. The sandstones evolve upwards and locally into biocalcarenes, calcirudites and recrystallised breccias of white colour and maximum thickness of 2 m (Poggio Sannita). The samples collected at Case Paoletti, near the Poggio Sannita, contain: i) among nannofossils, *Discoaster quinqueramus*, indicative of a middle-upper Tortonian age; and ii) a microfauna with *Neogloboquadrina acostaensis* (left-coiling), *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia* cfr. *G. saheliana* and *Globorotalia menardii* (*Globigerinoides obliquus extremus* zone, *Globorotalia suterae* subzone) suggesting an upper Tortonian age. The occurrence of *Amaurolithus delicatus* (*Amaurolithus primus* zone) and of *Neogloboquadrina acostaensis* (left- and right-coiling) and *Turborotalita multiloba* in the samples collected in the Fonte Sambuco area, infers a Messinian age. The formation outcrops, slightly unconformably, over UAM<sub>3</sub> and rarely over PBB. Its thickness exceeds 1,500 m.

UPPER TORTONIAN – MESSINIAN

### UNITA' ARGILLOSO MARNOSA

“ARGILLE A *ORBULINA*“ (UAM<sub>3</sub>)

Alternation of calcilutites, calcisiltites and marls very rich in globigerinids and orbulinids. Locally calcarenites and calcirudites alternate in metric succession. At the passage to upper arenaceous layers it is possible to observe small intercalations of micaceous marls. The higher part of the formation in correspondence of the above sandstones transition contains an association of planktonic foraminifers with *Neogloboquadrina acostaensis* that allows to ascribe the formation to a period not older than the Lower Tortonian (zone *Globorotalia acostaensis*, Iaccarino, 1985), (or not older than Upper Serravallian in accordance with Foresi *et al.*, 19989. The age of formation bottom is unknown. UAM<sub>3</sub> is unconformable on PBB and in turn is covered in a slight unconformity by MSO.

The thickness is about 80-100 m.

SERRAVALLIAN? – LOWER TORTONIAN

“CALCARENITI E CALCIRUDITI DI PIETRABBONDANTE” (PBB)

Whitish recrystallised limestones (calcirudites, calcarenites and calcilutites) with nummulites and alveolines, green and occasionally red marly limestones in thin layers and grey marls. The basal part is dominated by breccias with fragments of pectens, corals, nummulites, alveolines and rudists. A single sample, collected from the grey marls, was attributed to the lower Miocene, based on the occurrence of the *Globoquadrina* cfr. *G. baroemoensis* and

*Catapsydrax dissimilis* foraminifers and on a nannofossil assemblage ascribable to the MNN1d zone, including *Helicosphaera carteri*. Stratigraphically, the formation underlies UAM<sub>3</sub> and overlies ALV; however, in some cases, lateral heteropis with the latter formations may occur. Thickness is about 80-100 m.  
LOWER MIOCENE?

### **GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE**

“ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI” (ALV, ALV<sub>b</sub>)

For the description, see ALV and ALV<sub>b</sub> of the Unità di Tufillo. Out of the (often sterile) samples of the “Argille Varicolori Superiori”, a single sample collected at the junction with Pietrabbondante showed a significant microfauna with *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus* and *Globorotalia acrostoma*, suggesting the *Globigerinoides trilobus* zone of the upper Burdigalian. Estimation of the age of the overall formation is very problematic. Reference was thus made to the ages calculated for the “Argille Varicolori Superiori” of the Unità del Sannio and to the literature.

UPPER OLIGOCENE? – UPPER BURDIGALIAN

### **UNITA' TETTONICA DI FROSOLONE**

“FLYSCH DEL MOLISE” (MSO)

Alternating grey and brown, micaceous calcarenites, marls and pelites of variable thickness (up to 30 cm), evolving upwards into grey-yellowish and locally reddish, micaceous sandstones, interbedded with grey and brown, arenaceous marls and pelites. Local intercalations of grey-yellowish, coarse- to medium-grained sandstones are observed; the sandstones occur in layers with a thickness of few decimetres to one metre, occasionally in amalgamated beds, alternating with centimetre-scale layers of grey-dark brown micaceous pelites. The more overtly arenaceous portion displays lenses of argillites of variable colour, alternating with metre-scale marls and calcarenites with chert. Carbonate lenses of biocalcarenes, calcirudites and breccias (often recrystallised) of white-havana brown colour, with a thickness of up to 100 m, are also found. The stratigraphically most significant sample contains *Turborotalita* *cfr.* *T. multiloba*, indicative of the Messinian (indistinct zone). MSO slightly unconformably overlies UAM<sub>3</sub> and GOD. Estimated total thickness is roughly 1,000 m.

UPPER TORTONIAN – MESSINIAN

### UNITA' ARGILLOSO-MARNOSA

“ARGILLE A ORBULINA” (UAM<sub>3</sub>) (cfr. formazione di Longano LNG –Sheet 405 – Campobasso)

Calclutites, subordinately marls, in densely-packed thin layers interbedded with grey-greenish pelites and clayey marls (fauna with dominantly planktonic foraminifers). At times, layers of calcarenites with macroforaminifers are encountered. In the Mt. La Russa area, grey-greenish and yellowish, occasionally micaceous, calcareous and clayey marls are found; the marls are intercalated with calclutites (with planktonic fauna), calcarenites and calcirudites (at times with macroforaminifers). The upper part of the succession features calcareous intercalations, chiefly consisting of calcareous marls and calclutites, in densely-packed thin layers with planktonic fauna (*Orbulina universa*).

Overall thickness is about 200 m.

The sedimentation environment is basinal or scarp.

SERRAVALLIAN? – LOWER TORTONIAN

“FORMAZIONE DI MACCHIAGODENA” (GOD)

Alternation of red marly clays and marls, with rare greenish levels, evolving into yellowish marls and marly clays with interbedded, centimetre-scale layers of grey-rosy calclutites. These lithotypes are followed by an about 10 m-thick interval of hazel brown bioclastic calcarenites with small orange clasts, in 10-15 cm-thick, undulated and amalgamated layers, which form massive metre-scale beds. Planktonic foraminifer assemblages indicate an age no more ancient than the middle Eocene, given the occurrence of *Morozovella sp.*, *Acarinina bullbrooki*, *Globigerinatheka micra*, *Truncorotaloides topilensis* and *Turborotalia cfr. T.pomeroli*. The red and green marls often contain assemblages of *Globorotalia opima opima*, *Globorotalia opima nana*, *Catapsydrax dissimilis* and *Globigerinoides trilobus immaturus*, which are indicative of the upper Oligocene and lower Miocene. Nannofossil assemblages show *Sphenolithus heteromorphus* and rare specimens of *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, inferring the *Sphenolithus heteromorphus* zone, *Helicosphaera walbersdorfensis*-*Sphenolithus heteromorphus* subzone (MNN5b subzone) and thus assignable to the Langhian/Serravallian boundary. This formation is partially heteropic, at different stratigraphic elevations, with UAM<sub>3</sub> and FMO. Thickness is about 250 m.

MIDDLE EOCENE - SERRAVALLIAN p.p.

“FORMAZIONE DI MONACI” (FMO)

The lower part of the succession (exposed on the Colle Cervaro) consists of the following lithofacies: a) coarse to medium calcarenites with macroforaminifers

(alveolines, nummulites and discocyclinids), in centimetre- to decimetre-scale layers, often amalgamated and forming massive metre-scale beds, more rarely in lenticular bodies with frequent nodules and thin veneers of chert and levels of silicified limestones; b) fine calcarenites (more infrequently calcilutites) with planktonic foraminifers, in undulated and amalgamated, densely-packed, metre-scale layers with grey or whitish chert nodules; c) centimetre-scale levels of marly limestones and yellowish foliated marls. Proceeding upwards, a lenticular body of calcareous conglomerates with a maximum thickness of 3-4 m is observed. This body is followed by hazel brown calcarenites with lepidocyclines, in undulated and amalgamated centimetre-scale layers, coarse-grained calcirudites and calcarenites with macroforaminifers (lepidocyclines and miogypsines) and corallinaceans, interbedded with fine calcarenites with planktonic foraminifers and thin intercalations of yellowish marls. The base of this formation holds assemblages no more ancient than the lower Eocene, based on the occurrence of *Morozovella gracilis*. The upper levels of the Colle Cervaro sequence prove to be no more ancient than the upper Oligocene, based on the occurrence of rich assemblages with *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata*, *Lepidocyclina (Nephrolepidina) praemarginata*, *Miogypsina (Miogypsinoidea) sp.*, *Neorotalia viennoti*, *Amphistegina spp.*, *Heterostegina spp. ed Eorupertia sp.* The formation is partially heteropic with GOD. The formation has a sedimentary hiatus of Palaeocene age at its base. Its thickness ranges from 100 to 200 m.

#### LOWER EOCENE – UPPER OLIGOCENE

##### “FORMAZIONE DI M. CALVELLO” (VLO)

Whitish bioclastic calcarenites with powerful intercalations of massive bodies of litho-bioclastic, coarse-grained calcirudites and calcareous breccias. The calcarenites are from coarse- to fine-grained. The coarse calcarenites generally form thick layers and uneven beds. Conversely, the fine to medium calcarenites are usually well-bedded and often give rise to massive metre-scale beds with massive, amalgamated, decimetre-scale levels with parallel lamination and traces of cross-lamination. The occurrence of *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides* and *Orbitoides apiculata* points to an age no more ancient than the Maastrichtian. This age is consistent with the occurrence of *Globotruncana arca*, *G. lapparenti* and *Globotruncanita stuarti* among the planktonic foraminifers. The formation is in stratigraphic succession with CCH and CAF. Thickness is about 250 m.

#### MAASTRICHTIAN

“FORMAZIONE DI COSTE CHIAVARINE” (CCH)

Clear hazel brown, fine calcarenites and calcilutites, in layers with a thickness of few centimetres to 10-20 cm, with thin veneers and nodules of orange, dark grey and black chert. The calcarenites embody numerous and small orange clasts. These thinly stratified levels are intercalated with layers and massive beds (up to 2.5 m-thick) consisting of graded calcarenites and calcirudites with fragments of rudists. Levels with both undulated and convoluted lamination are observed. Chert mostly occurs as thin, black and dark grey veneers in the calcilutite levels and as whitish, irregular lenses in the coarse-grained calcarenite and calcirudite levels. The occurrence of *Dicarinella imbricata*, the Maastrichtian age of the overlying formazione di Monte Calvello and literature data infer an upper Cenomanian-Campanian age. CCH is in lateral heteropy with CAF. Thickness is roughly 160 m.

UPPER CENOMANIAN – CAMPANIAN

“CALCILUTITI DI FORESTA” (CAF)

Rosy, greenish, havana brown and whitish calcilutites and marly limestones with thin veneers and nodules of hazel brown and dark brown-blackish chert, alternating with green, blue and white-greyish marls and marly clays. Massive, detrital-organogenic, calcareous beds with dark brown-reddish chert are also encountered. Alternations of greenish and reddish clays and silty clays are observed in places (S of the Colle Cicevere). The age, inferred from literature data, is Campanian?-Cenomanian. Maximum outcropping thickness is about 110 m.

CENOMANIAN -CAMPANIAN?