



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 405

CAMPOBASSO

A cura di:

G. Pappone¹, P.P.C. Aucelli¹, M. Cesarano², M.L. Putignano² & D. Ruberti³

con i contributi di:

Sismicità: **F. Ferrarini²**

Processi gravitativi: **C. Roskopf²**

¹ Dipartimento di Scienze per l'Ambiente; Università degli Studi di Napoli "Parthenope"

² Università degli Studi del Molise Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente ed il Territorio;

³ Dipartimento Scienze Ambientali, Seconda Università degli Studi di Napoli.

Ente realizzatore:



Regione Molise

Servizio Geologico Regionale

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: S. Baranello

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

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

Coordinamento editoriale

D. Tacchia, S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE - DIPARTIMENTO DI SCIENZE E
TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE ED IL TERRITORIO

Coordinamento informatizzazione:

M. Cesarano, M.L. Putignano

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:

M. Cesarano, M.L. Putignano

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa
a cura di SYSTEMCART - ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

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

G. Ciocca - Università degli Studi del Molise

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

Stampa

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	8
II	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	13
III	- STUDI PRECEDENTI.....	19
IV	- STRATIGRAFIA.....	27
1.	- UNITÀ DEL SANNIO	27
1.1.	- CALCARENITI E CALCIRUDITI DI SEPINO (SEI)	29
1.2.	- CALCARENITI ED ARGILLE DI MORGIA DEL MONACO (NAC).....	29
1.3.	- ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (ALV)	32
1.3.1.	- <i>membro delle marne, argille con livelli calcarei di P.te Regio (ALV₂).....</i>	33
1.4.	- FLYSCH NUMIDICO (FYN).....	36
1.4.1.	- <i>membro delle argille marne e calcari spongolitici (FYN₆)</i>	37
2.	- UNITÀ MATESE - FROSOLONE.....	39
2.1.	- SUCCESSIONE DEI MONTI DEL MATESE.....	39
2.1.1.	- <i>Calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>	40
2.1.2.	- <i>calcari oolitici ed oncolitici (CDO)</i>	40
2.1.3.	- <i>calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM).....</i>	40
2.1.4.	- <i>calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)</i>	41
2.1.4.1.	- <i>membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate (CRQ₁).....</i>	43
2.1.5.	- <i>calcari a rudiste e orbitoline (RDO).....</i>	43
2.1.6.	- <i>calcari a radiolitidi (RDT).....</i>	46
2.1.7.	- <i>calcari biolitoclastici con rudiste (CBI)</i>	48
2.1.8.	- <i>calcareniti con alveolinidi e nummulitidi (AEN)</i>	49
2.1.9.	- <i>formazione di Cusano (CUS)</i>	49
2.1.10.	- <i>calciruditi poligeniche e calcareniti di M. Crivari (RIV).....</i>	50
2.1.11.	- <i>formazione di Longano (LNG).....</i>	52
2.2.	- SUCCESSIONE DELLA MONTAGNOLA DI FROSOLONE	55
2.2.1.	- <i>formazione di M. Calvello (VLO).....</i>	55
2.2.2.	- <i>formazione di Monaci (FMO).....</i>	57
2.2.3.	- <i>formazione di Macchiagodena (GOD).....</i>	59
2.2.4.	- <i>calciruditi poligeniche e calcareniti di M. Crivari (RIV).....</i>	60
2.2.5.	- <i>formazione di Longano (LNG).....</i>	61
3.	- UNITÀ SINOROGENE	63

3.1.	- FLYSCH DI S. BARTOLOMEO (SBO).....	» 63
3.1.1.	- <i>membro pelitico-arenaceo</i> (SBO₃).....	» 68
3.2.	- FLYSCH DEL MOLISE (MSO).....	» 69
3.2.1.	- <i>membro arenaceo</i> (MSO₁).....	» 71
3.3.	- ARENARIE DI COLLE RICCIO (RCL).....	» 73
3.4.	- ARENARIE E CONGLOMERATI DI ACQUA NOCE (AQN).....	» 74
3.5.	- CONGLOMERATI DI M. VAIRANO (NGL).....	» 76
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	» 77
4.1.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE PERTINENTI LE PIANE DI BOIANO, SEPINO ED IL BACINO DEL FIUME BIFERNO.....	» 80
4.1.1.	- <i>unità di San Massimo</i> (UNM).....	» 80
4.1.2.	- <i>unità di Roccamandolfi</i> (MNF).....	» 81
4.1.3.	- <i>unità di Campochiaro</i> (CPH).....	» 82
4.1.4.	- <i>sintema di Boiano</i> (SIB).....	» 83
4.2.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE PERTINENTI LA DEPRESSIONE TETTONO-CARSICA DEL LAGO MATESE.....	» 89
4.2.1.	- <i>brecce di Serra Sbragavitelli</i> (BGV).....	» 90
4.2.2.	- <i>sintema del Lago Matese</i> (MFS).....	» 90
4.3.	- UNITÀ UBIQUITARIE NON COMPLETAMENTE FORMATE.....	» 94
4.3.1.	- <i>depositi lacustri-palustri</i> (e).....	» 94
4.3.2.	- <i>detriti di falda</i> (a₃).....	» 95
4.3.3.	- <i>depositi di frana</i> (a₁).....	» 95
4.3.4.	- <i>coltre eluvio-colluviale</i> (b₂).....	» 96
4.3.5.	- <i>depositi alluvionali</i> (b).....	» 97
4.3.6.	- <i>depositi antropici</i> (h).....	» 97
4.4.	- Il SOTTOSUOLO DELLE PIANE DI BOIANO E DI SEPINO.....	» 97
4.4.1.	- <i>Nuovi dati sulle conoscenze del sottosuolo della Piana di Boiano</i>	» 99
4.4.1.1.	- Le unità sepolte della Piana.....	» 102
4.4.1.1.1.	- unità lacuo-palustre (UQS1).....	» 102
4.4.1.1.2.	- unità fluvio-palustre inferiore (UQS2).....	» 103
4.4.1.2.	- Rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie della Piana.....	» 104
V	- TETTONICA	» 107
1.	- STRUTTURE COMPRESSIVE.....	» 110
2.	- STRUTTURE TRASCORRENTI ED ESTENSIONALI.....	» 115
VI	- CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ	» 121

VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	
	ED IDROGEOLOGIA	» 127
1.	- I PROCESSI GRAVITATIVI.....	» 127
2.	- IDROGEOLOGIA	» 130
3.	- CAVE.....	» 134
ABSTRACT		» 135
LEGEND		» 136
BIBLIOGRAFIA		» 148

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

L'area del Foglio ricade per la maggior parte nella Provincia di Campobasso, in minor misura in quella di Isernia e a sud lambisce la provincia di Caserta, per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, essa è compresa in nel Foglio n°163 Campobasso e nel Foglio n°162 Isernia della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

La realizzazione del Foglio n. 405 "Campobasso" è stata affidata dalla Regione Molise al Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente ed il Territorio dell'Università degli Studi del Molise a seguito della convenzione stipulata tra ISPRA e Regione Molise nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95, Legge 226/99).

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello indicato nel Quaderno I, serie III, " Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al Rilevamento " (CNR, 1992). Esso è risultato comunque duplice in quanto sono state cartografate unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri) ed unità stratigrafiche a limiti inconformi (sintemi). Le prime, rispondenti agli orientamenti che hanno uniformato la cartografia geologica ufficiale sin dagli anni '60, sono state utilizzate per le unità del substrato pre-quaternario, le seconde per una parte dei depositi quaternari. Questi ultimi presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative a livello di bacino e distinguibili dal punto di vista cartografico. Vale la pena sottolineare che per queste unità a limiti inconformi le correlazioni interbacinali sono proble-

matiche e spesso non si trovano corrispondenze nemmeno cronologiche in aree geograficamente vicine.

Il rilevamento delle successioni sia carbonatiche che terrigene è stato integrato con numerose analisi biostratigrafiche effettuate attraverso la campionatura di dettaglio lungo sezioni di cui era chiara la posizione geometrica e stratigrafica. Per la taratura biostratigrafica e la suddivisione in biozone delle successioni carbonatiche si è fatto riferimento a DE CASTRO (1991).

Le analisi biostratigrafiche, dei depositi mesozoici e paleogenici *p.p.* sono basate sullo studio delle associazioni a nannofossili calcarei. Per l'attribuzione delle biozone del Cretacico superiore e del Paleogene sono stati adottati rispettivamente gli schemi biostratigrafici standard di SISSINGH (1977) (Fig. 1) e di MARTINI (1971) (Fig. 2) recentemente pubblicati nella *Geological Time Scale* del 2004 (GRADSTEIN *et alii*, 2004). Per l'intervallo di tempo Oligocene superiore-Miocene le analisi sono basate sullo studio integrato di foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. L'inquadramento bio-cronostratigrafico è stato effettuato utilizzando gli schemi di FORNACIARI & RIO (1996) (per l'Oligocene superiore) e FORNACIARI *et alii* (1996), SPROVIERI *et alii* (2002), IACCARINO *et alii* (2007), DI STEFANO *et alii* (2008) (per il Miocene) (Fig. 3).

Per la descrizione dei nannofossili calcarei si è fatto riferimento ai lavori di PERCH-NIELSEN (1985), FORNACIARI *et alii* (1996) e BOWN (1998).

AGE m.a.	AGE		POLARITY	CHRON	PLANK. FORAMIN. ZONE	NANNOFOSSIL ZONE
25	L	Chattian	C6C	P22	NP25	
			C7			
			C7A			
			C8			
			C9			
	E	Rupelian	28.45±0.1	C10	P21	NP24
			C11	P20	NP23	
			C12	P19	NP22	
			C13	P18	NP21	
			C14	P17	NP20	
35	L	Priabonian	C15	P16	NP19	
			C16	P15	NP18	
			C17	P14	NP17	
			C18	P13		
			C19	P12	NP16	
	M	Luteitan	C20	P11	NP15	
			C21	P10	NP14	
			48.61±0.2	C22	P9	NP13
			C23	P8	NP12	
			C24	P7	NP11	
55	E	Ypresian	C24	P6	NP10	
				b	NP11	
				a	NP10	
			C25	P5	NP9	
			58.81±0.2	C25	c	NP8
	L	Thanetian	C25	P4	NP7	
				b	NP6	
				a	NP5	
			58.77±0.2	C26	b	NP5
				a	NP4	
65	M	Selandian	C26	P3	NP4	
				b	NP3	
				a	NP2	
			61.73±0.2	C27	c	NP1
				a	NP1	
	E	Danian	C27	P1	NP3	
			C28	b	NP2	
				a	NP1	
			C29		NP1	
				a	NP1	

Fig. 2 - Schema crono-biostratigrafico per l'intervallo Paleogene. Età dei piani, limiti magnetostratigrafici e limiti delle biozone a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici, da LUTERBACHER et alii (2004).

ATNTS2004 Lourens et al. (2004)		Crono- stratigrafia			Biostratigrafia Fornaciari & Rio (1996) Fornaciari et al. (1998) Sprovieri et al. (2002) Iaccarino et al. (2007) Di Stefano et al. (2008)	
Age	Polarity Magneto Zones	Period	Epoch	Stage	foraminiferi planctonici	nannofossili calcarei
6	0.033	E N E N E N	Superiore	Messiniano	MMI13 S/D C <i>N. acostensis</i> LO G. nicoleae FCO a	Non Distinctive Zone FO c <i>A. ampliflucis</i> b FO A. primus
7	7.150 C3A 7.454 C3B					
8	8.699 C4					
9	9.779 C4A					
10	10.014 C5					
11	12.014 C5A					
12	13.015 C5AA 13.309 C5AB 13.734 C5AC 14.104 C5AD 14.784					
13	15.974 C5B					
14	16.974 C5C					
15	17.235 C5D					
16	18.055 C5E 18.748					
17	20.040 C6	N E O G E N E N	Medio	Serravalliano	MMI10 LO P. slakensis FCO b <i>P. mayeri</i> FCO c <i>P. mayeri</i> FCO d <i>P. mayeri</i> FCO e <i>P. mayeri</i> FCO f <i>P. mayeri</i> FCO g <i>P. mayeri</i> FCO h <i>P. mayeri</i> FCO i <i>P. mayeri</i> FCO j <i>P. mayeri</i> FCO k <i>P. mayeri</i> FCO l <i>P. mayeri</i> FCO m <i>P. mayeri</i> FCO n <i>P. mayeri</i> FCO o <i>P. mayeri</i> FCO p <i>P. mayeri</i> FCO q <i>P. mayeri</i> FCO r <i>P. mayeri</i> FCO s <i>P. mayeri</i> FCO t <i>P. mayeri</i> FCO u <i>P. mayeri</i> FCO v <i>P. mayeri</i> FCO w <i>P. mayeri</i> FCO x <i>P. mayeri</i> FCO y <i>P. mayeri</i> FCO z <i>P. mayeri</i>	MNN9 FO D. bellus MNN8 FCO h. stam FCO a FCO b FCO c FCO d FCO e FCO f FCO g FCO h FCO i FCO j FCO k FCO l FCO m FCO n FCO o FCO p FCO q FCO r FCO s FCO t FCO u FCO v FCO w FCO x FCO y FCO z
18	13.820 C5A C5AA C5AB C5AC C5AD C5AE C5B C5C C5D C5E C5F C5G C5H C5I C5J C5K C5L C5M C5N C5O C5P C5Q C5R C5S C5T C5U C5V C5W C5X C5Y C5Z					
19	15.974 C6A					
20	17.235 C6B					
21	18.055 C6A C6AA 21.767 C6B 22.487					
22	20.040 C6A C6AA 21.767 C6B 22.487					
23	21.083 C6A C6AA 21.767 C6B 22.487					
24	22.487 C6B					
25	23.030 C6C	Inferiore	Superiore	Aquitano	MMI1 FO P. kugleri	MNN1 FO S. disbelm.
26	23.030 C6C					
27	24.044 C7	Oligocene	Superiore	Cattiano	P22	MNN25 LO S. ciperom.
28	24.044 C7					

Fig. 3 - Schema crono-biostratigrafico per la parte alta dell'Oligocene superiore e il Miocene da IACCARINO et alii (2007) che include i dati riportati in FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI et alii (1996), SPROVIERI et alii (2002) e in DI STEFANO et alii (2008). In questo schema viene utilizzata la Last Occurrence (LO) di *S. heteromorphus* per identificare la base della biozona a nannofossili calcarei MNN6, e non la sua Last Common Occurrence (LCO) come indicato da DI STEFANO et alii (2008).

PROGETTO
CARG

II - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il settore di Appennino meridionale ricadente all'interno del Foglio geologico n°405 (Fig. 4) è localizzato prevalentemente nelle aree esterne di catena ed è coincidente con la zona di giunzione tra l'Arco Appenninico meridionale e quello centro-settentrionale (PATACCA *et alii*, 1992a).

Da un punto di vista geologico-strutturale è possibile distinguere diverse unità tettoniche (Fig. 5) accavallatesi durante le fasi orogenetiche avvenute a partire dal Tortoniano, in concomitanza dell'apertura del Bacino Tirrenico (D'ARGENIO *et alii*, 1973; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et alii*, 1990; PATACCA & SCANDONE, 2007).

Nei settori meridionale ed occidentale prevalgono nettamente unità di piattaforma carbonatica e di scarpata-bacino affioranti sul massiccio del Matese e sulla Montagnola di Frosolone. Il settore centro-orientale, compreso tra le piane di Boiano e Sepino a sud e l'area di Campobasso a nord, è invece rappresentato da morfologie prevalentemente collinari dove sono diffuse le successioni bacinali marnoso-argilloso-calcaree e silicoclastiche riferibili rispettivamente all'Unità del Sannio ed al flysch di San Bartolomeo. Tali unità rappresentano, in questo settore di catena, le unità di tetto di un sistema a duplex, che nelle porzioni più profonde è formato da horses carbonatici a loro volta sovrapposti sul margine occidentale dell'Avampae Apulo (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1962, 1966; D'ARGENIO *et alii*, 1973; BIGI *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1990).

Nel Foglio geologico Campobasso la successione della Montagnola di Frosolone affiorante lungo l'anticlinorio di Frosolone è costituita da alcune centinaia di metri di dolomie di scarpata del Giurassico medio seguite da poche centinaia di metri di argilliti silicizzate e diaspri varicolori, risedimenti calcarei con lenti e

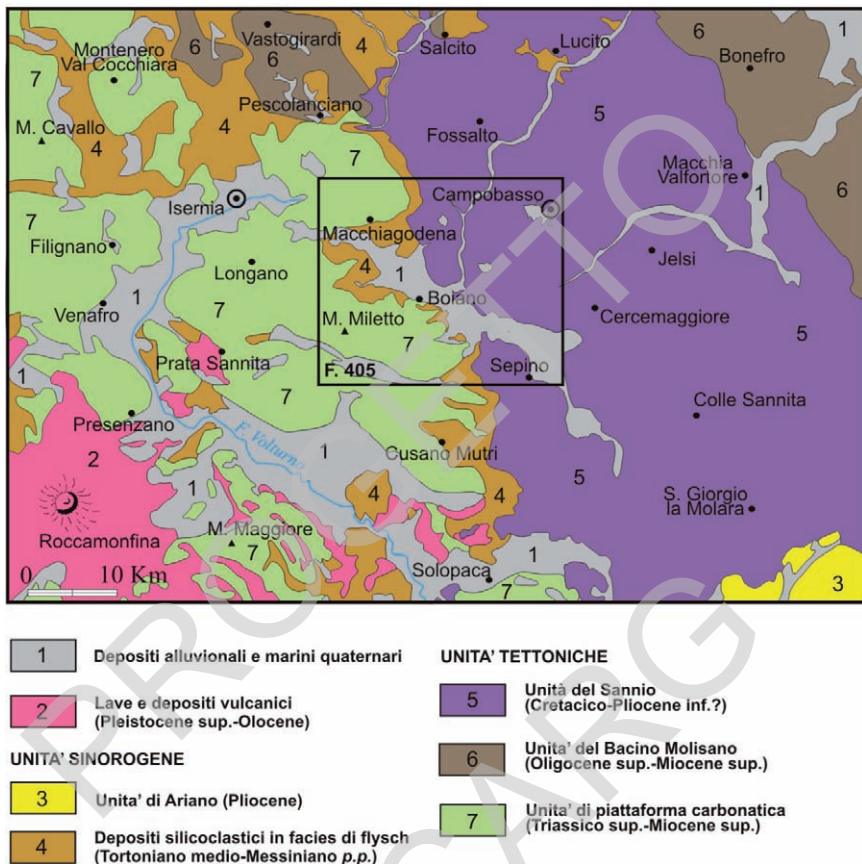


Fig. 4 - Schema regionale.

liste di selce ed un potente livello di breccie alla sommità, marne e calcari in facies di scaglia con intercalazione di risedimenti calcarei a macroforaminiferi (Cretacico medio-Oligocene), marne, calcareniti e quarzareniti “numidiche” (Oligocene-Miocene inferiore). L’evoluzione ad avanfossa (Flysch di Agnone – Cantalupo – S. Massimo – S. Elena *Auct.*) si verifica nel Miocene superiore (PESCATORE, 1965; SGROSSO, 1992; AMORE, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; DI BUCCI *et alii*, 1999; PATACCA & SCANDONE, 2007).

I terreni dell’Unità del Sannio affiorano estesamente in Molise ed occupano buona parte del settore centro-orientale del foglio Campobasso. La successione è caratterizzata alla base da un intervallo costituito da argille policrome con intercalazioni di calcilutiti e biocalcareni. Tale successione continua con calcari

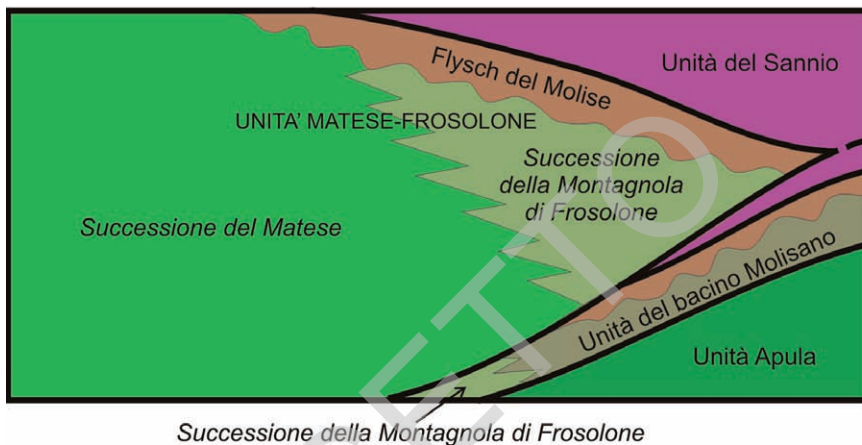


Fig. 5 - Schema dei rapporti geometrici.

pelagici ed emipelagici e livelli carbonatici costituiti da risedimenti anche grossolani (*facies* di scarpata cretaco-paleogeniche) e da livelli marnoso argillosi; la parte alta della successione è caratterizzata dalla presenza di livelli di arenarie di tipo numidico, di torbide calcaree e arenarie arcose. L'unità del Sannio occupa regionalmente una posizione strutturalmente elevata in catena e nel foglio Campobasso è segnalata in letteratura (PATACCA *et alii*, 1992a; DI BUCCI *et alii*, 1999; DI LUZIO *et alii*, 1999) giacente tettonicamente al di sopra delle Unità del Bacino Molisano. L'originaria posizione paleogeografica delle Unità della falda Sannitica è controversa, infatti secondo PATACCA *et alii* (1992a), le unità Sannitiche derivano dalla deformazione di un dominio posto ad occidente della Piattaforma carbonatica Appenninica mentre, secondo altri Autori (tra cui DI BUCCI *et alii*, 1999) la originaria collocazione delle unità Sannitiche sarebbe da situare nei settori bacinali molisano-lagonegresi in posizione orientale rispetto alla Piattaforma Carbonatica Appenninica. Collegata alle successioni della falda Sannitica è la successione del flysch di San Bartolomeo costituita da una successione silicoclastica e torbida del Miocene superiore.

L'età ed il significato di questa successione sono ancora controverse in letteratura; numerosi Autori ritengono che il flysch di San Bartolomeo sia in appoggio stratigrafico al di sopra delle Argille Varicolori delle Unità Molisane ovvero di quelle dell'Unità del Sannio (TORTORICI, 1975; PATACCA *et alii*, 1992a; CRITELLI & LE PERA, 1995; SGROSSO, 1998; DI BUCCI *et alii*, 1999). Tuttavia non vi è accordo sulla posizione del bacino del San Bartolomeo, considerato (nei vari modelli e con argomentazioni differenti) alternativamente sia di tipo *piggy-back* che di *avanfossa*.

L'assetto strutturale dell'area è caratterizzato da uno stile deformativo a *thrust* e pieghe, sviluppatosi tra il Miocene superiore ed il Pliocene, modificato ed ulteriormente complicato da strutture trascorrenti e dalla tettonica estensionale (IETTO, 1963; CORRADO *et alii*, 1997; 1998; FERRANTI, 1997).

La catena a *thrust* è formata da elementi tettonici derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici mesozoico-terziari, sia di piattaforma carbonatica e relativo *slope* che di ambiente bacinale e comprende inoltre successioni alto mioceniche riferibili ad almeno due generazioni di avanfossa (del Tortoniano e del Messiniano) che scandiscono la migrazione progressiva dell'edificio a falde durante il Miocene.

Eventi deformativi recenti a carattere tensionale con asse di massima estensione NE-SO divengono prevalenti come documentato (DI BUCCI *et alii*, 1999) nel settore tra la Piana di Isernia ed il bordo settentrionale del Matese.

L'area ricadente nel Foglio n. 405 Campobasso è caratterizzata dalla presenza di un'evidente depressione morfologica allungata in direzione NO-SE, costituita dal susseguirsi delle piane di Boiano e di Sepino, che taglia diagonalmente il Foglio separando l'imponente massiccio del Matese dai rilievi collinari del Sannio.

Le due conche, sono situate rispettivamente a quote medie intorno ai 500 ed i 520 metri s.l.m. e sono separate da una soglia costituita dalla sella di Vinchiatiuro (550 m s.l.m.).

La Piana di Boiano, lunga circa 22 km e larga al massimo 4 km, è una depressione morfostrutturale individuata durante il Pleistocene e riempita da una spessa successione alluvionale e lacustre, che dai sondaggi risulta essere superiore ai 200 m.

Essa costituisce la parte alta del bacino idrografico del F. Biferno che si origina dalle sorgenti che scaturiscono al piede del versante settentrionale del Matese. Il fiume, superata la soglia di Colle D'Anchise, intaglia le Unità del Sannio formando una stretta valle, i cui fianchi sono continuamente rimodellati da fenomeni gravitativi; la valle si sviluppa in direzione N-S fino a raggiungere il Mare Adriatico.

La Piana di Sepino costituisce una porzione di testata del bacino del F. Tammaro, uno dei principali affluenti in sinistra idrografica del fiume Volturno che sfocia nel Mar Tirreno nei pressi dell'abitato di Castelvoturno. Di conseguenza la sella di Vinchiatiuro assume il ruolo di spartiacque appenninico.

Anche questa piana, dall'analisi delle indagini geognostiche disponibili (GE. MI. NA, 1963), risulta riempita da una potente successione di depositi continentali di ambiente fluvio-palustre per uno spessore di almeno 150 m.

Nelle due conche sfociano numerosi corsi d'acqua a carattere torrentizio che hanno alimentato, e tuttora alimentano, numerose conoidi alluvionali, alcune delle quali di notevole estensione e spessore. In particolar modo spiccano i ventagli formati dalla conoide di Campochiaro e di San Massimo, nella piana di Boiano, e

la conoide di Sepino, nell'omonima piana, accresciutesi, prevalentemente, durante l'ultimo massimo glaciale.

Nelle aree di fondovalle si individuano diversi ordini di terrazzi testimonianti fasi di aggradazione e di incisione fluviale occorse tra la fine del Pleistocene superiore e per tutto il corso dell'Olocene.

La sedimentazione clastica grossolana, che frequentemente costituisce il riempimento delle piane, si è prodotta a seguito della degradazione crioclastica dei versanti carbonatici, le cui scarpate di faglia ad alto angolo, si sono evolute per *slope replacement* durante le fasi fredde del Pleistocene.

I versanti bordieri delle due piane, infatti, evidenziano una storia morfoevolutiva di tipo polifasico controllata da più eventi tettonici intervallati da altrettanti episodi di modellamento.

Questa policiclicità è ben individuabile lungo i versanti costituenti il margine settentrionale del Matese, mentre è meno evidente lungo il margine nord-orientale della piana dove i versanti tagliano le successioni del Sannio che risultano maggiormente erodibili e quindi offrono una minore conservatività morfologica.

Tali versanti fanno da raccordo tra gli attuali fondovalle e le superfici sommitali che intagliano sia le unità carbonatiche del Matese e della Montagnola di Frosolone, sia le Unità del Sannio a prevalente componente argilloso-marnoso-arenacea.

La traccia più antica di queste superfici, riconoscibile all'interno del Foglio geologico, è rappresentata dai lembi di un paesaggio erosionale sinorogeno di genesi complessa ed elevata maturità (*sensu* CINQUE, 1992; *Paleosuperficie Auctorum*) attualmente rinvenibile a quote variabili tra i 1.100 m e 1.500 m sul Matese e sulla Montagnola di Frosolone.

La formazione ed il modellamento di questa superficie di erosione sono, probabilmente, legati alle prime fasi di morfogenesi successive alla strutturazione della catena in questo settore (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore).

Nel settore di affioramento delle Unità del Sannio, a morfologia prevalentemente collinare, le culminazioni mediamente si articolano tra i 600 m s.l.m. e gli 800 m s.l.m., e raramente superano queste quote, come nel caso di M. Vairano 993 m s.l.m.. Data la natura fortemente erodibile delle litologie affioranti, i processi denudazionali ivi agenti sono legati prevalentemente all'azione dei processi fluviali e gravitativi.

In questo tipo di paesaggio si distinguono alcune piccole piane sospese sul fondovalle attuale, la cui origine, molto probabilmente, è da mettere in relazione con condizioni di palustrinità, in situazioni in cui il livello di base locale era più alto dell'attuale, come nel caso delle depressioni fluvio-palustri di Campobasso (posta a circa 800 m s. l. m.) e di Spinete (posta a circa 600 m s.l.m.).

Lungo il margine settentrionale del versante del Matese, a quote simili, si rinvencono numerosi lembi di superfici di spianamento. Tra questi, particolar-

mente significativo è quello corrispondente alla piccola superficie deposizionale di origine fluvio-palustre situata a monte dell'abitato di S. Massimo, ad una quota di circa 800 m s.l.m.. Essa è riferita ad un relitto di un antico bacino lacustre ("Bacino lacustre di S. Massimo" in BRANCACCIO *et alii*, 1979), i cui depositi, in una prima fase ascritti al Pleistocene inferiore, sono stati più recentemente ridatati al Pleistocene medio (0.6 Ma) (DI BUCCI *et alii*, 2005).

Spianate di origine erosionale, altimetricamente correlabili ai sedimenti lacustri di San Massimo, sono presenti in altre località, come a Macchiagodena (loc. Incoronata), a monte di Roccamandolfi (Acqua Disciano), di Boiano (la Civita), di Campochiaro (Santuario di Ercole) e di Guardiaregia (forra del Quirino).

A fronte di una dominanza dei processi fluvio-denudazionali che caratterizzano l'area Sannita, il settore del Matese si connota per una forte impronta strutturale e carsica delle forme del paesaggio.

Il carsismo, associato alla tettonica, infatti, ha dato luogo alla genesi di evidenti depressioni tettono-carsiche (Lago Matese, Campitello Matese, Campo Puzzo, Campitelli di Sepino, Campo Braca, ecc.), quasi sempre contraddistinte da un orientamento NO-SE del loro asse maggiore. La più ampia tra di esse è rappresentata da quella del Lago Matese al cui interno si accrescono numerose conoidi di origine torrentizia.

Nel settore di culminazione del Massiccio del Matese, rappresentato dal M. Miletto (2050 m s.l.m.), sono ben evidenti forme e depositi di origine glaciale (circo glaciale di Monte Miletto e morena di Campitello Matese) ascrivibili all'ultimo massimo glaciale.

III - STUDI PRECEDENTI

Il segmento di catena appenninica ricadente nel Foglio geologico n°405 Campobasso e nei settori immediatamente ad esso confinante è stato oggetto di numerosi studi che fin dal 1800 hanno contribuito alla definizione delle conoscenze sull'assetto geologico strutturale dell'area; si ricordano per il loro interesse puramente storico i lavori di: BREISLAK (1798), PILLA (1833, 1847), SACCHI (1838), TCHILHACHEFF DE (1842).

Tra i primi studi geologici dell'area del Foglio 405 Campobasso va ricordato il contributo di CASSETTI M. (1893), che basandosi sui dati di un rilevamento geologico distingue nel Gruppo del Matese due "complessi litologici" rispettivamente del Cretacico inferiore («dolomie e calcari dolomitici») e del Cretacico superiore (« calcari urgoniani a *Toucasia* e piccole nerinee») e descrive inoltre la formazione ittiolitica dell'Urgoniano affiorante presso Pietraroia.

Successivamente nel 1908, SACCO realizza una carta geologica dell'Appennino centro-meridionale nella quale riconosce tre associazioni di terreni affioranti: formazione argilloso-scistosa; terreni miopliocenici; terreni eocenici.

Sicuramente in questi anni, un valido contributo alla conoscenza della geologia molisana viene offerto dai lavori di SELLI del 1957 e del 1962. L'Autore nell'ambito della descrizione della geologia regionale sudappenninica, individua nel Molise e nel Sannio due coltri di scivolamento gravitativo (coltri molisane e coltri sannitiche) che riempiono durante il Miocene un'avanzata fossa, compresa fra una catena sudappenninica carbonatica paleoautoctona ad ovest ed un'avampese apulo-garganico ad est. Qualche anno dopo, come accennato sopra, SELLI (1962), in una memoria che tuttoggi rimane attuale per le brillanti analisi ed intuizioni effettuate, descrive tra l'altro la stratigrafia delle coltri molisane e delle sovrastanti coltri sannitiche.

SIGNORINI (1957) negli stessi anni, riferendosi in particolare ai settori posti ad est di Campobasso, descrive le differenze esistenti tra le «argille scagliose» cretatiche dell'Appennino emiliano, ritenute alloctone, da quelle del Molise e Sannio, prevalentemente oligo-mioceniche e considerate autoctone, anche se tettonicamente smembrate e dislocate.

JACOBACCI & MARTELLI (1957) negli studi svolti in occasione della realizzazione del Foglio Campobasso della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, attribuiscono la deposizione delle successioni mioceniche della "*Depressione molisano-sannitica*" ad un evento post-orogenico, successivo a quello dei terreni miocenici affioranti sui circostanti massicci carbonatici mesozoici.

SIGNORINI & DEVOTO (1962) individuano nella Formazione della Montagnola, una successione autoctona continua dal Cretacico superiore al Tortoniano.

PESCATORE (1962 a, 1962 b, 1965) documenta sul bordo orientale del Matese una successione "*detritico-selciosa*" autoctona di età compresa tra il Cretacico inferiore e l'Eocene, isopica della « formazione della Montagnola » e parzialmente eteropica della facies carbonatica abruzzese.

Successivamente MANFREDINI (1964 a, 1964 b) conferma gli studi di PESCATORE ma estende l'età della successione affiorante nel Matese orientale al Langhiano inferiore.

CROSTELLA & VEZZANI (1964), studiando i terreni affioranti nell'Appennino foggiano riconoscono un alloctono indifferenziato "Argille Variegata" su cui poggiano due successioni: una calcareo-marnosa (Flysch di Faeto) ed una arenaceo-marnosa (Flysch di S. Bartolomeo).

All'inizio degli anni '70 viene pubblicato un modello regionale dell'Appennino meridionale (*modello napoletano*) che in chiave moderna descrive l'assetto geometrico delle "*Unità stratigrafico-strutturali*" derivate dalla deformazione dell'originario assetto paleogeografico mesozoico-terziario (D'ARGENIO *et alii*, 1973). Tale modello che ha rappresentato un punto di riferimento per oltre venti anni riconosce un assetto paleogeografico mesozoico terziario costituito da una alternanza di tre domini di piattaforma carbonatica rispettivamente campano-lucano, abruzzese-campano ed apulo intervallati da tre domini bacinali lagonegrese, molisano e apulo. Quest'ultimo in posizione orientale rispetto alla piattaforma carbonatica apula.

ORTOLANI *et alii* (1975) riconoscono nell'appennino molisano sannita estesi affioramenti di depositi langhiani quarzoarenitici correlabili con quelli del flysch numidico e suggeriscono che tali successioni si siano deposte nel Bacino lagonegrese. Le quarzoareniti langhiane sono seguite stratigraficamente da successioni calcaree e arenacee riferibili alle unità irpine di età langhiana tortoniana.

TORTORICI (1975) e LANZAFAME & TORTORICI (1976) studiano nel settore molisano-sannita le successioni riferibili al Flysch di S. Bartolomeo a cui attribuiscono un'età Serravalliana e realizzano una carta geologica in scala 1:50.000.

Qualche anno dopo SGROSSO (1978) descrive i rapporti stratigrafici tra le Arenarie di Frosolone del Miocene superiore e la successione carbonatica mesozoica affiorante al Matese. Suggestisce inoltre che una porzione del massiccio calcareo sia stato “tettonicamente inserito”, nell’intervallo superiore del bacino molisano.

A questo lavoro fanno seguito numerosi contributi tra loro collegati (CIAMPO *et alii*, 1984; CIAMPO *et alii*, 1987; AMORE *et alii*, 1992 a, b; SGROSSO, 1983, 1996, 1998; SANTO & SGROSSO, 1987) tesi a investigare e a meglio definire i complessi rapporti stratigrafici e tettonici tra le successioni affioranti al Matese e quelle immediatamente circostanti riferibili al Bacino Molisano. Gli Autori sulla base di dati biostratigrafici originali, prevalentemente riferiti alla età dell’inizio della sedimentazione terrigena miocenica nelle differenti successioni analizzate, hanno proposto che il massiccio del Matese sia in realtà costituito da numerose unità tettoniche derivanti ciascuna dalla deformazione di originari differenti domini paleogeografici.

CLERMONTÉ & PIRONON (1979), ipotizzano relazioni e collegamenti paleogeografici tra il settore NO del Matese settentrionale ed il dominio della Montagnola di Frosolone, descrivono dettagliatamente la stratigrafia delle successioni cretaco-paleogeniche e riconoscono l’appoggio dei risedimenti di rampa carbonatica, del Cretacico superiore - Paleogene, sui depositi di scarpata, non più antichi del Giurassico medio.

A partire dagli anni ’80 le ricerche inerenti l’assetto geologico strutturale regionale in Appennino centro-meridionale registrano la comparsa di importanti contributi scientifici basati su set integrati di dati geologici di superficie e di sottosuolo (CASNEDI *et alii*, 1981). La classica geologia di campo viene quindi arricchita sistematicamente da analisi di log e linee sismiche per la ricerca di idrocarburi (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1987; CASERO *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990; MARSELLA *et alii*, 1995; MAZZOLI *et alii*, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2007). Le differenze principali tra i vari Autori sono riferite al numero ed alla posizione dei domini paleogeografici, nel timing della deformazione e nell’eventuale coinvolgimento del basamento pretriassico (cfr. PATACCA & SCANDONE (2007), per una ampia sintesi ed una accurata selezione bibliografica).

PATACCA *et alii* (1990, 1992a, 1992b), in uno studio dei depositi silicoclastici trasgressivi sulle successioni dell’Appennino centro-meridionale, riconoscono nelle Unità Molisane quattro unità tettoniche rappresentate dall’esterno verso l’interno dalla Unità della Daunia, dall’Unità Tuffillo, dall’Unità di Agnone e dall’Unità di Frosolone. Nel Foglio geologico Campobasso il bacino Molisano è rappresentato dall’Unità di Frosolone affiorante lungo l’anticlinorio di Frosolone.

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.

FERRANTI (1994, 1997) effettua studi strutturali sul massiccio del Matese documentati da una carta geologica in scala 1:25.000 e descrive i rapporti tra la tettonica distensiva ad alto angolo quaternaria ed i “raccorciamenti tardivi” di età Pliocene superiore–Pleistocene inferiore responsabili dell’attuale assetto strutturale a scaglie subverticali orientate all’incirca E-O.

SCROCCA *et alii* (1995) riconoscono attraverso studi geologico strutturali 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 individua un sovrascorrimento che si estende dai Monti Simbruini-Ernici fino al bordo NO della Montagnola di Frosolone.

CORRADO *et alii* (1998) descrivono i rapporti geometrici e cinematici delle principali unità dell’Appennino centro meridionale focalizzando l’attenzione sul settore di catena compeso tra la Montagnola di Frosolone e i Monti della Meta. Gli Autori riconoscono un bacino Molisano interposto tra la Piattaforma Laziale Abruzzese e quella Apula. Descrivono inoltre che l’attività principale del *thrusting* avviene tra il Tortoniano ed il Pliocene e genera la strutturazione delle principali unità tettoniche e che a partire dal Pliocene superiore tutte le unità sono rideformate da una tettonica prevalentemente trascorrente.

PAGLIARO (1999, 2000) presenta uno studio dettagliato del settore del Matese orientale e realizza una carta geologica in cui vengono cartografati i terreni dell’Unità Sannitica. L’Autore effettua numerose sezioni stratigrafiche corredate di approfondite informazioni sedimentologiche ed attribuisce alle successioni studiate una età compresa tra il Campaniano *p.p.* e il Serravalliano.

BOIANO (2000) affronta uno studio sedimentologico della Formazione di S. Bartolomeo che viene definito come un deposito di *thrust-related basin* del Miocene superiore ed evidenzia una forte correlazione con la Formazione di Gorgoglione (SELLI, 1962).

CASTELLANO & SGROSSO (2001) 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, di SGROSSO, 1988). 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.

VEZZANI *et alii* (2004) pubblicano una carta geologica del Molise in scala 1:100.000 corredata di note illustrative (FESTA *et alii*, 2006) e di numerose sezioni geologiche rappresentative dell’assetto anche profondo del segmento molisa-

no della Catena Appenninica. Gli Autori descrivono l' "Unità del Sannio" come l'elemento geometricamente superiore della pila tettonica ma, limitano gli affioramenti riconducibili a questa unità nel settore molisano solo a quelli ubicati nel settore orientale dei Monti del Matese. Attribuiscono, invece, tutti gli affioramenti compresi tra la piana di Boiano ed il settore del F. Biferno fino al confine con la regione Campania alle "Unità Sicilidi".

Le successioni carbonatiche che caratterizzano il Foglio Campobasso coprono un intervallo stratigrafico esteso dal Giurassico inferiore al Miocene superiore, con locali e talora ampie lacune. Nei contrafforti sud-orientali del Matese è stata descritta una delle prime sequenze tipo del Mesozoico dell'Appennino meridionale (CATENACCI & MANFREDINI, 1963). A partire da questi anni, inoltre, grande attenzione viene riposta sulle successioni cretache, riportate in letteratura come tipiche di aree di piattaforma carbonatica tropicale, segnate da lacune stratigrafiche di ampiezza variabile che documentavano complessi eventi emersivi medio-cretaci. Sulla base del diacronismo e della differente durata degli eventi emersivi e delle relative lacune stratigrafiche osservati confrontando aree distanti anche solo poche decine di km, e sulla base delle analisi mineralogiche effettuate sui depositi bauxitici associati a tali eventi, viene suggerito il controllo da parte di un'attiva tettonica sinsedimentaria e/o la presenza di un'articolata paleotopografia (D'ARGENIO, 1963; D'ARGENIO *et alii*, 1971; 1973; CARANNANTE *et alii*, 1987a, 1988, 1994; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1991, 1992, 1995; RUBERTI, 1992).

A partire dagli anni '80 vengono definite con maggiore dettaglio le caratteristiche deposizionali dei calcari di piattaforma del Cretaceo, sia per ciò che concerne gli aspetti ciclostratigrafici (D'ARGENIO *et alii*, 1989, 1992; FERRERI *et alii*, 1997; RUBERTI, 1997), sia per le ricostruzioni paleoecologiche (ACCORDI *et alii*, 1982a, 1982b, 1990; MAINELLI, 1983; RUBERTI, 1991; CHERCHI *et alii*, 1993) e quelle paleoambientali e sedimentologiche soprattutto dei depositi a rudiste (CARANNANTE *et alii*, 1993, 1997, 1999, 2007, 2008, 2009; RUBERTI, 1991, 1993a, 1993b, 1997; ACCORDI & PALLINI, 1996; SIMONE *et alii*, 2003; GRAZIANO & TADDEI, 2008). Tali lavori, a cui si rimanda per approfondimenti bibliografici, riconoscono inoltre, nel corso del Cretaceo, profonde modificazioni dei regimi deposizionali nonché delle associazioni bentoniche (da associazioni "coralgali" nel Cretaceo inferiore ad associazioni di tipo *foramol* nel Cretaceo superiore) e caratterizzano con accuratezza i domini neritici persistenti identificabili nei carbonati affioranti nel settore centro-settentrionale del Matese; per il settore sud-orientale viene invece evidenziata una evoluzione, nell'intervallo Albiano-Cenomaniano, a facies di margine, a luoghi canalizzato (VIGORITO, 2005; CARANNANTE *et alii*, 2006).

I depositi miocenici costituiscono un altro capitolo di estremo interesse nella letteratura scientifica riferita al Matese. A partire soprattutto dagli anni '70 vengono evidenziate le caratteristiche composizionali dei sedimenti carbonatici; per tali calcari, privi di quelle associazioni biologiche responsabili della costruzione

di scogliere e caratterizzati da associazioni dominate da molluschi e foraminiferi (facies *foramol*), è stato ipotizzato un modello alternativo riferibile a piattaforme carbonatiche aperte di tipo temperato con la proposizione di un modello di tipo temperato che prendeva a confronto i fondali del profondo infralittorale-circalittorale di aree temperate tra cui quelle del Mare Mediterraneo (BARBERA *et alii*, 1978, 1980; CARANNANTE *et alii*, 1981, 1994; CARANNANTE & SIMONE, 1996; SIMONE & CARANNANTE, 1985, 1988).

Gli studi geologici e geomorfologici riguardanti i terreni quaternari affioranti nell'area del Foglio Campobasso sono alquanto scarsi e frammentari. I pochi lavori esistenti puntano l'attenzione prevalentemente su alcune aree che ricadono nella Piana di Boiano-Campochiaro e sulla loro storia evolutiva.

Le prime informazioni scientifiche relative ai depositi quaternari risalgono al 1963 e sono associate ai sondaggi eseguiti dalla GE.MI.NA, per la ricerca della lignite, nella piana di Boiano, di Sepino e di Morcone. Da questi studi emerse che i riempimenti delle piane di Boiano e di Sepino erano superiori ai 160 m e costituiti da depositi lacustri, in profondità, e fluvio-palustri più in superficie.

Nel lavoro di BRANCACCIO (1974) vengono ipotizzati due distinti episodi di tettonizzazione pleistocenica quali responsabili dell'attuale assetto morfostrutturale del settore meridionale del Foglio.

Successivamente BRANCACCIO *et alii* (1979) confermano tale ipotesi, riconoscendo lembi residui di sedimenti lacustri del Pleistocene inferiore sospesi sull'attuale piana di Boiano, dai versanti di faglia. A tali depositi, noti come *depositi lacustri del bacino di San Massimo*, attribuiscono un'età compresa tra 1.13 e 0.97 Ma sulla base di datazioni K/Ar. Successivamente, gli stessi depositi sono stati ridatati a 0,6 Ma in DI BUCCI *et alii* (2005).

LAMBIASE & RUGGIERO (1980), studiando l'evoluzione geomorfologica del versante meridionale del massiccio del Matese, concordano con l'ipotesi precedente riconoscendo che l'evoluzione del Matese è stata scandita da almeno due importanti eventi tettonici verificatisi durante il Pleistocene inferiore e medio.

Altri studi sull'evoluzione geomorfologica appenninica (APRILE *et alii*, 1980; BRANCACCIO & CINQUE, 1992; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1992), sostengono che almeno due fasi "neotettoniche", occorse rispettivamente 1.3 e 0.7 Ma, siano state responsabili della disarticolazione del paesaggio di erosione sinorogeno di genesi complessa ed elevata maturità morfologica "paleosuperficie" *Auct. (sensu CINQUE, 1992)* oggi giorno rinvenibile sottoforma di lembi posti a diverse quote sui principali rilievi dell'area.

Vari autori ritengono che l'evoluzione delle conche di Boiano e Sepino sia stata strettamente controllata dalla tettonica estensionale, responsabile di una struttura regionale a direzione appenninica ubicata tra Isernia e Morcone e caratterizzata, in superficie, da un insieme di segmenti di faglia in parte ereditati e in parte di neof ormazione (COLTORTI & CREMASCHI, 1981; RUSSO & TERRIBILE,

1995; BRANCACCIO *et alii*, 1997; DI BUCCI *et alii*, 1999; GUERRIERI *et alii*, 1999; CORRADO *et alii*, 2000).

Tale fase è iniziata almeno dal Pleistocene medio (NASO *et alii*, 1998) e mostra segni d'attività anche nell'Olocene (GUERRIERI *et alii*, 1999; BLUMETTI *et alii*, 2000; GALLI *et alii*, 2002) ed è attiva ancora oggi, come dimostra la sismicità storica e strumentale.

Analisi mesostrutturali condotte nel Matese meridionale (FERRANTI, 1994) hanno attribuito ai movimenti deformativi pliocenici cinematismi soprattutto distensivi in relazione al collasso dell'edificio orogenico per l'arrivo della Falda Sannitica.

Secondo alcuni autori (ASCIONE & CINQUE, 1995) la tettonica distensiva in molti casi ha ripreso elementi deformativi precedenti trascorrenti, di età pliocenica, generalmente orientati circa est-ovest.

Gli eventi morfoevolutivi e deposizionali relativi al tardo Pleistocene sono stati sintetizzati da alcuni autori (RUSSO & TERRIBILE, 1995; GUERRIERI, 1997; GUERRIERI *et alii*, 1999) che hanno concentrato il loro studio essenzialmente nella zona di Campochiaro in quanto le numerose cave presenti mostrano in affioramento successioni stratigrafiche potenti anche 30m.

In particolare, RUSSO & TERRIBILE (1995) riconoscono due successioni detritico-alluvionali, separate da una fascia pedogenizzata, attribuite al Pleistocene superiore, ed associate, rispettivamente, a fasi stadiali ed interstadiali.

GUERRIERI (1997) e GUERRIERI *et alii* (1999) hanno dettagliato ulteriormente le successioni indicate da RUSSO & TERRIBILE (1995) individuando un orizzonte vulcanoclastico riferito, dagli autori, al tefra del Tufo Giallo Napoletano (TGN), datato intorno ad 11.000 anni. Successivamente SCARPATI *et alii* (1993) attribuiscono al TGN un'età di 13.000 anni. Gli autori, inoltre, hanno riconosciuto altri due ordini di conoide sospese sul fondovalle attuale, individuate per successive dislocazioni tettoniche nel Pleistocene superiore. Infine, hanno ipotizzato il termine per il riempimento lacustre della piana in corrispondenza dell'inizio dell'Olocene.

Informazioni relative allo spessore dei sedimenti in tutta la Piana di Boiano vengono date da GUERRIERI (1997) attraverso l'interpretazione di sondaggi ripetuti in tutta la conca.

Le più recenti indicazioni circa i depositi quaternari sono illustrati nella Carta Geologica del Molise edita da VEZZANI *et alii* (2004).

Per quanto riguarda il glacialismo, i depositi morenici presenti nel settore alto-matesino sono stati segnalati nell'ambito di diversi studi sulle tracce glaciali del massiccio del Matese (COLAMONICO, 1930; CASTALDO, 1965; GIRAUDI, 1999). Le ricostruzioni delle fasi glaciali, basate sui limiti delle nevi permanenti e sulla presenza di livelli piroclastici associati variamente ai depositi morenici (GIRAUDI, 1999; 2003), permettono di attribuire i depositi glaciali rinvenuti tra Monte Milet-

to e La Gallinola alla glaciazione würmiana (tra *Last Glacial Maximum* (LGM), circa 20.000 anni fa, e successive fasi tardo-glaciali). Vanno invece riferiti ad una o più glaciazioni precedenti i depositi morenici scheletrici rinvenuti, tra San Massimo e Roccamandolfi, a quote inferiori ai 1.000 m alla base dei versanti carbonatici.

Informazioni relative alla franosità, concentrata soprattutto nel Bacino del Biferno, sono contenute in numerose pubblicazioni, tra cui quelle di CORBI *et alii* (1996 a, b, c) e ROSSKOPF & AUCELLI (2007).

IV - STRATIGRAFIA

1. - UNITA' DEL SANNIO

Questa unità rappresenta l'elemento strutturale più alto della pila tettonica presente nel Foglio Campobasso e costituisce il substrato su cui sono andate a deporsi le successioni arenaceo-argillose e conglomeratiche del flysch di S. Bartolomeo.

L'unità del Sannio è rappresentata da depositi prevalentemente argillosi e marnosi con intervalli calcarei di ambiente bacinale che affiorano diffusamente in tutto il settore centro-orientale del Foglio.

I terreni di questa unità sono ascrivibili a successioni già note in letteratura quali le "Coltri Sannitiche" di SELLI (1962). Queste rappresentavano secondo l'Autore un insieme di unità tettoniche alloctone di provenienza interna, costituite essenzialmente da argille policrome a struttura caotica, inglobanti lembi di calcari organogeni, passanti verso l'alto ad alternanze di calcari, marne ed argille rosse e verdi. A queste unità sono state successivamente attribuite molte successioni affioranti in tutta la fascia centrale ed orientale dell'Appennino meridionale. In questi settori le "successioni sannitiche" risultano costituite da peliti policrome, marne talora silicizzate e risedimenti calcarei bioclastici, di età compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore. Queste sono assimilabili anche a successioni e/o formazioni note in letteratura quali il "Flysch Rosso" *Auct.* e le "Argille Varicolori" *Auct.*. Tutte queste successioni sono accomunate dal passaggio verso l'alto al noto intervallo delle "quarzareniti numidiche" langhiane ed alle areniti arcosico-litiche dell'intervallo post-numidico di età serravalliana (PATACCA *et alii*, 1992b; DI NOCERA *et alii*, 2001).

Nell'ambito del Foglio Campobasso sono state riconosciute e distinte car-

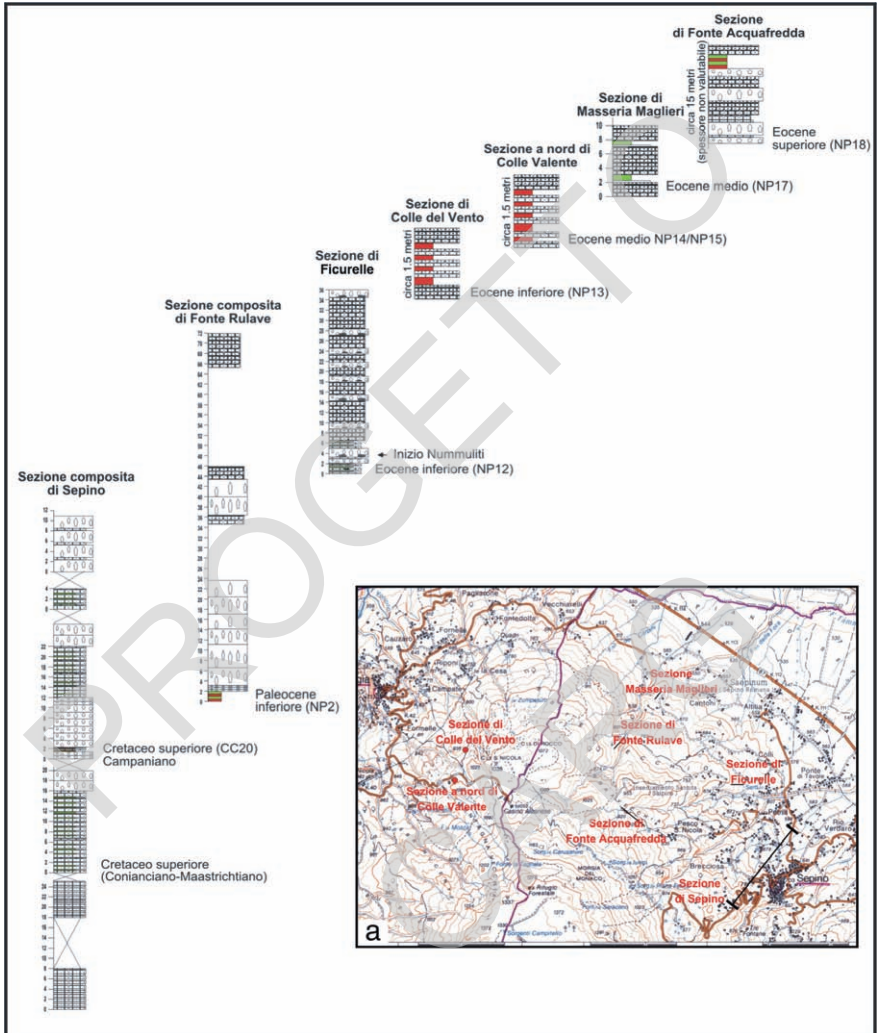


Fig. 6 - Sezioni stratigrafiche effettuate per le analisi biostratigrafiche nella porzione basale dell'Unità del Sannio (*SEI* e *NAC*). a) carta delle ubicazioni.

tograficamente sei unità stratigrafiche informali costituite dal basso verso l'alto dalle calcareniti e calciruditi di Sepino (*SEI*); calcareniti ed argille di Morgia del Monaco (*NAC*), Argille Varicolori Superiori (*ALV*) ed il flysch numidico (*FYN*). I caratteri litostratigrafici dei singoli intervalli sono descritti di seguito nel dettaglio. La porzione basale *SEI* e *NAC* è stata oggetto di analisi di dettaglio lito-

biostratigrafiche (Fig. 6), nelle rimanenti unità sono state effettuate campionature sparse.

1.1.- CALCARENITI E CALCIRUDITI DI SEPINO (**SEI**)

Calcareniti biolitoclastiche e calciruditi medio-grossolane di color grigio chiaro, subordinatamente argilliti verdi e livelli di breccie con clasti di dimensioni fino a 20 cm. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un ambiente di base di scarpata-bacino con frequenti apporti torbiditici carbonatici

Lo studio dei nannofossili calcarei ha permesso di attribuire la sedimentazione dell'intervallo considerato al Campaniano (Cretaceo superiore) (Fig. 6).

In particolare è stata riconosciuta la zona a nannofossili calcarei CC20 (Fig.1) per la presenza di *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH, 1977, la cui prima comparsa (FO) ne definisce la base, *Aspidolithus parvus* (STRADNER, 1963) NOEL, 1969, e l'assenza di *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, 1986 la cui FO ne segna il limite superiore. Inoltre, non è stato rinvenuto *Quadrum gothicum* (DEFLANDRE, 1959) HATTNER & WISE, 1980, specie che compare nella parte alta di questa biozona, comune nei sedimenti dell'Appennino, e che viene spesso utilizzato per individuare il limite superiore della CC20 (PERCH-NIELSEN, 1985). Il limite inferiore non è in affioramento, quello superiore è stratigrafico con **NAC**. Lo spessore valutato non è inferiore a 350 m.

CAMPANIANO-MAASTRICHTIANO.

1.2. - CALCARENITI ED ARGILLE DI MORGIA DEL MONACO (**NAC**)

Biocalcareniti medio-grossolane e livelli di calciruditi di color grigio chiaro ricche in foraminiferi bentonici (a luoghi si rinvengono livelli con liste e noduli di selce) (Fig. 7) associate ad argille verdi e calcilituti da grigio chiaro ad avana. Localmente sono presenti fitte alternanze di argille rosse e verdi sottilmente stratificate e, in minor misura, di calcareniti biolitoclastiche fini di colore grigio chiaro. La base di questo intervallo è individuata da un livello decametrico di calciruditi. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un settore prossimale di bacino con frequenti apporti torbiditici carbonatici. Lo studio a nannofossili calcarei ha permesso di riconoscere le seguenti biozone (Fig. 6):

Biozona NP2 (Paleocene inferiore) è stata riconosciuta per la presenza di *Cruciplacolithus tenuis* STRADNER, 1961 e l'assenza di *Chiasmolithus danicus* (BROTZEN, 1959) HAY & MOHLER, 1967, le cui comparse ne definiscono rispettivamente la base e il tetto (MARTINI, 1971). Tra le forme riconosciute ricordiamo



Fig. 7 - Località Colle del Vento. Calciruditi grigio chiaro in banchi di spessore metrico con rari noduli di selce appartenenti all'unità NAC.

Cruciplacolithus primus PERCH-NIELSEN, 1977, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930 e *Prinsius* spp.

Biozona NP12 (Eocene inferiore), rappresenta l'intervallo stratigrafico tra la FO *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954 e la scomparsa (LO) di *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI, 1963 (PERCH-NIELSEN, 1985); a questa biozona sono stati attribuiti i campioni caratterizzati dalla presenza contemporanea delle suddette specie indice e di *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959, *Discoaster barbadiensis* TAN, 1927, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, 1952.

Biozona NP13 (Eocene inferiore), intervallo compreso tra la LO *T. orthostylus* SHAMRAI, 1963 e la FO di *Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 (PERCH-NIELSEN, 1985), è stata riconosciuta per la presenza di *D. lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954 e l'assenza contemporanea di *T. orthostylus* SHAMRAI, 1963 e *D. sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961. Tra le altre forme presenti ricordiamo *Z. bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959, *Coccolithus formosus* (KAMPTNER, 1963) WISE, 1973, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) RADOMSKI, 1968, *S. radians* DEFLANDRE, 1952, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971.

Biozona NP14 p.p. / NP15 p.p. (Eocene medio), a questo intervallo biostra-

tigrafico sono stati attribuiti livelli stratigrafici caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei contenenti *Sphenolithus spiniger* BUKRY, 1971, specie che compare nella parte alta della zona NP14 e scompare al tetto della NP15 (PERCH-NIELSEN, 1985), *Z. bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959, *C. formosus* (KAMPTNER, 1963) WISE, 1973, *C. grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) RADOMSKI, 1968, *S. radians* DEFLANDRE, 1952, *C. floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971.

Biozona NP17 p.p. (Eocene medio) è definita alla base dalla LO di *Chiasmolithus solitus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) LOCKER, 1968, e al tetto dalla comparsa di *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE, 1954) HAY, MOHLER & WADE, 1966 (MARTINI, 1971). Nelle successioni studiate è stata riconosciuta parte di questa biozona sulla base di associazioni caratterizzate dalla presenza tra gli altri di *Cribrocentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH, 1967) PERCH-NIELSEN, 1971, *Dictyococcites hesslandii* (HAQ, 1966) HAQ & LOHMAN, 1976, e dalle assenze di *Sphenolithus furcatolithoides* LOCKER, 1967, specie che scompare nella parte alta della sottostante zona NP16, di *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971 che compare nella parte medio alta della NP 17, e di *Helicosphaera euphratis* HAQ, 1966 che compare alla base della soprastante NP18 (PERCH-NIELSEN, 1985).

Biozona NP18 (Eocene superiore), è compresa tra il tetto della zona NP17, e la comparsa di *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, 1954 (MARTINI, 1971). Ad essa sono state attribuite nannoflore contenenti *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *H. euphratis* HAQ, 1966, *D. bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971 *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *C. reticulatum* (GARTNER & SMITH, 1967) PERCH-NIELSEN, 1971.

Per quanto riguarda la parte più alta riconosciuta, le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate piuttosto scarse e sembrano essere indicative della parte alta dell' Oligocene inferiore (NP23). Le associazioni sono caratterizzate dalla presenza di *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER, 1970) WISE, 1973, *C. floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, *H. euphratis* HAQ, 1966, *D. bisectus* (HAY, MOHLER & WABE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971, *S. predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954. L'attribuzione dubitativa alla Zona NP23, potrebbe essere avvalorata dal mancato rinvenimento di *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKY, 1968, la cui LO definisce la base, e *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, la cui FO definisce il tetto della suddetta biozona.

Infine, si sottolinea che il mancato riconoscimento dei bioeventi basati su specie del genere *Chiasmolithus*, può essere dovuto allo stato di conservazione (di solito sono stati rinvenuti frammenti di esemplari, ed esemplari con evidenti segni di dissoluzione e/o ricristallizzazione che hanno impedito il riconoscimento a li-

vello specifico), e al fatto che questo genere è piuttosto scarso nei sedimenti mediterranei nell'intervallo Eocene medio - superiore (CATANZARITI *et alii*, 1997).

Il limite inferiore e superiore è stratigrafico rispettivamente con **SEI** e **ALV**.

Lo spessore non è inferiore a 450 m.

PALEOCENE INFERIORE-OLIGOCENE INFERIORE p.p.

1.3. - ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (**ALV**)

Da un punto di vista litologico questa unità è rappresentata da argilliti di aspetto scaglioso di colore variabile dal rosso-violaceo al grigio plumbeo e/o bluastro (Fig. 8) con sporadiche intercalazioni di strati marnosi, di calcari micritici e subordinatamente calcareniti bioclastiche di colore chiaro formanti livelli di spessore variabile da alcuni centimetri a 2-3 decimetri. In alcune località, come ad esempio Cava di Argilla poco a est di Spinete, sono inoltre presenti livelli centimetrici di arenarie grigiastre, a granulometria sottile, contenenti mica muscovite.

Buone esposizioni delle Argille Varicolori Superiori sono osservabili nei pressi dei centri abitati di Baranello, Colle D'Anchise, Spinete, Casalciprano e Campobasso. Altri estesi affioramenti di argille policrome sono localizzati in destra del Fiume Biferno tra gli abitati di Casalciprano ed Oratino, poco a nord di Colle Santacroce ed in località Vignole circa 4 km a SO di Campobasso.

A causa della elevata componente argillosa, a questo intervallo stratigrafico



Fig. 8 - Località Cava di Argilla, circa 1,5 Km ad est dell'abitato di Spinete. Esposizione di argille rosse e bluastre con sporadici livelli centimetrici di marne, calcari ed arenarie dell'unità **ALV**.

si associa generalmente una diffusa franosità. Ciò si riscontra in modo particolarmente evidente in località Cava d'Argilla dove un ampio fenomeno franoso interessa l'intero versante fino al fondovalle del fiume Biferno. Nel settore a nord e nord-est di Campobasso le argille policrome assumono una colorazione prevalentemente grigio-verdastra ed aumenta la componente marnoso-calcareo; si riconoscono infatti strati da centimetrici a metrici di marne color avana e calcari marnosi siliciferi (tipo pietra paesina). Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino profondo con locali apporti torbiditici carbonatici e silicoclastici.

Lo studio dei nannofossili calcarei nella zona di Valli ha permesso di attribuire la parte alta dell'intervallo considerato ad un generico Miocene inferiore (Fig. 3) per la presenza di: *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *C. floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971 e *D. hesslandii* (HAQ, 1966) HAQ & LOHMAN, 1976. Sono assenti i foraminiferi planctonici. La base dell'unità non è nota. Le Argille Varicolori Superiori, all'interno del Foglio Campobasso, comprendono il membro delle marne, argille con livelli calcarei, (**ALV₂**) ed una litofacies calcarea (**ALV_a**). Quest'ultima è quasi esclusivamente compresa all'interno del membro (**ALV₂**), fatta eccezione per il settore nord-orientale del Foglio dove essa è presente anche all'interno delle argille policrome di (**ALV**). Il limite inferiore è stratigrafico con **NAC**. L'unità è ricoperta in discordanza dal flysch di S. Bartolomeo (**SBO**) il contatto è ben visibile in diverse località, in particolare nel settore a nord-ovest di Casalciprano. Lo spessore è di circa 400-650 m.

OLIGOCENE INFERIORE p.p.-MIOCENE INFERIORE.

1.3.1. - membro delle marne, argille con livelli calcarei di P.te Regio (**ALV₂**)

Questo membro affiora, in modo diffuso, in tutto il settore nord-orientale del Foglio e presenta caratteristiche molto variabili nelle diverse aree di affioramento.

Nel settore orientale del Foglio, nella parte compresa tra Campobasso, Vinchiatturo e S. Giuliano del Sannio, questa unità è rappresentata da alternanze di livelli centimetrici e decimetrici di argilliti e marne rosate o rossastre e talora verde chiaro, con livelli calcarenitici, calcilutitici e calcareo-marnosi, di spessore variabile da 2 a 20-30 cm (Fig.9), localmente siliciferi. Verso l'alto la componente calcarea (**ALV_a**) diventa dominante ed è rappresentata da calcareniti bioclastiche e litoclastiche, calciruditi bianche o grigie spesso ricristallizzate in strati di spessore da decimetrico ad oltre un metro (Fig.10), calcilutiti chiare e marne calcaree, con subordinati interstrati argilloso-marnosi rosati, rosso o verdastri. Nelle porzioni basse di questo intervallo sono visibili, negli strati calcarei, liste e noduli di selce di colore variabile dal rosso al nero al bianco (Fig.11).

Nel settore del Fiume Biferno l'unità **ALV₂** è invece caratterizzata dagli stessi



Fig. 9 - A nord di Campobasso, nei pressi di Colle Calvario, calcari marnosi laminati di spessore variabile da 2 a 10 cm con interstati argillosi e marnoso-argillosi di colore variabile dal grigio-verde al rosso, appartenenti al membro ALV_2 .



Fig. 10 - Successione calcarea ben stratificata osservabile in corrispondenza del versante occidentale della rupe su cui si erge il Castello Monforte nei pressi del centro abitato di Campobasso, appartenenti alla litofacies ALV_4 .



Fig. 11 - *Strato calcarenitico bioclastico con lista di selce di colore bianco dello spessore di circa 10 cm, nei pressi di S. Giuliano del Sannio, appartenenti alla litofacies ALV_a*.

litotipi descritti in precedenza ma con una dominanza delle componenti marnosa e argillosa su quella calcarea. Quest'ultima tende a concentrarsi in livelli lateralmente discontinui che, in affioramento, si presentano come blocchi (**ALV_a**), apparentemente isolati, di dimensioni frequentemente superiori a svariati decimetri. Tali elementi calcarei, di colore variabile dal nocciola al biancastro, si presentano per lo più stratificati e costituiti da calcisiltiti e calcilutiti con foraminiferi planctonici. In altre occasioni (in località Calvario, poco a sud di Baranello) sono state osservate breccie calcaree con elementi di dimensioni da centimetriche a decimetriche di aspetto intraformazionale e calcari con alveoline e nummuliti.

Da un punto di vista cartografico tali blocchi calcarei si ritrovano spesso allineati lungo fasce o raggruppati in aree ristrette. Tale distribuzione induce ad ipotizzare che questi blocchi possano rappresentare degli originari livelli calcarei successivamente disarticolati durante il trasporto tettonico delle falde. È inoltre ipotizzabile che questi originari livelli stratigrafici calcarei non fossero continui a grande scala (geometria tabulare) ma che presentassero originarie variazioni di spessore legate probabilmente a forme di canalizzazione. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino profondo con frequenti apporti torbiditici carbonatici.

Questa unità poggia stratigraficamente su **ALV** e passa verso l'alto, in modo

netto, a **FYN** e **FYN₆**. Tale unità è ricoperta in discordanza da **SBO**. Lo spessore varia da 300 a circa 600 m.

MIOCENE INFERIORE

1.4- - FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)

Questo intervallo stratigrafico affiora in lembi circoscritti in tutto il settore centro-orientale del Foglio. In particolare ottime esposizioni sono presenti tra Spinete e Colle d'Anchise lungo la strada che borda a sud il rilievo di Collalto, tra Fonte Mastrodonato e Costa Casale, ed in varie località a sud e a nord-est di Vinchiaturò.

L'unità risulta costituita prevalentemente da quarzoareniti di colore giallo ocra, grigie o anche marrone, generalmente in livelli massivi e raramente con accenni di gradazione (Fig. 12). La caratteristica fondamentale di tali arenarie è la presenza di granuli di quarzo ben arrotondati e smerigliati. Localmente alle quarzoareniti si intercalano strati sottili di argille marnose grigio-verdi e livelli calcarei grigiastri di spessore decimetrico. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino torbido profondo.

Lo studio integrato a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, nell'area molisana della valle del Fiume Trigno, ha permesso di attribuire la fine della se-



Fig. 12 - In corrispondenza del settore settentrionale di Monteverde, esposizione di banchi di spessore metrico di quarzoareniti del flysch numidico (**FYN**).

dimentazione delle arenarie umidiche al Burdigaliano *p.p.* e in particolare alla zona a nannofossili calcarei MNN3b e alla subzona a foraminiferi planctonici MMi2b (Fig. 3). In particolare, sono state riconosciute le seguenti subzone a nannofossili calcarei e a foraminiferi planctonici:

zona MNN3b, copre una parte del range di distribuzione di *Helicosphaera ampliapertura* tra la *Last Common Occurrence* (LCO) di *Sphenolithus belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 (alla base) e la *First Common Occurrence* (FCO) di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, 1953 (al tetto) (FORNACIARI *et alii*, 1996); ad essa sono stati attribuiti livelli stratigrafici caratterizzati dalla presenza di *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, e di sporadici e rari esemplari di *S. belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 e *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953; si sottolinea, inoltre, che subito sopra il top delle arenarie umidiche è stata individuata la FCO di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953.

subzona MMi2b è stata riconosciuta attraverso l'identificazione della *Last Occurrence* (LO) di *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937, evento che marca il top della subzona MMi2b secondo lo schema biostratigrafico di IACCARINO *et alii* (2007). La LO di *C. dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937), è stata riconosciuta poco sopra il top delle arenarie umidiche. Inoltre sono state riconosciute nelle associazioni a foraminiferi planctonici *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL, 1966), *Globigerinoides subquadratus* (BROENNIMANN, 1954), *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN & JARVIS, 1936) gr., *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937) e dell'acme di abbondanza di *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY, 1939) (presente nel Burdigaliano, riportato da LIRER *et alii*, 2007).

Questa unità poggia su **FYN₆** (con cui è parzialmente eteropica), in alcuni casi le quarzoareniti poggiano direttamente sull'unità (**ALV₂**) come accade nella zona ad est di Casalciprano e nei pressi di M. Zolfo posto poco ad est di Spinete. Superiormente è ricoperta in discordanza da **SBO**. Lo spessore massimo affiorante è di circa 350 m.

BURDIGALIANO SUPERIORE.

1.4.1. - membro delle argille marne e calcari spongolitici (**FYN₆**)

Questa unità affiora esclusivamente nei settori orientali del Foglio, in particolare a nord dell'abitato di Colle D'Anchise e a sud di Baranello e nell'area ad O e SO di Busso. Un altro importante settore di affioramento di questa unità è localizzato lungo l'allineamento Diamante - Taverna Vecchia, immediatamente a nord-ovest di Vinchiaturò. Altre aree minori di affioramento sono localizzate nei pressi del centro abitato di Oratino e nel settore ad ovest di Ferrazzano. Da un punto di vista litologico questa unità è costituita da argille ed argille marnose di colore



Fig. 13 - Argille marne e calcari spongoliti esposti in località Lago Ranallo, circa 2 Km a SO di Baranello, appartenenti al membro (FYN₆).

crema o grigio-verdastre con intercalazioni di livelli calcarenitici, biocalcarenitici e marne di spessore variabile da qualche centimetro ad 1.5 m (Fig. 13). I livelli calcarei presentano frequentemente laminazione piano-parallela o incrociata, riconducibile agli intervalli di Bouma c-d, e sono caratterizzati dalla presenza di spicole di spugna e di foraminiferi planctonici. L'ambiente di sedimentazione è di tipo bacinale profondo con apporti carbonatici torbiditici.

Lo studio integrato a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei ha permesso di attribuire la sedimentazione dell'intervallo considerato alla zona a nannofossili calcarei MNN3a (Burdigaliano *p.p.*) in corrispondenza dell'intervallo di distribuzione di *S. belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 (Fig. 3). Al momento, non è nota esattamente la base di questo intervallo, per cui non è detto che essa non possa essere all'interno della subzona a nannofossili calcarei MNN2b (Burdigaliano *p.p.*).

L'unità (FYN₆) si ritrova costantemente al di sopra del membro delle marne argille con livelli calcarei di P.te Regio (ALV₂) e passa, verso l'alto, alle quarzoareniti del resto dell'unità (con cui è anche parzialmente eteropica) tramite un passaggio che, in alcuni casi, è chiaramente per alternanza. Il limite superiore è inconforme con discordanza angolare con SBO. Lo spessore varia da assente a circa 100-300 m.

MIOCENE INFERIORE

2. - UNITA' MATESE-FROSOLONE

Le successioni carbonatiche e bacinali attribuite in letteratura in larga parte all'Unità Matese - M. Maggiore *Auct.* ed alla Unità di Frosolone *Auct.* (D'ARGENIO *et alii*, 1973), sono state qui raggruppate in una unica Unità tettonica in cui sono riconoscibili le transizioni tra ambienti di piattaforma carbonatica più o meno protetta, margine, scarpata e bacino. L'evoluzione miocenica di tali successioni è caratterizzata da una storia tettonosedimentaria pressochè omogenea, ovvero differenziata stratigraficamente da variazioni relative ai differenti contesti paleoambientali e morfologici.

2.1. - SUCCESSIONE DEI MONTI DEL MATESE

La base della successione affiora esclusivamente nei fogli limitrofi (Piedimonte Matese e Teano) ed è formata da dolomie essenzialmente intertidali del Triassico superiore - Giurassico inferiore.

Alle dolomie fanno seguito calcari di piattaforma del Giurassico affioranti sia nel settore occidentale dei Monti del Matese, tra Sesto Campano e Venafro (al di fuori del Foglio), che tra i rilievi adiacenti il lago del Matese e quelli ubicati ad O di Boiano, nel settore occidentale del Foglio.

Le successioni di Piattaforma carbonatica del Cretacico-Paleogene sono essenzialmente riconducibili a due tipi principali:

- 1) di ambiente di mare poco profondo (peritidale-subtidale), caratterizzate da *wackestone*, *packstone* e *grainstone* a molluschi, tra cui predominano rudiste. Questi terreni sono esposti in maniera estensiva nel Matese orientale e sono caratterizzati a livello medio cretacico da lacune stratigrafiche marcate da livelli bauxitici discontinui e non cartografabili. I terreni del Cretacico superiore sono ricoperti in paraconcordanza o in lieve discordanza da depositi miocenici (SELLI, 1957, 1962) di ambiente di piattaforma circalittorale (formazione di Cusano) e di scarpata emipelagica (formazione di Longano). I terreni miocenici hanno età compresa tra il Langhiano superiore e il Tortoniano medio, e registrano il progressivo "annegamento" della piattaforma carbonatica mesozoica all'approssimarsi del fronte tettonogenetico.
- 2) di ambiente di scarpata caratterizzate da risedimenti talvolta anche grossolani (*packstone*, *grainstone*, *rudstone*) con rudiste sia integre che in frammenti, orbitoididi e globotruncanidi. Tali successioni sono inoltre caratterizzate da appoggi stratigrafici discordanti, sovente marcanti ampie lacune stratigrafiche (area compresa tra il M. Miletto e l'abitato di Roccamandolfi). Le successioni di scarpata affiorano diffusamente in tutta l'area dei rilievi carbonatici e divengono predominanti nei settori settentrionale ed occidentale.

2.1.1.- *Calcarei a Palaeodasycladus (CPL)*

Calcareniti e calciluti grigio scure e nocciola, bioclastiche, talora peloidali e oncolitiche e rare intercalazioni di dolomie. La successione risulta ben stratificata con strati di spessore generalmente compreso tra 30 e 70 cm. I macrofossili più abbondanti sono gasteropodi e lamellibranchi. Tra i microfossili prevalgono le alghe dasicladali rappresentate per lo più da *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) i cui talli sono riconoscibili anche ad occhio nudo. I foraminiferi bentonici sono frequenti e rappresentati da associazioni a lituolidi, fra cui sono generalmente ben visibili esemplari di *Orbitopsella praecursor* (GUMBEL); si rinvencono inoltre *Siphovalvulina* sp., *Lituosepta* cf. compressa HOTTINGER, *Mayncina termieri* (HOTTINGER) e *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Nella parte alta sono presenti gusci spatizzati di lamellibranchi di grosse dimensioni della “Facies a *Lithiotis* Auct.”. La loro distribuzione è però molto discontinua per cui non possono essere cartografati. L’ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma carbonatica interna. Lo spessore totale non è misurabile in quanto non è affiorante la porzione inferiore. Gli spessori massimi rilevati sono di circa 200 m. Il limite superiore è stratigrafico e concordante con **CDO**.

GIURASSICO INFERIORE

2.1.2. - *calcarei oolitici ed oncolitici (CDO)*

Calcarei bianchi oolitici e calcari detritici e pseudoolitici di colore grigio avana e nocciola con intercalazioni di dolomie grigio giallastre, in strati di spessore tra 30 e 100 cm. Si rinvencono talora livelli ricchi in gasteropodi. Nella parte bassa sono presenti calcareniti oolitiche. Tra la macrofauna si riconoscono gasteropodi e coralli isolati. Nella parte alta prevalgono calcilutiti e calcareniti fini biancastre con gasteropodi. Tra la microfauna sono comuni valvulinidi, *Thaumatoporella* sp. e alghe verdi dasicladali, tra cui *Selliporella donzelli* SARTONI & CRESCENTI. L’ambiente deposizionale individua aree di piattaforma esterna evolvente verso l’alto a piattaforma interna. Lo spessore complessivo è di circa 250 m. Il limite inferiore è stratigrafico con **CPL**, quello superiore è per alternanza con **CCM**.

GIURASSICO MEDIO p.p.

2.1.3. *calcarei con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)*

Calcarei grigi e grigio scuri in strati medi e spessi, talora in banchi. Si rinvencono intercalazioni di calciruditi ad oncoidi e intraclasti e a luoghi calcareniti oolitiche. Tra la macrofauna si segnalano gasteropodi, chetetidi e coralli solitari. Tra la

microfauna nella parte bassa prevalgono *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK; la parte alta si caratterizza per la presenza di *Clypeina jurassica* FAVRE. Le caratteristiche deposizionali fanno ascrivere questi depositi ad un ambiente di piattaforma interna con sporadici episodi di alta energia. Lo spessore affiorante è di 350 m. Il limite inferiore è stratigrafico concordante con **CDO**, quello superiore è stratigrafico concordante per alternanza con **CRQ₁**, inconforme con **CBI**.

GIURASSICO MEDIO p.p. - SUPERIORE p.p.

2.1.4. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

Calcari grigi in strati da decimetrici a metrici, con frequenti livelli ricchi di gasteropodi (tra cui nerinee) e rudiste (tra cui prevalenti requienidi e talora caprinidi, caprotinidi e radiolitidi). Subordinatamente calcari scuri in strati sottili, calcari dolomitici e dolomie. La stratificazione è sempre ben evidente con strati generalmente tabulari; sono frequenti livelli lenticolari ed erosivi, di spessore da decimetrico a metrico, di calciruditi grano- o fango-sostenute a rudiste, nerineidi, coralli coloniali, intraclasti. Le successioni sono costituite da ripetute



Fig. 14 - Parte alta della successione di **CRQ**, sono presenti tasche con riempimenti bauxitici al contatto con i depositi di **RDO**. Località Campo Puzzo.

alternanze di calcilutiti a dasicladali, calcari stromatolitici e loferitici, calciruditi in matrice micritica a molluschi prevalenti, calcilutiti ad ostracodi e miliolidi con subordinati livelli di calcareniti ad orbitolinidi; questi ultimi diventano prevalenti nella parte alta. Le superfici superiori degli strati risultano spesso marcate da vene discontinue di argille rosse e verdi o da cavità paleocarsiche centimetriche e decimetriche, riempite da sedimento rossastro o giallognolo o da depositi bauxitici rimaneggiati (Fig.14). Gli intervalli stratigraficamente più bassi sono costituiti prevalentemente da litologie fini con calcilutiti e calcareniti fangose a foraminiferi e dasicladali e subordinati molluschi, e frequenti livelli di calcari oolitici ed oncolitici. Nella parte alta divengono predominanti intervalli bioclastici in matrice sottile, costituiti soprattutto da molluschi (Fig. 15), tra cui predominano le rudiste che talora possono formare piccoli *cluster* di limitata estensione laterale. Si segnala, nell'area di San Polo, la presenza di ripetute alternanze di calcareniti e calciruditi bioclastiche, a cementi stalattitici, in sequenze gradate, separate da livelli decimetrici di silt policromi associati a superfici erosive, filoni sedimentari e cavità da dissoluzione. Le associazioni litologiche evidenziano un ambiente deposizionale di piattaforma interna sebbene condizioni ambientali tipiche di aree più esterne, così come a circolazione ristretta ovvero continentali franche si siano periodicamente e/o localmente instaurate. Tra la microfauna sono rappresentate soprattutto alghe dasicladali e foraminiferi bentonici che



Fig. 15 - Livelli ricchi in rudiste (*requienidi*) e gasteropodi presenti nella porzione media della successione di **CRQ**. Località ad est di S. Michele.

costituiscono spesso associazioni molto ricche. I livelli a grana fine sono spesso caratterizzati da associazioni oligotipiche con ostracodi e piccoli miliolidi. Le forme più significative dal punto di vista biostratigrafico sono: *Campanellula capuensis* DE CASTRO, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Praturlonella danilovae* (RADOICIC), nella parte bassa, e *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Archeoalveolina reicheli* (DE CASTRO), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Mesorbitolina* spp., *Sabaudia* cf. *briacensis* ARNAUD-VANNEAU, *Triploporella marsicana* PRATURLON, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Orbitolina* gr. *subconcava*, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, *Cribellopsis arnaudae* CHIOCCHINI, nella parte alta. Tra i macrofossili si riconoscono *Caprina douvillei* PAQUIER, *Multiptyxis praeleuriaui* DELPEY, *Pchelinsevia coquandiana* (D'ORBIGNY), *P. blancheti* (PICTET-CAMPICHE), *Aptyxiella libanotica* DELPEY, *Eunerinea pauli* (PARONA), *Eoradiolites* sp., *Microschyza* cf. *heybroekei* DELPEY. Lo spessore complessivo varia tra 600 m e 650 m. E' stato riconosciuto un membro nella parte bassa (**CRQ₁**). Il limite inferiore è per alternanza con **CCM**, quello superiore è inconforme con **RDO**.

GIURASSICO SUPERIORE p.p. –ALBIANO p.p.

2.1.4.1- membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate (**CRQ₁**)

Calcari grigi con subordinati calcari dolomitici e dolomie grigie in strati spessi da 20 a 120 cm. Nella parte bassa sono presenti alternanze di calcareniti ad ooliti fibroso-raggiate e pseudoolitiche, calcilutiti a dasicladali, laminiti stromatolitiche. Calciruditi intrabioclastiche diventano prevalenti nella parte superiore e si alternano a calcilutiti loferitiche. Gasteropodi, fra cui nerinee, e bivalvi caratterizzano la macrofauna. Tra la microfauna si rinvencono *Clypeina jurassica* FAVRE e *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Trocholina* spp., *Salpingoporella annulata* CAROZZI. Le caratteristiche litologiche suggeriscono un ambiente deposizionale di piattaforma interna con episodi di maggiore energia. Lo spessore è di circa 300 m. Il limite inferiore è stratigrafico per alternanza con **CCM**. Il limite superiore è inconforme con **RDO**.

GIURASSICO SUPERIORE p.p. – CRETACICO INFERIORE p.p.

2.1.5. - calcari a rudiste e orbitoline (**RDO**)

Questa unità è costituita da calciruditi a rudiste (radiolitidi e caprinidi prevalenti), ostreidi e nerineidi, in matrice calcarenitica peloidale e calciruditi litoclastiche e bio-litoclastiche alternate a livelli calciruditi bioclastiche e oncolitiche (Fig. 16, 17), con oncoidi talora di grosse dimensioni. Frequenti sono



Fig. 16 - Località Costa alta. Tipico aspetto della stratificazione della porzione medio bassa della successione riferibile a **RDO**. Si osservano livelli ricchi in rudiste (prevalentemente radiolitidi) alternati a livelli biodetritici, in contatto talora erosivo.



Fig. 17 - Livelli ricchi in ostrèidi anche di grosse dimensioni si intercalano a differenti altezze nella successione di **RDO**. Località Costa Paradiso.



Fig. 18 - Nella porzione basale di **RDO** si riconoscono livelli di breccie, in cui nella matrice calcirudite e calcarenitica sono presenti grossi gasteropodi e rudiste intere e in frammenti.

livelli di lumachelle ad acteonidi. Si presentano in strati da centimetrici a metrici, talora in banchi, e/o a geometria lenticolari con base netta, a luoghi erosiva. Subordinatamente si alternano calcareniti ricche in gasteropodi e requienidi e laminiti e crostoni algali di spessore decimetrico. Nella porzione basale, in località Campo Puzzo sono stati segnalati da ACCORDI & PALLINI (1996), calcari ad ammoniti riconducibili alla Zona a Mantelli e ascrivibili al Cenomaniano inferiore. Si rinvenivano inoltre livelli fortemente lenticolari con base erosiva di breccie intraformazionali con clasti di dimensioni massime di 30-40 cm, gradate, in matrice bio-litoclastica contenente grossi molluschi (Fig. 18). Nella stessa area, così come presso San Polo e Boiano, sono segnalate intercalazioni di calciruditi a brachiopodi (GRAZIANO & TADDEI, 2008). Nella parte alta prevalgono calciruditi a radiolitidi e grosse caprinidi in posizione di crescita, in banchi di spessore metrico. Ad essi si intercalano sovente livelli bioclastici calcarenitico-calcirudite a base netta ed erosiva. Le associazioni litologiche evidenziano un ambiente deposizionale di piattaforma aperta, sebbene condizioni ambientali tipiche di aree più interne e/o a circolazione ristretta ovvero continentali franche si siano periodicamente e/o localmente instaurate. L'intervallo si caratterizza per la presenza di *Valdanchella dercourti* DECROUEZ & MOULLADE, *Neoiraqia insolita* (DECROUEZ & MOULLADE), *Orbitolina conica* (D'ARCHIAC) e *Ovalveolina crassa* DE CASTRO, nella parte bassa, e di *Biplanata peneropliformis* HAMAOUÏ & SAINT MARC, *Chrysalidina*

gradata D'ORBIGNY, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO) e *Murgeina apula* (LUPERTO SINNI), nella parte alta. La ricca associazione a molluschi è rappresentata da gasteropodi, quali *Nerita taramellii* PIRONA, *N. delorenzoi* FITTIPALDI, *Tylostoma schiosensis* BOEHM, *Nerinea tiferni* FITTIPALDI, *N. sub-nodulosa* FUTTERER, *Ptygmatis samnitica* (FITTIPALDI), *Acteonella ellipsoides* FITTIPALDI, *A. matensis* FITTIPALDI, *Pchelinesevia annulata* (GEMMELLARO), *Eunerinea ernesti* (PARONA), *Nerinea nobilis* MUNSTER, *Nerinea schiosensis* PIRONA e da rudiste, tra cui *Sauvagesia sharpey* BAYLE, *S. nicaisei* (COQUAND), *Schiosia carinatoformis* POLSAK, *Ichthyosarcolithes bicarinatus* (GEMMELLARO), *I. tricarinatus* PARONA, *Neocaprina gigantea* (GEMMELLARO), *Sphaerucaprina forojuliensis* BOEHM, *Caprina schiosensis* BOEHM, *C. carinata* BOEHM, *Neocaprina nanosi* PLENICAR. Lo spessore complessivo varia da 50 a circa 200 m in quanto tale unità è contraddistinta da notevoli variazioni di spessore e di geometria interna anche su brevi distanze. Il limite inferiore e superiore è inconforme rispettivamente con **CRQ** e **RDT**, in entrambi i casi talora è marcato da tasche e lenti di argille residuali.

ALBIANO SUPERIORE - CENOMANIANO p.p.

2.1.6.- calcari a radiolitidi (**RDT**)

Calciruditi e calcareniti bioclastiche grigie e subordinatamente dolomie e calcari dolomitici in strati e banchi da medi a spessi con base netta talora erosiva. I macrofossili più comuni sono le rudiste, rappresentate, nella parte bassa, prevalentemente da radiolitidi e subordinate ippuritidi, passanti verso l'alto ad associazioni ad ippuritidi prevalenti. Le rudiste si rinvergono spesso in livelli lentiformi decametrici caratterizzati da calciruditi bioclastiche costituite quasi esclusivamente da frammenti di gusci bioerosi e più o meno rimaneggiati di rudiste (Fig.19), e subordinati foraminiferi bentonici ed echinidi. All'interno delle lenti si rinvergono sparsi *cluster* di rudiste in posizione di crescita o subprimaria, talora associati a coralli coloniali. Sono frequenti inoltre gasteropodi e frammenti e radioli di echinodermi. La microfauna costituita da ostracodi, piccoli miliolidi e thauatoporelle, risulta abbastanza diversificata nei livelli a granulometrie fini ed è pressochè assente nei livelli ricchi in rudiste. I corpi calcarenitici e calciruditi bioclastici, che si associano ai corpi a rudiste in posizione primaria o subprimaria, mostrano frequente laminazione incrociata e talora superfici di erosione basali, e sono composti da detrito grossolano, male assortito, di origine bioclastica per oltre il 90% e talora contenente clasti neri. Alla base delle successioni prevalgono *grainstone/rudstone* bioclastici a frammenti e gusci di rudiste, raramente ritrovate in posizione di crescita, cui si alternano talora lumachelle ad acteonidi.

In località Ponte Arcicchio la successione carbonatica senoniana è



Fig. 19 - Località Serra Sbregavitelli. Depositi lentiformi gremiti di gusci e di frammenti di gusci costituiti prevalentemente da rudiste (radiolitidi e ippuritidi) presenti nell'unità RDT.

caratterizzata alla base e nella porzione intermedia della successione da *grainstone/packstone* e *rudstone/floatstone* bioclastiche da moderatamente a ben classate, le quali mostrano a luoghi una tessitura di tipo torbiditico e/o strutture trattive quali isorientamento e/o embriciatura dei granuli e *ripple*. Questi depositi si alternano, con contatti erosivi netti, a *mudstone* e passano verso l'alto a calciliti finemente laminate ricche in foraminiferi planctonici e spesso intensamente deformate da scivolamenti sin-deposizionali (*slumping*).

Il limite inferiore è inconforme con **RDO**; quello superiore è stratigrafico con **CBI**, inconforme con **CUS** e **LNG**. Tra i microfossili prevalgono *Aeolisaccus barattoloi* DE CASTRO, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC e *Murgeina apula* (LUPERTO SINNI); inoltre sono presenti valvulinidi, textulariidi, miliolidi, rotaliidi, lituolidi, nubecularidi, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, *Nummuloculina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Nezzazatinella* cf. *picardi* (HENSON), *Montcharmontia* cf. *apenninica* (DE CASTRO), *Pseudocyclammia sphaeroidea* GENDROT, calcispugne. Tra i macrofossili dominano le rudiste con le specie *Plagioptychus paradoxus* MATHERON, *Hippurites colliciatius* WOODWARD, *H. nabresinensis* FUTTERER, *H. sublaevis* MATHERON, *Vaccinites atheniensis* (KTENAS), *V. gaudry* MUNIER-CHALMAS, *V. gosaviensis* (DOUVILLE'), *V. oppelisantoniensis* (KÜHN), *V. taburni* (GUISCARDI), *V. vredenburgi* (KÜHN), *Radiolites flexuosus* (CATULLO), *Biradiolites*

acuticostatus (D'ORBIGNY), *Rajka spinosa* MILOVANOVIC, *Distefanella* cf. *bassani* PARONA, *Milovanovicia dobrunensis* SLISKOVIC, *Sauvagesia tenuicostata* POLSAK, *S. raricostata* POLSAK, *Durania canaliculata* PEJOVIC, *D.* cf. *apula* (PARONA), *Jerinella klinae* PEJOVIC; tra le nerinee si riconosce *Nerinea buchi* (BRONN). Le lito-biofacies riconosciute sono indicative di ambienti di piattaforma aperta caratterizzati da elevato idrodinamismo, o di piattaforma rapidamente evolvente da condizioni interne a condizioni di elevata energia, tipiche dei settori esterni della piattaforma, a luoghi segnati dall'individuazione di strutture canalizzate. Il limite inferiore è inconforme con **RDO**, marcato in modo discontinuo da lenti di argille residuali. Il limite superiore è stratigrafico netto talora erosivo con **CBI**, inconforme con **CUS**. Spessore in affioramento non inferiore a 150 m.

TURONIANO - CAMPANIANO p.p.

2.1.7.- calcari biolitoclastici con rudiste (**CBI**)

Calcareni e calciruditi grigio chiare, biancastre, in strati da 30 a 70 cm, bioclastiche con frammenti di rudiste (radiolitidi e ippuritidi), ostreidi e altri bivalvi, talora ben stratificate. Questi depositi assumono spesso un caratteristico



Fig. 20 - Località La Montagnola. Panoramica delle calcareniti grigio chiare e biancastre bioclastiche con frammenti di rudiste (radiolitidi), ostreidi e altri bivalvi presenti nell'unità **CBI**; queste risultano spesso ben stratificate.

aspetto saccaroide (“calcarei pseudosaccaroidi bianchi” o “cristallini” *Auctt.*) (Fig. 20). In località Rocca Muzza si rinvengono intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche ad elementi isorientati e fluitati, in strati non più spessi di 30 cm. Nell’area di Colle Crivari si ritrovano a varie altezze brecce in strati di spessore variabile fino a circa 1 m, a geometria spesso lentiforme. Esse sono costituite da litoclasti da subarrotondati a spigolosi, di dimensione variabile da qualche centimetro fino ad un massimo di 30 cm, provenienti principalmente dalle successioni giurassico-cretaciche sottostanti. Nella parte bassa le calcareniti si intercalano a calcari avana con rudiste (radiolitidi ed ippuritidi) non facilmente determinabili, in posizione di crescita. La microfauna è molto scarsa; si rilevano alghe verdi dasicladali (*Cymopolia* sp.) e *Orbitoides* sp. Le caratteristiche deposizionali suggeriscono contesti di margine di piattaforma-scarpata sommitale caratterizzati da differenti modalità di rimaneggiamento e trasporto dei sedimenti. Il limite inferiore è stratigrafico di tipo netto, talora erosivo con **RDT**, inconforme con **CCM** marcato talora da livelli di brecce in matrice marnosa verdastra. Il limite superiore è inconforme con **AEN**, **RIV** e **LNG**, il passaggio spesso è marcato da crostoni ferruginosi (*hard ground*). Lo spessore in affioramento è non inferiore a 250 m.

CAMPANIANO p.p. – MAASTRICHTIANO

2.1.8.- calcareniti con alveolinidi e nummulitidi (**AEN**)

Calcareniti biancastre e brecciole carbonatiche in strati da 30 a 50 cm. Spessore in affioramento una decina di metri, tale unità si rinviene attualmente solo in un esiguo affioramento L’ambiente di deposizione corrisponde a quello di una scarpata carbonatica. Tra la microfauna: nummulitidi, alveolinidi, amphistegine. Limite inferiore inconforme con **CBI**, limite superiore inconforme con **RIV** e **LNG**.

EOCENE p.p. (da letteratura).

2.1.9. - formazione di Cusano (**CUS**)

Calciruditi bioclastiche grigio chiare e/o bianche in strati di spessore compreso tra 30 e 100 cm con lithothamni, ostreidi, pectinidi, briozoi, echinidi, coralli e foraminiferi. Subordinatamente calcareniti bioclastiche grigie in strati di spessore compreso tra 20 e 80 cm con briozoi, alghe rosse, lamellibranchi e foraminiferi.

La stratificazione è sempre ben evidente, laddove non sia stata intaccata dalla deformazione tettonica, con strati generalmente tabulari costituiti sia da calcareniti e subordinatamente calciruditi fini in matrice di *packstone* e *grainstone* e da calciruditi grossolane in matrice di *floatstone* e *rudstone*.

La macrofauna è costituita da briozoi, tra cui: *Crisia* sp., *Idmidronea* sp., *Ho-*

loporella sp., *Cellaria* sp., *Hornera* sp., *Acanthodesia sawarthii* Sav. Aud., *Myriapora truncata* PALLAS, *Cupuladria* sp., *Lunulites* sp., *Porella* sp., *Pyripora* sp.; da pettinidi ed ostreidi, tra cui: *Pecten pseudobeudanti* Dep. Rom., *Pecten hornensis* Dep. Rom., *Chlamys holgeri* (GEINITZ), *Chlamys latissima* (BROCCHI), *Chlamys haueri* (MICHELOTTI), *Chlamys scabrella* (Lmk.), *Anomia rugosa* Schaf., *Ostrea lamellosa* (BROCCHI), *Neopycnodonte* sp.; da ostracodi, balanidi ed echinidi, tra cui *Echinolampas* sp. e *Scutella* sp., coralli e rari denti di pesci. Le alghe rosse sono rappresentate da rodoficee, tra cui: *Archeolithotamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Mesophyllum* sp., *Mesophyllum* del tipo “*macrosporangium*”.

La microfauna è costituita da foraminiferi, tra cui: *Textularia* sp., *Bigenerina* sp., miliolidi, *Cyclamina* sp., *Elphidium* sp., lagenidi, buliminidi, rotalidi, *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *A. lessoni* D'ORBIGNY, *Miogypsina* sp. e levoglobigerinidi *Globigerina* sp. e *Operculina* sp. I foraminiferi planctonici sono sporadici e aumentano nella parte alta dell'unità.

In accordo con i dati noti in letteratura, le litofacies che costituiscono questa unità miocenica sono indicative di piattaforma carbonatica aperta e in particolare di un ambiente circalittorale in condizioni climatiche subtropicali (BARBERA *et alii*, 1978; CARANNANTE, 1982; CARANNANTE *et alii*, 1987b; CARANNANTE & SIMONE, 1996).

Il limite inferiore è inconforme con **RDT**; il limite superiore è stratigrafico, netto con l'unità **LNG**, talvolta marcato da un livello di calcareniti fosfatizzate e glauconizzate di spessore centimetrico ben visibile in località Ponte Arcicchiario).

Lo spessore di questa unità varia da 0 a 40 m.

BURDIGALIANO – SERRAVALLIANO INFERIORE p.p.

2.1.10. - calciruditi poligeniche e calcareniti di *M. Crivari* (**RIV**)

Questa unità risulta costituita da calciruditi in strati non sempre ben definibili e banchi di spessore da metrico a decametrico con base netta e talora erosiva; a luoghi gli strati presentano una geometria lenticolare alla scala dell'affioramento. Le calciruditi sono costituite da clasti sia subarrotondati che a spigoli vivi, da centimetrici ad alcuni m³, provenienti prevalentemente da **CRQ** e **CBI** e subordinatamente da **AEN**, immersi in scarsa matrice siltoso-marnosa a cemento calcitico (Fig. 21, 22). Tali depositi rappresentano il prodotto di processi di trasporto in massa, di tipo *debris flow*. Le calciruditi passano verso l'alto a sottili livelli marnosi torbiditici che, nel complesso, raggiungono spessori inferiori a un metro, a definire sequenze a piccola scala tipo *fining upward*. Tali livelli marnosi sono più frequenti nella parte alta. Tali associazioni di facies individuano corpi canalizzati depositi in un ambiente di margine-scarpata. Lo spessore di questa unità risulta estremamente variabile, da 0 a circa 150 m. Il limite inferiore è inconforme, di tipo erosivo prevalentemente con i depositi appartenenti a **CBI**



Fig. 21 - Dettaglio delle calciruditi presenti nell'unità **RIV**, le dimensioni dei clasti risultano molto variabili, in particolare essi sono spesso fortemente arrotondati immersi in scarsa matrice marnoso verdastra. Gli strati risultano lenticolari alla scala dell'affioramento e con base erosiva.



Fig. 22 - A sud dell'abitato di Macchia-godena. Vista generale delle calciruditi mal stratificate, lenticiformi ed erosive che caratterizzano l'unità **RIV**, tali depositi sono costituiti da clasti da subarrotondati a spigoli vivi di dimensione molto variabile provenienti dalla serie carbonatica sottostante.

e talora ad **AEN**. Il limite superiore è stratigrafico con **LNG**; quando l'unità risulta di spessore ridotto il contatto è spesso marcato da superfici erosive e da croste ferruginose centimetriche (tipo *hardground*) e, a luoghi, si rinvencono, al contatto, riempimenti di filoni sedimentari.

LANGHIANO?-SERRAVALLIANO INFERIORE p.p.

2.1.11 - formazione di Longano (**LNG**)

Marne calcaree e calcari marnosi emipelagici di colore grigio alternati talora a marne verdi in strati sottili e medi (Fig. 23) con abbondanti foraminiferi planctonici tra cui *Orbulina* sp. Questi depositi si alternano talora a calcareniti massive giallastre, parzialmente ricristallizzate, di spessore variabile non superiore a qualche decimetro e a livelli torbiditici sottilmente stratificati. Nella porzione basale si rinvencono frequenti intercalazioni di calciruditi a geometria lenticolare, con base erosiva, in strati di spessore variabile non superiore a qualche metro. Essi sono costituiti da clasti carbonatici di dimensioni massime di alcuni decimetri, ben arrotondati, prevalentemente della serie carbonatica (**CRQ**, **CBI** e rari **AEN**), immersi in scarsa matrice marnosa giallastra. Tali depositi sono talora caratterizzati da una grossolana gradazione diretta. Essi individuano corpi



Fig. 23 - In corrispondenza del settore a sud di Roccamandolfi, marne calcaree e calcari marnosi emipelagici di colore grigio alternati talora a marne verdi in strati sottili e medi.



Fig. 24 - Depositi calciruditici intercalati a marne e calcari marnosi nella parte bassa dell'unità LNG. Panoramica dell'area a nord di Roccamandolfi in cui è particolarmente evidente la geometria fortemente lenticolare dei livelli calciruditici.



Fig. 25 - Dettaglio dell'organizzazione interna dei depositi calciruditici della foto precedente, costituiti da clasti della serie carbonatica locale spesso ben arrotondati immersi caoticamente in scarsa matrice detritica.

lenticolari di spessore complessivo di qualche decina di metri che si intercalano ai depositi marnosi e calcareo marnosi e sono ben visibili a Colle di Mezzo ed a nord dell'abitato di Roccamandolfi. (Figg. 24, 25). Le caratteristiche sedimentologiche indicano un tipo di deposizione emipelagica/pelagica e, localmente, torbiditica di scarpata continentale.

Lo studio integrato dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei (LIRER *et alii*, 2005) ha permesso di attribuire l'inizio della sedimentazione marina profonda della formazione di Longano al Serravalliano inferiore, ed in particolare alla parte bassa della zona a foraminiferi planctonici MMi6 (Fig. 3). Tale evento risulta essere leggermente più recente di quanto avviene nella successione della Montagnola di Frosolone dove la base della Formazione di Longano è stata datata alla base del Serravalliano (vedi paragrafo successivo). Il tetto, coincidente anche con l'inizio della sedimentazione terrigena del flysch del Molise, al Tortonian medio, e in particolare alla zona a foraminiferi planctonici MMi11 (Fig. 3).

Sono state riconosciute le seguenti biozone a foraminiferi planctonici:

biozona MMi6 *p.p.* è stata identificata dall'Acme Base (AB1) di *P. siakensis* (LE ROY, 1939) presente nella parte media della zona (SPROVIERI *et alii*, 2002), mentre al top è marcata dalla *First Occurrence* (FO) di *Paragloborotalia partimlabiata* (RUGGERI & SPROVIERI, 1970).

biozona MMi7 è stata individuata dalla (FO) di *P. partimlabiata* (RUGGERI &



Fig. 26 - Particolare del contatto di tipo erosionale dell'unità **RIV** sui depositi calcarei dell'unità **CBI**, si osserva che talora il contatto è marcato dalla presenza di filoni sedimentari.

SPROVIERI, 1970) alla base, e dalla FO di neogloboquadrinidi, al top. Sono state inoltre riconosciute le 3 subzone MMi7a, MMi7b e MMi7c. In particolare, sono state riconosciute la *First Common Occurrence* FCO e la LO di *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR, 1939) e l'*Acme End* (AE2) di *P. siakensis* (LE ROY, 1939), che secondo SPROVIERI *et alii* (2002) ricorre alla base della subzona MMi7c (Fig. 3).

biozona MMi8 è stata individuata dalla FO di neogloboquadrinidi, alla base, e dalla *Last Common Occurrence* (LCO) di *Globigerinoides subquadratus* (BROENNIMANN, 1954), al tetto.

biozona MMi10 è stata riconosciuta dalla LO di *Neogloboquadrina atlantica atlantica* (BERGGREN, 1972), bioevento che cade, secondo le datazioni proposte da HILGEN *et alii* (2000), nella parte intermedia di questa zona.

biozona MMi11 è stata riconosciuta attraverso la *First Regular Occurrence* (FRO) di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW, 1959) destrorsa, che ne individua la base secondo SPROVIERI *et alii* (2002). Poiché l'unità LNG risulta spesso variamente dislocata, lo spessore stimato, quando verificabile, risulta non inferiore a 70 m. Il limite inferiore è per contatto stratigrafico con RIV e CUS, talora marcato da croste ferruginose centimetriche tipo *hardground*, ed è inconforme con CBI, a luoghi segnato da riempimenti di filoni sedimentari (Fig. 26). Il limite superiore è stratigrafico con MSO, il passaggio, quando visibile, è per alternanze. *SERRAVALLIANO INFERIORE p.p. – TORTONIANO MEDIO.*

2.2. - SUCCESSIONE DELLA MONTAGNOLA DI FROSOLONE

2.2.1. - formazione di *M. Calvello* (VLO)

Questa formazione è costituita da calcareniti e calciruditi bianche di aspetto saccaroide. Gli strati sono sottili e medi e presentano talora laminazioni piano-parallele di spessore centimetrico; si alternano a bancate metriche di spessore compreso tra 1 e 5 m (Fig. 27), spesso a geometria lenticolare. Localmente (Monte Marchetta), sono presenti, all'interno degli strati, noduli di selce bianca e bruna. Nei pressi di Macchiagodena, a fosso Vallefredda e a Morgia Castagna, si osservano intercalazioni marnose e marnoso-argillose grigio-verdastre, spesse da 1 a 30 cm, associate a strati sottili di calcilutiti e calcareniti con rari foraminiferi planctonici. Sono presenti inoltre calciruditi e brecce organizzate in bancate di 2-3 m caratterizzate da clasti eterometrici, di diametro da 1 a 20 cm, costituiti talvolta da calcari oolitici avana di piattaforma. Si riconoscono talora *slumping* di spessore metrico (M. Marchetta). Raramente sono stati osservati depositi calcarenitico-calciruditi con frammenti di rudiste, coralli, echinodermi, ben visibili



Fig. 27 - Versante ovest di Colle Monaciello. Unità **VLO**, calcareniti bioclastiche in strati di spessore da 5-70 cm con livelli di breccie nella parte alta.

sulla superficie esterna degli strati. Le caratteristiche sedimentarie evidenziano una deposizione in un ambiente di scarpata esterna e/o bacino prossimale. Il contenuto paleontologico è costituito da rari foraminiferi planctonici ed orbitoididi. I terreni riferibili a tale unità costituiscono l'ossatura dei maggiori rilievi presenti nella Montagnola di Frosolone, Monte Pesco La Messa, Monte Marchetta, Colle Gonfalone. Sono presenti anche negli abitati di Castelpetroso e S. Angelo in Grotte e nell'ampia area a nord di Macchiagodena, comprendente fosso Vallefreda e Valle Rascito. In molte di queste località sono visibili sezioni rappresentative della formazione.

Questa formazione passa superiormente, talora con una leggera discordanza, a **FMO** e **FMO₁**. Il limite inferiore non è osservabile nel Foglio. Lo spessore affiorante della formazione è compreso tra 150-200 m.

CAMPANIANO p.p. – MAASTRICHTIANO (da letteratura)

2.2.2. - formazione di Monaci (**FMO**)

Tale unità è costituita da differenti associazioni litologiche non cartografabili; si riscontra una porzione prevalentemente calcarea, costituita da calciruditi in strati di circa 1-2 m con clasti a spigoli vivi di dimensioni massime 1-20 cm, composti da calcareniti bioclastiche biancastre con foraminiferi bentonici (alveolinidi e miliolidi). Le calciruditi si alternano a calcareniti bioclastiche con sottili orizzonti verdastri in strati tabulari, amalgamati, di spessore da 15 a 20 cm, ricche in foraminiferi bentonici (alveolinidi e nummulitidi). Questa associazione litologica affiora sulla Montagnola di Frosolone, nella porzione centro-occidentale, da Castelpetroso fino a Colle Campo di Fave, bordo settentrionale del Foglio. Tali depositi passano, lateralmente, a una porzione calcareo-marnosa, costituita da calcari marnosi rossastri e rosati a frattura concoide e da calcilutiti biancastre, in strati di 10-20 cm a geometria tabulare contenenti foraminiferi planctonici (*Morozovella* sp.) e radiolari; a questi depositi si alternano marne rosse con fiamme verdastre; verso l'alto, in questa associazione litologica, sono frequenti livelli di marne bianco-grigiastre spessi circa 20 cm. Sono talora presenti noduli e liste di selce grigia e bianca con spessori fino a 30 cm. Localmente, tra Indiprete e Colle della Macchia, affiorano termini prevalentemente calciruditi (Fig. 28)



Fig. 28 - Strada S. Angelo in Grotte-Castelpetroso. Unità **FMO**, calciruditi grossolane, passanti a calcareniti fini, con sopra un bancone di spessore inferiore a 1 m.



Fig. 29 - Versante occidentale di Colle Monaciello. Strati di calcari micritici rosati con selce rossa nel membro FMO_1 .

con elementi calcarenitici bioclastici provenienti in larga misura dalla sottostante unità VLO . Questa associazione litologica affiora estesamente nella porzione centro-settentrionale del Foglio, dai dintorni di Macchiagodena fino a Fonte S. Maria, al limite nord del Foglio e lungo la strada Macchiagodena-Castelpetroso. Nel complesso le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino caratterizzato da frequenti apporti detritici carbonatici provenienti dalla scarpata. L'unità è eteropica con un membro calcilititico marnoso (FMO_1). Nella parte superiore ed inferiore del membro sono presenti intercalazioni torbiditiche bioclastiche (alveolinidi e nummulitidi) spesse fino a 30 cm.

Il membro calcilititico marnoso (FMO_1) è costituito da calcilititi e marne, talora argillose, di colore rosso (Fig. 29) e verdognolo, più raramente biancastre, in strati generalmente sottili, con frequenti livelli di selce grigiastra e rosso fegato (FMO_1) ricche in *Morozovella sp*, *Acarinina sp*, *Globigerinatheka* e *Hantkenina*. L'ambiente deposizionale è di tipo bacinale. Tale membro prevale, in affioramento, soprattutto nei settori più orientali ed è spesso fino a 120 m.

L'unità, nel suo complesso, presenta spessori fino a 300 m, poggia su VLO con limite inconforme e talora con leggera discordanza e passa superiormente a GOD in modo graduale per l'aumento delle marne grigio-verdastre e la riduzione

dei livelli bioclastici torbiditici. È inoltre in contatto superiormente con **RIV** con un limite inconforme.

EOCENE.

2.2.3. - formazione di Macchiagodena (**GOD**)

Marne calcaree ed argillose, subordinatamente argille, in prevalenza di colore grigio-verdastro, talora con fiamme rosate (porzione inferiore), in strati di 5-60 cm; si alternano abbastanza regolarmente a calcilutiti biancastre e grigio chiaro a frattura concoide, ricche in foraminiferi planctonici, in strati di 8-10 cm con liste e lenti di selce nerastra. Sono inoltre presenti in tutta la formazione, ad intervalli irregolari, calcareniti bioclastiche medio-grossolane di colore nocciola e grigio, ricche in foraminiferi bentonici (*Operculina*, *Amphistegina*, *Lepidocyclina*), in strati da 5 a 30 cm (Fig. 30), che talora raggiungono il metro di spessore. Nelle calcareniti a grana più fine si osservano anche spicole di spugna. Localmente (ad es. sulla strada S. Angelo in Grotte-Bertoni), l'unità è costituita da un'alternanza ritmica di marne calcaree grigio chiaro in strati di 20-60 cm con marne argillose grigio-verdastre in strati di 5-20 cm (il rapporto tra i due litotipi varia da 2:1 a 4:1). Le caratteristiche sedimentarie evidenziano una deposizione in un bacino



Fig. 30 - Settore settentrionale di Colle Fonte Marina. Alternanza ritmica di calcareniti a foraminiferi bentonici e marne argillose grigio chiaro, presenti nell'unità **GOD**.

con frequenti apporti detritici provenienti dalla scarpata. L'unità affiora, con buone esposizioni, in varie località a nord di Macchiagodena (Piana dell'Agnello, Boccafolle), nei dintorni di S. Angelo in Grotte (strada per il cimitero) e lungo la strada S. Angelo in Grotte-Castelpetroso.

La formazione di Macchiagodena poggia stratigraficamente, per alternanze, su **FMO**; il passaggio è marcato da un progressivo aumento delle marne che diventano grigio-verdoline e dalla netta riduzione della selce. Superiormente la formazione di Macchiagodena passa, con limite inconforme, a **RIV** e **LNG**. Lo spessore di questa formazione è molto variabile da pochi metri fino a 150 m. *OLIGOCENE-BURDIGALIANO p.p.* (da letteratura).

2.2.4. - calciruditi poligeniche e calcareniti di M. Crivari (**RIV**)

Questa unità risulta costituita da calciruditi in strati non sempre ben definibili e banchi di spessore metrico e decametrico, con base erosiva. Esse sono costituite da clasti subarrotondati e a spigoli vivi, da centimetrici ad alcuni m³, provenienti prevalentemente da **VLO** e subordinatamente da **FMO**, **AEN** e dalla serie carbonatica di piattaforma (**CCM** e **CRQ₁**), immersi in scarsa matrice siltoso-marnosa a cemento calcitico. Tali depositi rappresentano il prodotto di processi di trasporto in massa, di tipo *debris flow*. Le calciruditi talora passano, verso l'alto, a livelli marnosi torbiditici di spessore inferiore a un metro, a definire sequenze a piccola e a media scala di tipo *fining upward*. Generalmente è riconoscibile una geometria lenticolare di questi depositi. Tali associazioni di facies individuano nel complesso corpi canalizzati depostisi in un ambiente di margine-scarpata. La migliore esposizione di **RIV** è in prossimità dell'abitato di Macchiagodena; Colle Valtudino, Masserie Fonte Mancino, Colle Pezzo della Stella e il versante sud-orientale della Montagnola, tra Macchiagodena e Frosolone sono altre località dove è possibile osservare tali depositi.

Ampie esposizioni di **RIV** sono visibili a SO di Macchiagodena, lungo la strada Macchiagodena-Frosolone. In particolare lo studio integrato dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei nella sezione di Macchiagodena (Fig. 31) che comprende la porzione superiore di questa unità, in contatto stratigrafico con l'unità **LNG**, ha permesso di attribuire il tetto di **RIV** al Langhiano superiore/Serravalliano inferiore sulla base del riconoscimento della subzona a nannofossili calcarei **MNN5b** (Fig 3), nella parte basale di **LNG**.

Il limite inferiore è di tipo erosivo, prevalentemente sui depositi appartenenti a **FMO** e **GOD**. Il limite superiore è stratigrafico con **LNG**; quando l'unità risulta di spessore ridotto, il contatto è spesso marcato da superfici erosive e da croste ferruginose (tipo *hardground*). Lo spessore complessivo di questa unità risulta estremamente variabile, da 0 a circa 150 m.

LANGHIANO?-SERRAVALLIANO INFERIORE p.p.

2.2.5. - formazione di Longano (LNG)

Questa formazione, equivalente al membro delle argille ad *Orbulina* (UAM₃) dell'unità argilloso marnosa presente nel Foglio n. 393 "Trivento", risulta costituita da marne calcaree e calcari marnosi emipelagici di colore grigio alternati talora a

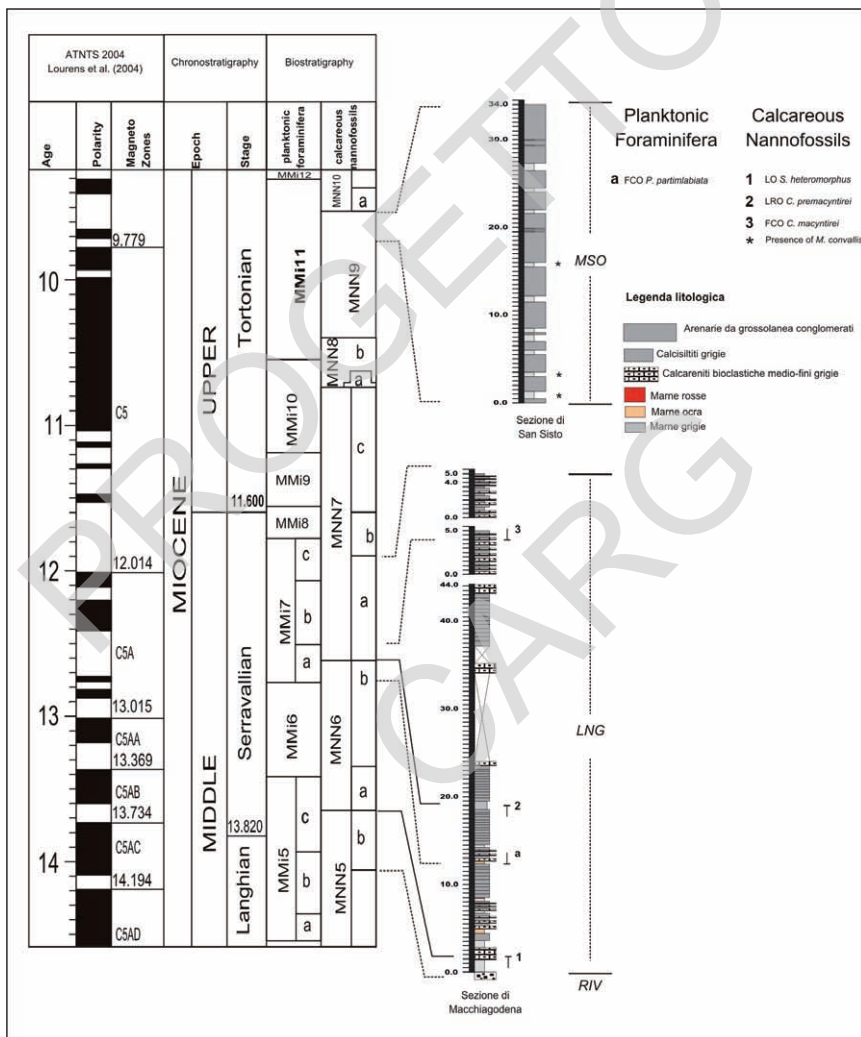


Fig. 31 - Sezione campionata per lo studio integrato dei foraminiferi planctonici e dei nanofossili calcarei, nella zona di Macchiagodena all'interno delle unità RIV, LNG, MSO. Biostratigrafia da Iaccarino et alii (2007).

marne verdi in strati sottili e medi con abbondanti foraminiferi planctonici tra cui *Orbulina* sp.. Questi depositi si alternano, talora, a calcareniti massive giallastre parzialmente ricristallizzate, di spessore variabile ma non superiore a qualche decimetro, e a livelli torbiditici sottilmente stratificati. Nella porzione basale si rinvencono intercalazioni di calciruditi a geometria fortemente lenticolare con clasti carbonatici di dimensioni massime di alcuni decimetri, ben arrotondati, prevalentemente della serie carbonatica (**VLO** e raramente **FMO**), immersi in scarsa matrice marnosa giallastra. Le caratteristiche sedimentologiche indicano un tipo di deposizione emipelagica, pelagica e localmente torbiditica in un ambiente di scarpata continentale.

Ampie esposizioni di **LNG** sono visibili a SO di Macchiagodena, lungo la strada Macchiagodena-Frosolone, a sud di S. Angelo in Grotte e Castelpetroso e nella porzione NO del Foglio (da Colle Pezzo della Stella fino a S. Onofrio).

Lo studio integrato dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei nella sezione di Macchiagodena (Fig. 31), che comprende esclusivamente la porzione basale e media della successione, ha permesso di attribuire l'inizio della sedimentazione dei terreni appartenenti alla formazione di Longano alla base del Serravalliano e in particolare alla parte alta della subzona a nannofossili calcarei **MNN5b** di FORNACIARI *et alii* (1996). In questa area la mancanza di affioramenti continui non ha consentito di identificare il tetto di questa formazione. In accordo con i dati di letteratura, per analogia con le successioni limitrofe e per considerazioni stratigrafiche si ipotizza che raggiunga anche in quest'area il Tortoniano medio.

Sono state riconosciute le seguenti biozone a nannofossili calcarei:

subzona MNN5b *p.p.*, definita alla base dalla *First Common Occurrence* (FCO) di *Helicosphaera walbersdorfensis* MULLER, 1974 e al tetto dalla *Last Occurrence* (LO) di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953 (Fornaciari *et alii*, 1996), è stata identificata sulla base di associazioni caratterizzate dalla presenza di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953, *Helicosphaera walbersdorfensis* MULLER, 1974, *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS, 1984.

zona MNN6, rappresenta un intervallo stratigrafico compreso tra la LO di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, e la *Last Common Occurrence* (LCO) di *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS, 1984 (Fornaciari *et alii*, 1996), bioeventi che sono stati entrambi riconosciuti nella sezione studiata. La presenza di coperture nella parte intermedia della sezione non ha permesso di individuare la FCO di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 (esemplari > di 7 µm) che avrebbe consentito di suddividere questo intervallo stratigrafico nelle due subzone MNN6a e MNN6b (Fornaciari *et alii*, 1996).

subzona MNN7a *p.p.*, è compresa tra la LCO di *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984 (la base) e la FCO di *Discoaster kugleri* Martini & Bramlette, 1963 (il tetto) (Sprovieri *et alii*, 2002); ad essa sono stati attribuiti i livelli stratigrafici

situati al disopra della LCO di *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984, e contenenti associazioni a nannofossili caratterizzate dalla presenza di comuni *Calcidiscus macintyreii* BUKRY & BRAMLETTE, 1969. Si ricorda che la FCO *C. macintyreii* BUKRY & BRAMLETTE, 1969 si registra nella parte bassa di questa subzona (SPROVIERI *et alii*, 2002). Il tetto di questa subzona non è stato riconosciuto.

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici è stata riconosciuta la seguente subzona:

subzona MMi7a è stata individuata dalla FO di *P. partimlabiata* (RUGGERI & SPROVIERI, 1970) che marca la base di questa subzona (SPROVIERI *et alii*, 2002). Purtroppo la presenza di coperture nella parte intermedia della sezione rende molto difficile il riconoscimento di altri bioeventi che caratterizzano questa subzona.

Il tetto di questa formazione non è stato riconosciuto. Età Langhiano superiore-Serravalliano superiore. Tuttavia, il riconoscimento della biozona a nannofossili MNN9 nella parte bassa del flysch del Molise, nella sezione di San Sisto, ad est dell'abitato di Macchiagodena, permetterebbe di estendere l'età della formazione di Longano al Tortoniano medio (Fig.3).

Poiché l'unità spesso risulta variamente dislocata, lo spessore stimato, quando verificabile, non è superiore a 150 m. Il limite inferiore è per contatto stratigrafico con **RIV**, talora marcato da croste ferruginose centimetriche tipo *hardground*, ed è inconforme su **FMO**, a luoghi segnato da riempimenti di filoni sedimentari. Il limite superiore è concordante con **MSO**.

SERRAVALLIANO INFERIORE p.p.-TORTONIANO MEDIO.

3. - UNITA' SINOROGENE

3.1. - FLYSCH DI SAN BARTOLOMEO (**SBO**)

Questa unità è ampiamente diffusa in tutto il settore centro-orientale del Foglio ed è rappresentata, così come è naturale per i depositi torbiditici e di tipo *wildflysch*, da differenti associazioni di litofacies che sono caratterizzate dalla predominanza di alcuni litotipi o dalla presenza di particolari aspetti stratigrafico-sedimentari. Durante il rilevamento sono state riconosciute tre associazioni di litofacies principali (non distinte cartograficamente) che vengono descritte di seguito.

Una associazione di litofacies a prevalenza arenacea, composta da: arenarie quarzoso-feldspatiche a scarsa maturità mineralogica, di colore generalmente giallo chiaro o marroncino, in strati e banchi di spessore da 20 cm a 6-8 m (Fig. 32), talora mostranti gradazione e/o laminazione con intercalazioni variabili, in frequenza e spessore, di argille azzurre o grigio-verdastre e marne. Le aree in cui questa associazione di litofacies è maggiormente esposta sono localizzate a nord



Fig. 32 - Esposizione di banchi arenacei del flysch di S. Bartolomeo (SBO), nei pressi di Casalciprano.



Fig. 33 - Livelli conglomeratici, del flysch di S. Bartolomeo (SBO), esposti nei pressi dell'abitato di Colle D'Anchise.



Fig. 34 - *Alternanza di strati arenacei, pelitici e marnosi dell'unità SBO, esposti in un taglio stradale nei pressi dell'abitato di Spinete.*

e nord-ovest dell'abitato di Spinete, nel settore a nord di Vinchiatureo e lungo il margine settentrionale del Foglio, nei pressi di Casalciprano. Localmente, a queste litologie, possono associarsi corpi di conglomerati poligenici, di spessore talora superiore al decametro, formati da elementi sub-arrotondati (talvolta di natura ignea e metamorfica) immersi in una matrice arenacea (Fig. 33), o olistoliti calcarei (**oc**) di dimensioni variabili dal metro a decine di metri. Il rapporto A/P in questa associazione di facies è sempre maggiore di 1. Le porzioni conglomeratiche sono ben esposte nei pressi del centro abitato di Colle D'Anchise e nell'area di Baranello, tra Colle Caricale e località Calcarella.

Una seconda associazione di litofacies è a prevalenza pelitica, composta da: argille marnose e marne argilloso-siltose di colore dal grigio-azzurro al beige molto compatte con sottili e talora rare intercalazioni di silt, arenarie e marne. Questa associazione di litofacies presenta un rapporto $A/P \ll 1$. E' presente tra la Piana di S. Rocca e Mass. Piana Casale a sud di Baranello e lungo il bacino del Fosso delle Cese dove è interessata da un esteso fenomeno franoso.

La terza associazione di litofacies presente è quella arenaceo-pelitica che è costituita da alternanze di livelli arenacei, pelitici e marnosi di spessore variabile da pochi centimetri a diversi decimetri (Fig. 34). Le arenarie, a granulometria generalmente medio-fine, presentano una composizione quarzoso-litica e si mostrano frequentemente laminate e talora gradate. Le peliti si presentano di colore

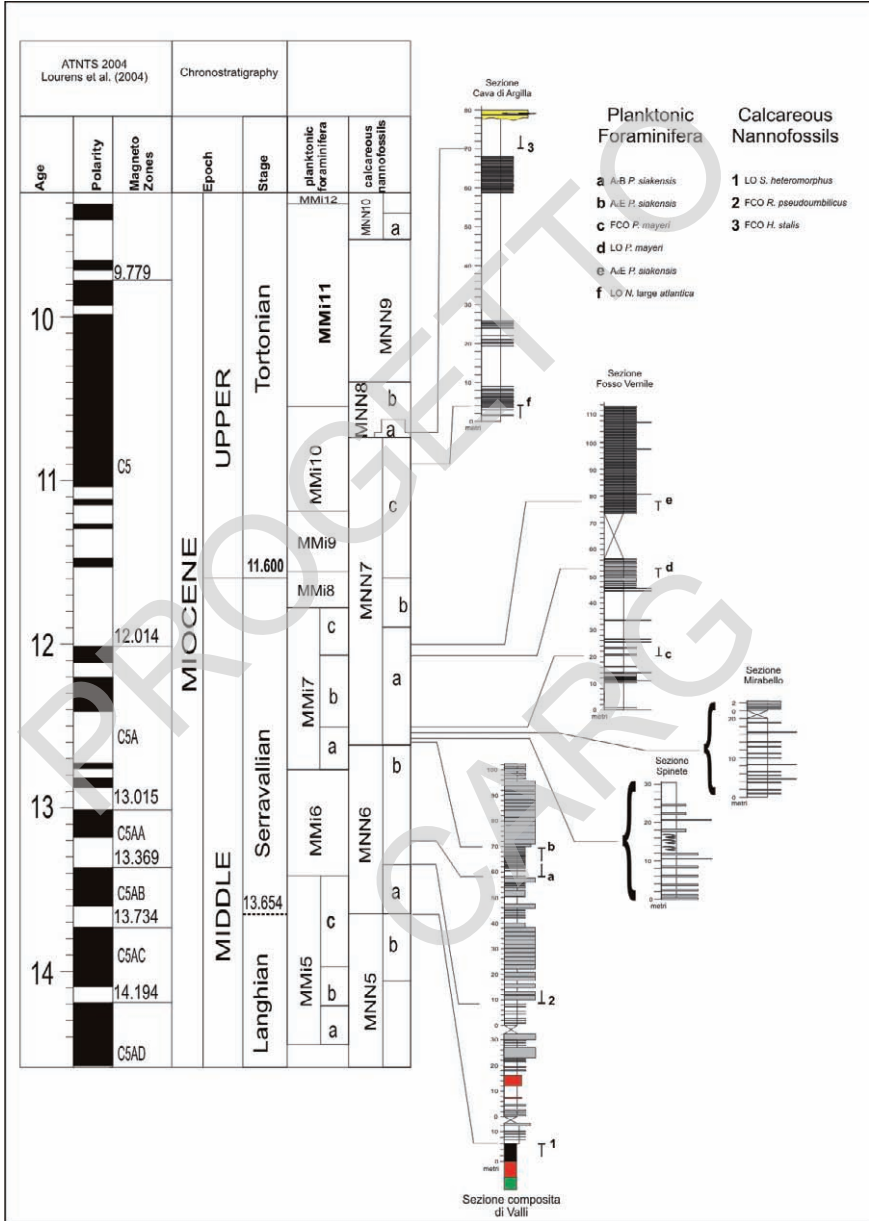


Fig. 35 - Sezioni campionate per lo studio integrato dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei, in diversi settori di affioramento del flysch di S. Bartolomeo. Biostratigrafia da LACCARINO et alii (2007).

variabile, dal grigio-azzurrognolo a verdastre o anche marroncine, e presentano frequentemente una composizione marnoso-siltosa. I livelli marnosi, distribuiti sporadicamente all'interno dell'alternanza arenaceo-pelitica, presentano generalmente colorazione crema o biancastra e spessori compresi tra pochi centimetri ed alcuni decimetri. Questa associazione di litofacies presenta un rapporto A/P prossimo a 1. Questa associazione è osservabile nei pressi dell'abitato di Spinete, a nord dell'abitato di Casalciprano e nel settore immediatamente a sud di Campobasso. Le associazioni di facies indicano la deposizione in un bacino torbido-caratterizzato da apporti di materiale extrabacinale. Nella parte alta dell'unità è stato cartografato un membro pelitico-arenaceo (**SBO₃**).

Lo studio integrato dei nannofossili calcarei e dei foraminiferi planctonici in diverse sezioni di **SBO** ha permesso di riconoscere diverse biozone (Fig. 35). Per quanto riguarda i nannofossili calcarei:

subzona MNN6a è stata attribuita sulla base di nannoflore caratterizzate dall'assenza di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953, dalla presenza di *H. walbersdorfensis* MULLER, 1974, *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984, insieme a rari esemplari di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 (esemplari > di 7 µm). Inoltre, è stata individuata la LCO di *C. floridanus* (ROTH & HAY in HAY et alii, 1967) BUKRY, 1971, bievvento che si registra nella parte alta della subzona secondo Sprovieri et alii (2002).

subzona MNN6b è stata riconosciuta per la FCO di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 (esemplari > di 7 µm), che ne definisce la base, e la presenza in quantità significative di *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984, la cui LCO ne definisce il tetto (FORNACIARI et alii, 1996).

biozona MNN7, compresa tra la LCO di *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984 (base) e la LCO di *H. walbersdorfensis* MULLER, 1974 (tetto), ad essa sono state attribuite associazioni contenenti *H. carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *C. miopelagicus* BUKRY, 1971, *R. pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, (> 7 µm), *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN, 1978, *C. macintyreii* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *H. walbersdorfensis* MULLER, 1974.

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici sono state riconosciute le seguenti biozone (Fig. 35):

zona MMi6 è stata riconosciuta per la presenza dell'Acme Base (AB1) di *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY, 1939) che cade nella parte bassa della biozona MMi6 di SPROVIERI et alii, (2002) (Fig. 3)

subzona MMi7a è stata riconosciuta per la presenza dell'Acme End (AE1) di *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY, 1939) che cade nella parte bassa della Subzona MMi7a di SPROVIERI et alii, (2002) (Fig. 3)

Questa unità si ritrova in appoggio stratigrafico discordante su *ALV*, *ALV₂*,

ALV_a e FYN con uno spessore massimo di circa 700 m.

SERRAVALLIANO-TORTONIANO.

3.1.1. - membro pelitico-arenaceo (SBO_3)

Questo membro affiora esclusivamente nel settore a sud di M. Vairano, tra Baranello e località Fornace. Ottime esposizioni sono osservabili in località Cava di Argilla e lungo il versante orientale di Colle Calicare ad est di Baranello. Da un punto di vista litologico è rappresentato da argille marnoso-siltose grigio-azzurre a cui si alternano arenarie arcoseo-litiche grossolane di colore variabile dal grigio-azzurro al giallo, con strati di spessore centimetrico e decimetrico, spesso laminati (Fig. 36). Sono visibili inoltre, a varie altezze stratigrafiche, livelletti centimetrici discontinui di materiale organico scuro. Nel complesso il rapporto A/P varia da $\ll a < di 1$. Le caratteristiche litostratigrafiche indicano la deposizione in un bacino torbido con scarsi apporti di materiale grossolano. Verso l'alto questo membro è ricoperto, in discordanza, da AQN . In questo membro sono state riconosciute le seguenti biozone a nannofossili calcarei (Fig. 35):

biozona MNN7 *p.p.*/MNN8a, questo intervallo è stato riconosciuto in base all'assenza di *C. premacintyreii* THEODORIDIS, 1984, e alla presenza di *C. macintyreii*



Fig. 36 - Nella zona a nord-est di località Cava di argilla posta nel settore ad ovest di Campobasso, esposizione di alternanze centimetriche e decimetriche di arenarie grigiastre e giallastre medio-grossolane e marne argillose grigio-azzurre del membro SBO_3 .

rei BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *H. walbersdorfensis* MULLER, 1974 e *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS, 1984. La presenza di abbondante rimaneggiamento non ha consentito di individuare in maniera univoca il limite tra le due biozone, rappresentato dalla LCO di *H. walbersdorfensis* MULLER, 1974 (RAFFI *et alii*, 1996).

subzona MNN8b è stata riconosciuta dalla FCO di *H. stalis* THEODORIDIS, 1984, evento che ne definisce la base (RAFFI *et alii*, 1996). Il tetto di questa subzona non è stato riconosciuto.

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici sono state riconosciute le seguenti biozone:

subzona MMi7b è stata riconosciuta per la presenza della FCO di *P. mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR, 1939) che ne definisce la base secondo lo schema biostratigrafico di SPROVIERI *et alii* (2002).

subzona MMi7c è stata riconosciuta in base alla presenza dell'Acme End (AE2) di *P. siakensis* (LE ROY, 1939) che cade all'interno della subzona MMi7c secondo SPROVIERI *et alii* (2002).

zona MMi10 è stata riconosciuta per la presenza della LO di *Neoglobobulimina atlantica atlantica* (BERGGREEN, 1972) che cade nella parte intermedia della zona MMi10 dello schema biostratigrafico di SPROVIERI *et alii* (2002), in accordo alla calibrazione astronomica riportata da HILGEN *et alii* (2000; 2003) per le sezioni di Gibliscemi e di Monte dei Corvi. Si ricorda che in HILGEN *et alii* (2000; 2003) la *N. atlantica atlantica* è chiamata *N. atlantica large size*. Per maggiori dettagli relativi alla diversa nomenclatura vedere FORESI *et alii* (2002). Spessore circa 200-300 m.

TORTONIANO

3.2. - FLYSCH DEL MOLISE (MSO)

Il flysch del Molise raggruppa tutte le successioni sinorogene di avanfossa del Miocene superiore in contatto stratigrafico sui depositi calcareo marnosi riferibili alle successioni della formazione di Longano *Auct.* (in questo Foglio suddivise in LNG e RIV) che in letteratura sono denominati diversamente a seconda dei settori di affioramento: arenarie di Frosolone (SELLI, 1962) per il settore settentrionale del Matese e nella zona della Montagnola di Frosolone e flysch di Pietraroia (SELLI, 1957) per le successioni del Matese orientale. Inoltre nel Foglio contiguo (Trivento) il flysch del Molise comprende i depositi noti in letteratura come arenarie di Agnone (SELLI, 1962).

Il flysch del Molise nei settori di affioramento del Foglio Campobasso risulta costituito da marne siltose, silt e argille grigio plumbee in strati fini tabulari, alternate a torbiditi pelitico-arenacee a granulometria fine tipo TBT. Rapporto A/P variabile da $\ll 1$ a < 1 . Nella parte bassa prevalgono livelli pelitici e marnosi;



Fig. 37 - Presso le cave di Campodiciello, argille marnose grigie con livelli centimetrici laminati di arenarie giallastre dell'unità MSO.

in particolare si rinvencono talora, argille ed argille marnose torbiditiche, scagliettate, di colore marrone chiaro, con frequenti patine manganesifere organizzate in strati sottili di spessore di pochi centimetri (loc. Santa Lira, Macchia). Tali livelli sono caratterizzati da potenza variabile ma, generalmente crescente verso le aree settentrionali. Nella porzione intermedia si rinvencono torbiditi, di spessore massimo di qualche metro, costituite da arenarie medio-grossolane, in cui si rinvencono prevalentemente strutture trattive con tappeti di trazione centimetrici (centro abitato di Roccamandolfi). Nella parte medio-alta talora si riscontra un aumento della componente arenacea con prevalenza delle torbiditi pelitico-arenacee (Fig. 37) alternate, talora, a torbiditi arenaceo-pelitiche con intervalli di Bouma tipo Tb-e; quest'ultima porzione, quando prevalente, è stata cartografata come litofacies pelitico-arenacea (MSO_a). Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino torbiditico profondo in facies di conoide. Nella parte alta dell'unità MSO è stato riconosciuto un membro arenaceo (MSO_1).

Lo studio dei nannofossili calcarei nella sezione di San Sisto, ad est dell'abitato di Macchiagodena (Fig. 31) ha permesso di definire l'inizio della sedimentazione dei depositi silicoclastici al Tortonian medio dello schema biostratigrafico adottato (Fig. 3). Le associazioni a foraminiferi planctonici sono risultate scarse

e biostratigraficamente poco significative. Per quanto riguarda il nannoplancton calcareo la presenza di *H. stalis* THEODORIDIS, 1984 e *Minylitha convallis* Bukry, 1973 permetterebbe di attribuire tali depositi alla parte alta della biozona MNN9 (RAFFI *et alii*, 2003).

Nell'area del Foglio Campobasso, la parte più alta della unità MSO corrispondente al membro superiore MSO₁, è stata attribuita ad un generico Tortoniano superiore per la presenza di nannofossili calcarei attribuibili a *Discoaster* a 5 raggi (FORNACIARI *et alii*, 1990; RAFFI & FLORES, 1995) e del riconoscimento nell'associazione a foraminiferi planctonici della *First Regular Occurrence* (FRO) di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW, 1969) ad avvolgimento destrorso come riportato in LIRER *et alii* (2005). Poiché i depositi di MSO₁ corrispondono in letteratura ai depositi del flysch di Cantalupo e del flysch di S. Elena, attribuiti da PATACCA *et alii* (1992a) al Messiniano inferiore, è possibile estendere tale età a questo membro.

L'unità MSO poggia stratigraficamente in concordanza su LNG, ed è ricoperto in discordanza da RCL. Poiché l'unità spesso risulta variamente dislocata, lo spessore stimato, quando verificabile, non è inferiore a 400 m.

TORTONIANO MEDIO – MESSINIANO INFERIORE?

3.2.1. - membro arenaceo (MSO₁)

Arenarie torbiditiche giallo-brunastre, a grana grossa, in strati da medi a spessi con base netta e banchi solitamente amalgamati (Fig. 38) con rari e sottili livelli di argille grigiastre al tetto. In questi depositi si rinvencono rare strutture sedimentarie rappresentate talora da una grossolana gradazione diretta; il rapporto A/P è molto maggiore di 1. Verso l'alto si osserva una diminuzione dello spessore degli strati e l'aumento di torbiditi arenaceo-pelitiche e pelitico-arenaceo in strati tabulari con intervalli di Bouma Tb-e; (Fig. 39) tali caratteristiche evidenziano una diminuzione del rapporto A/P che risulta in questa porzione maggiore e, in alcune aree (località Selvadonica), uguale ad 1. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino torbiditico profondo in facies di conoide prossimale. L'associazione a nannofossili calcarei è composta da: *Discoaster pentaradiatus* (TAN, 1927), *H. stalis* THEODORIDIS, 1984 e *R. pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969. Il riconoscimento della FCO di *D. pentaradiatus* (TAN, 1927) bioevento che marca la base della subzona a nannofossili calcarei MNN10b (RAFFI *et alii*, 2003) e la presenza di *R. pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 (si ricorda che l'inizio del Paracme di questo taxon, ovvero l'intervallo in cui esso risulta assente o molto raro e sporadico, marca la base della subzona a nannofossili calcarei MNN11a, in RAFFI *et alii*, 2003) indicherebbe che questa unità può essere attribuita alla subzona MNN10b (Tortoniano superiore),



Fig. 38 - Colle Castagneto, arenarie giallo-brunastre, a grana grossa, in banchi amalgamati dell'unità MSO_1 .



Fig. 39 - Località Selvadonica, alternanze centimetriche e decimetriche di arenarie ed argille marnose grigiastre all'interno dell'unità MSO_1 .

ma, per quanto riferito sopra, potrebbe estendersi al Messiniano inferiore.

La base della successione poggia, in contatto stratigrafico, su **MSO** ed **MSO_a**; tale contatto è talora marcato da un rapido aumento della componente arenacea; in alcuni casi è brusco; la successione è ricoperta, in discordanza angolare, con contatto probabilmente erosivo, da **RCL**. Lo spessore è di circa 300 metri.

TORTONIANO SUPERIORE – MESSINIANO INFERIORE?

3.3. - ARENARIE DI COLLE RICCIO (**RCL**)

Arenarie giallo-grigiastre, a grana medio-grossa, in strati di spessore variabile da 30 a 100 cm, a geometria tabulare (Fig. 40) o localmente amalgamati; nella parte bassa degli strati sono frequenti clasti di argille verdastre (Fig. 41). A diverse altezze si ritrovano intercalazioni di conglomerati monometrici, con elementi di diametro prossimo al centimetro, e poligenici, con clasti di rocce cristalline e sedimentarie in scarsa matrice arenaceo-siltosa, con un grado di arrotondamento elevato. I conglomerati si ritrovano in strati di dimensioni variabili fino ad 1 m, con base netta frequentemente erosiva. Generalmente il rapporto A/P è $\gg 1$. La parte bassa della successione, mal esposta, è rappresentata da arenarie a grana media e fine, in strati sottili, con intercalazioni di marne grigiastre. Localmente



Fig. 40 - Zona di Colle Riccio, arenarie giallo-grigiastre, a grana medio-grossa, in strati di spessore variabile da 30 a 100 cm. Unità **RCL**.



Fig. 41 - Zona di Colle Riccio, clasti argillosi in livello arenaeo grossolano presente all'interno dell'unità **RCL**.

(poco a nord di Colle delle Castagne) sono presenti, inoltre, nelle facies conglomeratiche grossi ciottoli e blocchi granitici arrotondati. Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione in un bacino torbiditico confinato con frequenti apporti di materiale extrabacinale.

La successione poggia con discordanza angolare, in contatto probabilmente erosivo, sui diversi termini di **MSO**. Arenarie in appoggio stratigrafico discordante su CRQ e RDT, riconducibili dubitativamente ad RCL, sono anche presenti in alcuni limitati affioramenti sul massiccio del Matese, nel settore compreso tra Boiano e Campochiaro.

Il limite superiore non è osservabile. Lo spessore valutato è non inferiore a 250 m.

L'età è presumibilmente riferibile al **MESSINIANO** per posizione stratigrafica.

3.4. - ARENARIE E CONGLOMERATI DI ACQUA NOCE (**AQN**)

Questa unità è ben esposta nel settore compreso tra l'ospedale regionale di Campobasso e Colle Serano e nella zona di Colle Longo. Litologicamente si tratta di arenarie quarzoso micacee giallastre, da fini a grossolane con, a luoghi, abbondante matrice marnoso-argillosa verdastrea e porzioni maggiormente diagenizzate



Fig. 42 - In corrispondenza del settore settentrionale di Colle del Carpine arenarie medio-grossolane ben cementate di spessore inferiore al decimetro e intervalli più ricchi di matrice marnoso-argillosa scarsamente cementati. Unità **AQN**.



Fig. 43 - Nel settore a nord-est di Colle del Carpine, livello lenticolare di micro-conglomerati poligenici con evidente classazione granulometrica e base erosiva. Unità **AQN**.

(Fig. 42). Le arenarie si presentano spesso laminate e sottilmente stratificate con intercalazioni centimetriche e decimetriche di argille grigio-azzurre e verdastre. Sono inoltre presenti livelli lenticolari di conglomerati poligenici, a clasti ben arrotondati (Fig. 43), che diventano più frequenti verso l'alto. La successione può essere rappresentativa della deposizione in un ambiente transizionale. **AQN** è in appoggio stratigrafico discordante sui diversi termini di **ALV** e di **FYN** e con **SBO**; verso l'alto passa stratigraficamente, per alternanza, a **NGL**. Lo spessore va da 100 a 350 m.

PLIOCENE INFERIORE ?

3.5. - CONGLOMERATI DI M. VAIRANO (**NGL**)

Questa unità affiora diffusamente tra Colle del Carpine e Colle S. Paolo e nella zona di Colle Serano ed è costituita da conglomerati poligenici ed eterometrici di spessore metrico a geometria lenticolare, con base erosiva. Tali depositi sono costituiti da clasti ben arrotondati di dimensione variabile da centimetrica fino a 30-40 cm, immersi in abbondante matrice arenacea grossolana (Fig. 44). I clasti sono prevalentemente di natura bacinale e rappresentati da marne, calcari marno-



Fig. 44 - In corrispondenza del versante meridionale di M. Vairano, livello conglomeratico poligenico all'interno dell'unità **NGL**. I clasti ben arrotondati sono di dimensioni centimetriche fino a 15 cm immersi in abbondante matrice arenacea grossolana



Fig. 45 - In corrispondenza del settore a sud-est di M. Vairano arenarie grossolane ben cementate e stratificate che passano verso l'alto a porzioni conglomeratiche, all'interno dell'unità **NGL**.

si, calcilutiti, calcareniti arenarie e selci e, subordinatamente, rocce ignee e calcari di piattaforma. Ai conglomerati si intercalano livelli di spessore variabile da decimetrico a metrico di arenarie grossolane ben cementate (Fig. 45). La successione può essere rappresentativa della deposizione in un ambiente transizionale. **NGL** è in contatto stratigrafico, per alternanza, su **AQN**. Il limite superiore non è affiorante. Lo spessore è di circa 250-300 m.

PLIOCENE?

4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Nel Foglio 405 Campobasso, i depositi quaternari sono presenti in tutti i contesti morfo-sedimentari, ma sono particolarmente significativi nei settori delle conche intramontane di Boiano e di Sepino, della valle del F. Biferno, della depressione tettono-carsica del lago Matese. Questi depositi consentono di ottenere dettagliate ricostruzioni, articolate in varie fasi temporali, dell'evoluzione geomorfologica di questo settore dell'Appennino. Si tratta di depositi continentali prevalentemente di genesi alluvionale e fluvio-limno-palustre, a cui si aggiungono i depositi derivanti dalla disgregazione fisica dei versanti, sotto forma di falde detritiche, e i depositi che caratterizzano le depressioni tettono-carsiche

e fluvio-palustri del Matese e del Sannio, nonché quelli di origine glaciale che caratterizzano gli ambienti altomontani del Matese. Nel complesso tali depositi hanno età comprese tra il Pleistocene superiore e l'Attuale, anche se in alcuni settori affiorano isolati lembi residuali di unità litostratigrafiche di età più antica del Pleistocene superiore. Dall'esame dei numerosi sondaggi reperiti si evince che anche in molti settori delle piane di Boiano e di Sepino, al di sotto della coltre di sedimenti fluvio-palustri più recenti, sono presenti depositi non affioranti in superficie, da mettere in relazione con un diverso assetto paleogeografico, che sulla base di datazioni assolute e dei risultati di analisi palinologiche e tephrostratigrafiche possono essere riferiti al Pleistocene medio, quando le conche erano prevalentemente soggette a condizioni lacuo-palustri.

I rilevamenti si sono basati su osservazioni di campo avvenute, in genere, lungo reincisioni naturali e tagli o scavi antropici. Per le aree di pianura povere di affioramenti, invece, ci si è avvalsi dei dati di sottosuolo derivanti dai numerosi sondaggi reperiti e dei dati disponibili in letteratura, nonché dei dati di sottosuolo derivanti da un sondaggio appositamente eseguito nell'ambito del Progetto CARG.

Le età sono state desunte principalmente in maniera relativa, grazie alla presenza di *tephra* ed alla diversa posizione geomorfologica occupata nel contesto del rilievo locale (criterio morfostratigrafico), nonché in maniera assoluta, grazie alla datazione di uno dei livelli vulcanici prelevati nel sondaggio S1 ed alle datazioni riportate in letteratura.

Nell'ambito delle successioni riconosciute è stata innanzitutto operata una distinzione tra unità in formazione, ubiquitarie, ed unità completamente formate. Nell'ambito di queste ultime, sono state definite unità riferite a specifici bacini sedimentari. In particolare sono stati distinti i depositi ricadenti all'interno delle conche intramontane di Boiano e di Sepino e della Valle del F. Biferno da quelli ricadenti all'interno della depressione tettono-carsica del Lago Matese. Nell'ambito di ciascun insieme, in presenza di superfici limite caratteristiche, i depositi sono stati organizzati in unità sintemiche; queste raggruppano depositi cronologicamente coevi legati a differenti contesti sedimentari. Per i depositi più antichi è stato possibile effettuare soltanto una caratterizzazione su basi litologiche o litostratigrafiche, non disponendo di dati sufficienti a consentire una suddivisione di tipo sintemico.

In particolare, per i depositi più recenti ricadenti nelle conche intramontane di Boiano e di Sepino e della valle del F. Biferno è stata definita l'unità sintemica **SIB**, che accorpa depositi rappresentativi di differenti contesti morfo-sedimentari (alluvionale **SIB_b**, palustre **SIB_{e3}**; piede di versante **SIB_{a3}**, glaciale **SIB_{c1}**) cronologicamente coevi. Tale sintema in base a vincoli cronologici derivanti da informazioni tephrostratigrafiche e morfostratigrafiche, è riferibile al Pleistocene superiore ed Olocene. Per i depositi più antichi, riferibili ad una diversa paleoge-

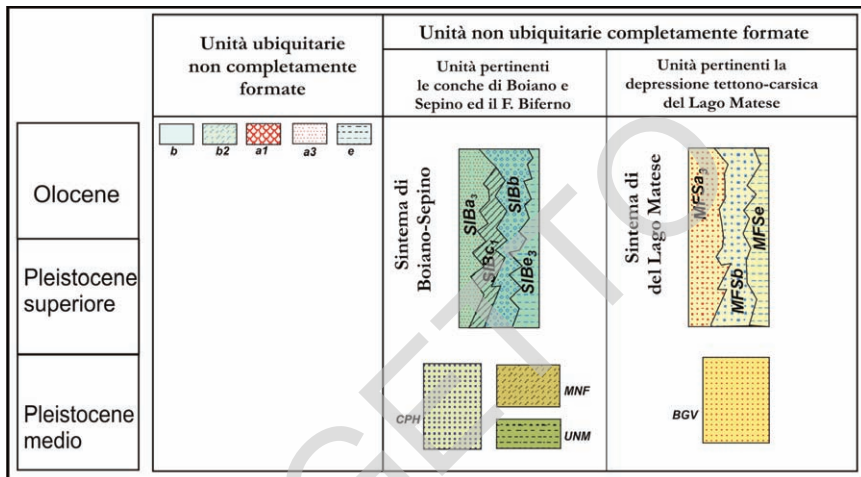


Fig. 46 - Schema semplificato dei rapporti cronostatigrafici dei depositi quaternari presenti nel foglio Campobasso.

ografia della conca di Boiano sono state definite tre unità litostatigrafiche informali costituite da: depositi alluvionali terrazzati (**CPH**), affioranti in lembi residui nel settore apicale della conoide di Campochiaro; depositi fluvio-palustri riferiti al paleobacino di San Massimo (**UNM**), affioranti in lembi a monte dell'abitato di San Massimo; depositi di origine glaciale (**MNF**), affioranti in lembi a quote inferiori ai 1000 m slm, ad est di Roccamandolfi. Analogamente per i depositi ricadenti nel bacino della depressione tettono-carsica del Lago Matese sono state definite una unità sintemica, che in base a considerazioni morfo-tephro-stratigrafiche è riferibile al Pleistocene superiore ed Olocene, ed una unità litostatigrafica più antica. L'unità sintemica raggruppa depositi alluvionali (**MFS_b**), detriti di falda (**MFS_{a3}**) e depositi lacustri e palustri (**MFS_e**) mentre l'unità litostatigrafica più antica (**BGV**) è costituita da breccie crioclastiche stratificate e tettonizzate, affioranti limitatamente alla base del versante di Serra Sbragavitelli e del M. Miletto.

Le unità ubiquitarie in corso di formazione sono rappresentative di differenti contesti morfo-sedimentari; corrispondono a detriti di falda (**a₃**), depositi alluvionali (**b**), depositi lacustri (**e**), depositi di frana (**a₁**), coltri eluvio-colluviali (**b₂**) e a depositi di origine antropica (**h**).

Nella Figura 46 è riportato uno schema dei rapporti crono-stratigrafici dei depositi quaternari del Foglio Campobasso.

4.1. - UNITA' COMPLETAMENTE FORMATE PERTINENTI LE PIANE DI BOIANO, DI SEPINO E IL BACINO DEL FIUME BIFERNO

Il rilevamento di campo e la lettura delle stratigrafie di sondaggio hanno permesso di discriminare, mappandoli, gli ambienti di sedimentazione ed i relativi depositi quaternari delle conche intramontane di Boiano e di Sepino e della valle del Fiume Biferno. I corpi sedimentari più superficiali presentano chiari rapporti di eteropia e pertanto sono stati raggruppati in un sintema, chiamato sintema di Boiano (**SIB**); le correlazioni interbacinale sono state effettuate sulla base di considerazioni morfo-stratigrafiche e sono state favorite dalla presenza di livelli vulcanoclastici (presenza del tephra del Tufo Giallo Napoletano -15 ka). Tale sintema comprende tutti i depositi sedimentati durante il Pleistocene superiore ed Olocene sotto forma di alluvioni a luoghi terrazzate (**SIB_b**), di detriti di falda (**SIB_{a3}**), di depositi palustri (**SIB_{e3}**) e di depositi glaciali (**SIB_{c1}**). Riguardo a questi ultimi la loro deposizione caratterizza solo il Pleistocene superiore ed in particolar modo il periodo dell'Ultimo Massimo Glaciale (Last Glacial Maximum -20 ka) e del Tardiglaciale (circa 12 ka).

I depositi più antichi del Pleistocene superiore affiorano solo in limitati affioramenti collocati lungo i bordi della piana di Boiano, sospesi sull'attuale livello di base della pianura; essi sono stati classificati sulla base delle loro caratteristiche interne e pertanto sono stati considerati come unità litostratigrafiche (**UNM**, **MNF**, **CPH**). I dati dei sondaggi hanno altresì chiarito che spesse successioni lacuo-palustri ed alluvionali del Pleistocene medio sono sepolte a diverse profondità nelle piane di Boiano e di Sepino. Circa le caratteristiche lito-stratigrafiche e paleoambientali di tali depositi sepolti nella piana di Boiano si rimanda al paragrafo 4.4.

4.1.1. - unità di San Massimo (**UNM**)

Depositi argillosi e limosi con laminazioni parallele di ambiente lacuo-palustre, con intercalazioni di materiali vulcanoclastici rimaneggiati e ciottoli arrotondati centimetrici, prevalentemente carbonatici. Le migliori successioni affiorano in prossimità dell'abitato di San Massimo, a poche centinaia di metri da Serra San Giorgio, sulla strada che da San Massimo conduce a Campitello Matese, intorno alle quote di circa 800 metri (Fig. 47).

Il limite inferiore è discordante sui depositi prequaternari; al tetto è evidente una superficie di erosione, suturata da depositi vulcanoclastici rimaneggiati e pedogenizzati e dai detriti carbonatici eterometrici di origine glaciale dell'unità **MNF**. Le datazioni assolute, eseguite da BRANACCIO *et alii* (1979) e da DI BUCCI *et alii* (2005) su alcuni livelli piroclastici, hanno restituito rispettivamente date



Fig. 47 - Serra S. Giorgio di San Massimo: i depositi fluvio-palustri dell'unità di San Massimo (UNM).

di 1,13-0,9 Ma e di 0,6 Ma dal presente. Pertanto tali depositi sono riferibili al *PLEISTOCENE INFERIORE p.p. - PLEISTOCENE MEDIO*.

4.1.2. - unità di Roccamandolfi (MNF)

Depositi fortemente eterometrici a clasti calcarei da sub-angolosi a sub-arrotondati, talora in abbondante matrice limo-sabbiosa, di origine glaciale, che caratterizzano i versanti del Matese adiacenti la conca di Boiano, nel territorio compreso tra Roccamandolfi e San Massimo, dove affiorano in lembi residui a quote inferiori ai 1.000 m slm. Tali depositi rappresentano i residui, risparmiati dall'erosione, di antichi depositi glaciali (Fig. 48). Vanno riferiti ad una o, con maggiore probabilità, a più glaciazioni e sono precedenti ai depositi glaciali scheletrici dell'unità **SIB_{c1}**.

Pertanto possono essere attribuiti in via tentativa al *PLEISTOCENE MEDIO*?



Fig. 48 - Località Serra S. Giorgio di San Massimo: i depositi dell'unità di Roccamandolfi (MNF)

4.1.3. - unità di Campochiaro (CPH)

La parte superiore della successione è costituita da ghiaie eterometriche, subarrotondate, cementate e stratificate, mentre la parte inferiore, non stratificata, risulta costituita da ghiaie eterometriche con abbondante matrice argillosa e sabbiosa (tipo “terre rosse”) (Fig. 49). La successione affiora alla base del versante carbonatico di Colle la Croce, in sinistra orografica del T. La Valle (dalla cava di inerti fino all’abitato di Campochiaro) e in prossimità della sorgente di Fonte Frascarello in destra orografica del torrente. Si tratta di lembi residui di depositi alluvionali, sospesi di circa 25-30 m dall’attuale *talweg* del torrente La Valle, di spessore variabile da 10 a 15 m, riferibili al settore apicale di una conoide terrazzata. Il limite inferiore è rappresentato da superfici erosive sviluppate sulle unità pre-quadernarie ed il limite superiore coincide in parte con l’attuale superficie topografica in degradazione ed in parte con il contatto discordante con i depositi del sistema **SIB**. In base a considerazioni morfo-stratigrafiche si può ritenere che l’unità **CPH** sia più antica del Pleistocene superiore e tentativamente riferibile al *PLEISTOCENE MEDIO?*.



Fig. 49 - Località Grotte di Campochiaro: i depositi dell'unità di Campochiaro (CPH).

4.1.4. - sintema di Boiano (SIB)

Nel sintema sono state accorpate le unità deposizionali depostesi durante il Pleistocene superiore e Olocene nelle conche intra-montane di Boiano e di Sepino, nel bacino idrografico del F. Biferno e nelle depressioni tettono-carsiche dei Monti del Matese (Campitello Matese; Campo Puzzo, ecc.) e della Montagnola di Frosolone (Valle Fredda, ecc.), attualmente drenate verso le suddette conche. Il limite inferiore del sintema è costituito prevalentemente dal contatto con il substrato pre-quadernario lungo i bordi delle piane; nell'area di Campochiaro corrisponde al contatto discordante con l'unità **CPH**. Verso la parte centrale delle piane, il sintema è in contatto con le unità quadernarie più antiche non affioranti in superficie, da cui è separato da discontinuità litostratigrafiche, biostratigrafiche e tephrostratigrafiche. Il limite superiore corrisponde all'attuale superficie topografica e solo localmente coincide con superfici erosive coperte a luoghi da depositi in formazione.

Età *PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE*.

Il sintema comprende le seguenti litofacies eteropiche:

SIB_{a3}) Depositi costituiti da clasti carbonatici eterometrici angolosi e subangolosi posti alla base dei versanti carbonatici del Matese e della Montagnola di



Fig. 50 - sintema di Boiano: la litofacies **SIB_{a3}** della falda detritica alla base del versante di Costa della Defenza tra Guardiaregia e Campochiaro.

Frosolone, sotto forma di falde e coni detritici e derivanti dalla loro disgregazione fisica. Le falde più ampie sono situate lungo la fascia pedemontana del versante di Costa della Defenza, tra Campochiaro e Guardiaregia, e alla base del versante della Civita di Boiano. Tuttavia numerose altre falde e coni detritici, anche sospesi di diverse centinaia di metri, caratterizzano, localmente, tutta la fascia pedemontana del versante matesino (per es. tra S. Polo e Campochiaro, tra S. Polo e Boiano, a Colle di Mezzo di Cantalupo del Sannio, ecc.) ed i piedi dei versanti che si affacciano sulle depressioni tettono-carsiche dei Monti del Matese e della Montagnola di Frosolone (Fig. 50). I detriti sono caratterizzati da una parte basale stratificata e cementata, e da una parte superiore scarsamente cementata e ricca di matrice vulcanoclastica derivante dal rimaneggiamento dei prodotti del Tufo Giallo Napoletano *Auct.* A luoghi le due parti della successione sono ben marcate da un livello più o meno discontinuo di depositi vulcanoclastici e/o da paleosuoli. Le analisi tephrostratigrafiche del livello vulcanico, campionato in diverse località, hanno permesso di riferire tale livello ai prodotti vulcanici distali dell'Eruzione Flegrea del Tufo Giallo Napoletano, di età di circa 15 ka (DEINO *et alii*, 2004). Gli spessori variano da pochi metri fino a circa 20 m. In base a considerazioni morfologiche e tephro-stratigrafiche l'età dell'unità può essere riferita al Pleistocene superiore-Olocene. In località S. Maria di Guardiaregia i depositi



Fig. 51 - sintema di Boiano: la litofacies SIB_{a3} in località S. Maria di Guardiaregia. Si nota che i detriti di falda del Pleistocene superiore-Olocene ricoprono in discordanza detriti più antichi che risultano essere basculati per l'attività della faglia quaternaria che borda il versante.

SIB_{a3} poggiano in discordanza angolare su detriti di falda più antichi cementati, ben stratificati e basculati verso monte (Fig. 51). Il limitato areale di affioramento di tali detriti di falda più antichi non ne ha permesso né la rappresentazione cartografica né una precisa collocazione cronologica.

SIB_b) Depositi costituiti da alternanze di livelli ciottolosi eterogenei ed eterometrici, con o senza matrice limo-argillosa di colore bruno marrone, di origine alluvionale e di livelli pedogenizzati di materiali argillosi e sabbiosi di colore bruno scuro, talora vulcanoclastici. I depositi caratterizzano le superfici terrazzate di origine alluvionale e sono generalmente sospesi di almeno 3 m sugli alvei attivi (Fig. 52). Gli spessori variano da pochi metri fino ad un massimo di 30 m. Sono in parte eteropici con i depositi limosi ed argillosi laminati di origine palustre (SIB_{e3}), ed in parte risultano incastrati al loro interno con contatti erosivi.

Nei settori di aggradazione pedemontana, allo sbocco dei torrenti che solcano i versanti settentrionali del Matese, i depositi sono costituiti da ciottoli e ghiaie eterometriche, prevalentemente carbonatiche, con clasti arrotondati e sub-arrotondati, clasto-sostenuti o con scarsa matrice vulcanoclastica e/o sabbioso-argillosa, in facies di conoide alluvionale (Fig. 53). Nei settori pedemontani delle Unità del Sannio le conoidi alluvionali sono costituite da depositi limo-sabbiosi



Fig. 52 - sistema di Boiano: la litofacies dei depositi alluvionali terrazzati (SIB_v) del T. Callora a nord della città di Boiano.

e sabbioso-ghiaiosi in matrice limo-argillosa. Si tratta di forme di deposizione fluviale, caratterizzate da dimensioni e pendenze molto varie, in stretta relazione con le dimensioni e la natura del bacino idrografico che li sottende. Lo sviluppo e la forma delle conoidi alluvionali sono stati controllati da numerosi altri fattori, quali il regime dei corsi d'acqua, la quantità di sedimento trasportato dal corso d'acqua, l'energia del rilievo, le condizioni di attività tettonica e le variazioni climatiche. In base alle caratteristiche morfologiche e litologiche, generalmente le conoidi alluvionali della piana di Boiano, di Sepino, della valle del Biferno e delle principali depressioni tettono-carsiche si possono differenziare in due grandi tipologie. Le conoidi alimentate dai torrenti che incidono il Massiccio del Matese l.s., che trasportano prevalentemente clasti carbonatici, hanno pendenze elevate ($> 1^\circ$). Le conoidi alimentate dai torrenti che incidono i rilievi montuoso-collinari impostati sulle unità del Sannio sono caratterizzate invece da un gradiente inferiore ad 1° ; si tratta di conoidi determinate da *debris flow* e/o *mud flow* la cui matrice, tipicamente argilloso-limosa, funge da supporto a clasti e frammenti rocciosi anche di grandi dimensioni in essa dispersi. Di conseguenza, mentre i depositi delle conoidi matesine, legati a processi più tipicamente fluviali, si presentano ben stratificati e ben gradati, i depositi delle conoidi del settore sannita non contengono strutture sedimentarie, e sono caratterizzati da una elevata quantità di matrice con clasti fango sostenuti. Le conoidi alluvionali si rinvengono, oggi, organizzate in



Fig. 53 - sintema di Boiano: i depositi alluvionali (**SIB_b**) in facies di conoide alluvionale affioranti nelle cave di Campochiario

due o più generazioni: le più antiche appaiono reincise e terrazzate, mentre le più giovani hanno apici localizzati a quote più basse e con le relative fasce distali ben raccordate alla piana alluvionale attuale.

Le più importanti deiezioni sono concentrate allo sbocco dei principali corsi d'acqua che dissecano il Massiccio del Matese. La più evidente e meglio documentata dalla letteratura è la deiezione che si sviluppa a valle dell'abitato di Campochiario, alimentata dal Torrente La Valle. Altre importanti deiezioni sono visibili nella fascia pedemontana relativa al versante matesino dei comuni di San Massimo, di Boiano, di San Polo, di Guardiaregia, di Sepino.

La presenza di lenti e sacche di materiali vulcanoclastici riferibili all'eruzione Flegrea del Tufo Giallo Napoletano - dato confermato dall'analisi di alcuni campioni prelevati in sondaggio ed in affioramento - sia nelle alluvioni terrazzate della pianura che nelle alluvioni delle conoidi, permette di attribuire i depositi al *PLEISTOCENE SUPERIORE- OLOCENE*.

SIB_{e3}) Depositi costituiti da alternanze di livelli argillosi e limo-argillosi laminati di colore bruno-scuro, talora organici e fossiliferi, di ambiente palustre e di livelli limo-sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi di origine alluvionale, cui si intercalano le vulcanoclastiti del Tufo Giallo Napoletano. Tali depositi caratterizzano i settori più depressi delle piane di Boiano e di Sepino dove, da dati di sondaggio, gli spessori risultano essere variabili da pochi metri fino a circa 30 m (Fig. 54),



Fig. 54 - sintema di Boiano: aspetto dei depositi fluvio-palustri (SIB_{c3}) prelevati nel sondaggio S1 alla profondità di circa 4 m dal piano campagna.

e le principali depressioni tettono-carsiche dei Monti del Matese e della Montagnola di Frosolone, che sono drenate verso la conca di Boiano (Campitello Matese, Campo Puzzo, Valle Fredda, ecc). L'età è Pleistocene superiore-Olocene. Localmente, in corrispondenza di alcuni sondaggi ubicati nella piana di Boiano, a profondità che non superano i 30 m, i depositi palustri poggiano su alternanze di depositi fluvio-palustri e lacuo-palustri, talora torbosi, con intercalazioni di materiali vulcanoclastici da caduta del distretto vulcanico di Roccamonfina, che si rinvencono fino a profondità superiori a 160 m. Le analisi tephrostratigrafiche, geocronologiche e palinologiche eseguite sui campioni prelevati dalle carote ha permesso di riferire tali depositi al Pleistocene medio, all'intervallo di tempo che va da un periodo precedente i 426 ka (OIS 13) fino ad almeno circa 330 ka (OIS 9), quando le conche intra-montane di Boiano e di Sepino erano prettamente sotto condizioni palustri.

SIB_{c1}) Depositi fortemente eterometrici a clasti calcarei da sub-angolosi a sub-arrotondati, in abbondante matrice limo-sabbiosa, di origine glaciale, che caratterizzano i versanti del M. Miletto e de La Gallinola a quote superiori ai 1.400 m slm, nonché l'interno di depressioni tettono-carsiche (Campitello Matese e Campo Puzzo) (Fig. 55). Gli spessori variano da pochi metri fino a circa 20 m. Circa l'età dei depositi glaciali ci sono poche informazioni cronologiche. Le ricostruzioni dei limiti delle nevi permanenti e la presenza di alcuni livelli piroclastici riferibili al Tufo Giallo Napoletano associati variamente ai depositi morenici (GIRAUDI, 1999) permettono di attribuire i depositi glaciali rinvenuti tra Monte Miletto e La Gallinola alla glaciazione würmiana, in particolare all'intervallo tra l'Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum*, circa 20.000 anni fa) e i successivi stadi tardo-glaciali, fino allo Younger Dryas. *PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*



Fig. 55 - sintema di Boiano: la litofacies dei depositi glaciali (SIB_{c1}) affioranti lungo un taglio stradale di Campitello Matese.

4.2. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE PERTINENTI LA DEPRESSIONE TETTONO-CARSICA DEL LAGO MATESE

Il rilevamento di campo in questo settore non è stato supportato da dati puntuali di sondaggio e pertanto non è stato possibile identificare i depositi più antichi del Pleistocene superiore e recuperare informazioni sullo spessore e sulle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni di riempimento della depressione tettono-carsica del lago Matese. I corpi sedimentari superficiali relativi a differenti ambienti sedimentari, in chiari rapporti di eteropia sono stati raggruppati in un sintema, chiamato sintema del Lago Matese (MFS), con il supporto di considerazioni cronologiche (presenza del tephra del Tufo Giallo Napoletano -15 ka) oltre che per rapporti morfo-stratigrafici. Tale sintema comprende tutti i depositi sedimentati durante il Pleistocene superiore ed Olocene sotto forma di alluvioni terrazzate (MFS_b), di falde detritiche (MFS_{a3}), di depositi lacustri e palustri (MFS_c).

I depositi più antichi del Pleistocene superiore (BGV) affiorano solo in alcuni limitati affioramenti collocati lungo i bordi del Lago in località Serra Sbragavittelli, e sono costituiti da detriti di falda basculati, di cui non è stato possibile recuperare nessuna informazione cronologica. Tali depositi sono stati assegnati ad un'unità lito-stratigrafica, riferita in via tentativa al *PLEISTOCENE MEDIO*.



Fig. 56 - Base del versante di Serra Sbregavitelli: breccie di versante cementate, stratificate e basculate dell'unità delle breccie di Serra Sbregavitelli (**BGV**).

4.2.1. - breccie di Serra Sbregavitelli (**BGV**)

Breccie carbonatiche eterometriche, con clasti da angolosi a sub-angolosi, clastosostenute, con matrice limo-sabbiosa, talora rosata, stratificate e cementate, alternate a livelli in cui la matrice è prevalente; affiorano in lembi residui alla base dei versanti carbonatici di Serra Sbregavitelli e di M. Miletto. Le giaciture evidenziano che, a luoghi, tali depositi risultano basculati da faglie (Fig. 56). Il limite inferiore è discontinuo sulle unità carbonatiche del Matese, mentre il limite superiore coincide con l'attuale superficie topografica. Localmente tali depositi sono in contatto discordante con i detriti di falda dell'unità **MFS_{a3}**. In base a considerazioni morfo-stratigrafiche e considerato il fatto che i depositi sono stati interessati da importanti attività tettoniche si può ritenere che l'unità **BGV** sia più antica del Pleistocene superiore e tentativamente riferibile al *PLEISTOCENE MEDIO*?

4.2.2. - sintema del Lago Matese (**MFS**)

Sintema che accorpa tutte le unità deposizionali formatesi all'interno della depressione tettono-carsica del Lago Matese durante il Pleistocene superiore e



Fig. 57 - *sintema del Lago Matese: località Capo Santa Maria del Lago Matese: la litofacies alluvionale MFS_b comprendente lembi e sacche di materiali vulcanoclastici del Tufo Giallo Napoletano Auct.*

l'Olocene ed in alcune depressioni sospese ed attualmente drenate verso il lago. Il limite inferiore è stato riconosciuto solo lungo i bordi del lago, dove coincide con una chiara superficie erosiva al contatto con il substrato pre-quadernario, mentre nella parte centrale non è stato possibile recuperare informazioni sugli spessori della successione di riempimento e sui rapporti con le unità più antiche non affioranti. Il limite superiore coincide con l'attuale superficie topografica e localmente con il contatto discordante con i depositi in formazione. L'età del sintema è *PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE*.

Il sintema comprende le seguenti litofacies eteropiche:

MFS_b Depositi fluviali e fluvio-torrentizi costituiti prevalentemente da ghiaie, con clasti fino alla dimensione dei blocchi, e da sabbie e depositi di conoide alluvionale costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti generalmente da sub-arrotondati a ben arrotondati, in abbondante matrice limoso-sabbiosa (Fig. 57). In alcune successioni esposte lungo i bordi del lago sono riconoscibili diversi eventi deposizionali separati da paleosuoli di colore rossastro. Tali depositi sono reinciati per alcuni metri dagli attuali corsi d'acqua, risultando terrazzati; verso il centro del lago si interdigitano ai depositi lacuo-palustri e residuali dell'unità **MFS_e** . Generalmente il limite superiore coincide con l'attuale superficie topografica e, localmente, con un suolo bruno scuro che risulta impostato su sedimenti derivanti



Fig. 58 - sintema del Lago Matese: versante meridionale di Monte Miletto, la litofacies MFS_{a3} alla base del versante in prossimità del Lago Matese.



Fig. 59 - sintema del Lago Matese: Lago Matese; la litofacies MFS_e costituita prevalentemente da vulcanoclastiti rimaneggiate del Tufo Giallo Napoletano Auct., paleosuoli ed argille lacuo-palustri.

dal rimaneggiamento di *tephra* ascrivibili al Tufo Giallo Napoletano. Gli spessori osservati in affioramenti lungo i bordi del lago variano da pochi metri fino a circa 15 m, mentre verso la parte centrale non è stato possibile recuperare informazioni. La presenza delle piroclastiti del Tufo Giallo Napoletano, intercalate ai depositi alluvionali, sotto-forma di sacche e lenti residuali, permette di ascrivere tali depositi al *PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE*.

MFS_{a3}) Depositi detritico-colluviali costituiti da clasti spigolosi grossolani di natura crioclastica, in matrice limoso-sabbiosa di natura vulcanoclastica, formanti falde e coni alla base dei versanti (Fig. 58). Gli spessori sono variabili da pochi metri a circa 25 m. Il limite inferiore è discordante sui depositi prequaternari e



Fig. 60 - *sintema del Lago Matese: Capo Santa Maria del Lago Matese: la litofacies delle argille residuali, vulcanoclastiti, paleosuoli e depositi lacustri (MFS_a). Si riconosce il tephra del Tufo Giallo Napoletano Auct.*

sulle unità delle brecce di Serra Sbragavitelli (**BGV**). Il limite superiore coincide con l'attuale superficie topografica, che solo localmente è interessata dalla deposizione di detriti di versante in formazione sotto forma di coni di detrito coalescenti. Localmente la falda è costituita prevalentemente dalla componente vulcanoclastica, rappresentata da cineriti e pomici rimaneggiate, dell'eruzione flegrea del Tufo Giallo Napoletano *Auct.* (Fig.59). Inoltre la presenza di tali prodotti vulcanici in numerose successione osservate lungo i bordi del lago permette di ascrivere tali depositi al *PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE*.

MFS_c) Depositi limosi ed argillosi di origine lacuo-palustre occupanti le aree adiacenti i settori del Lago Matese ancora oggi soggetti stagionalmente a

sommersione lacuo-palustre ed in alcuni casi il fondo di doline e di depressioni tettono-carsiche che drenano verso il lago. La loro sedimentazione è legata ad un livello dell'acqua del lago più alto di quello odierno. I depositi lacuo-palustri sono intercalati a prodotti eluviali e a depositi colluviali costituiti da suoli residuali, piroclastiti in situ e/o rimaneggiate (tra cui il Tufo Giallo Napoletano), terre rosse e paleosuoli (Fig. 60). Il limite inferiore non è precisabile mentre il limite superiore coincide con l'attuale superficie topografica. La presenza delle piroclastiti del Tufo Giallo Napoletano permette di riferire tali depositi al *PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE*.

4.3. - UNITÀ UBIQUITARIE NON COMPLETAMENTE FORMATE

4.3.1. - depositi lacustri-palustri (e)

Sedimenti argillosi ed argillo-limosi di colore bruno scuro, ricchi di materiali organici non decomposti, caratterizzanti le aree interessate stagionalmente da sommersione lacuo-palustre e da acquitrini poco profondi. Questi sedimenti risultano essere in formazione nell'area soggetta a variazioni stagionali del livello dell'acqua del Lago Matese (Fig. 61). *OLOCENE p.p.*



Fig. 61 - *Depositi lacuo-palustri in corso di formazione (e) nel Lago del Matese.*

4.3.2. - detriti di falda (a_3)

Clasti carbonatici eterometrici angolosi e sub-angolosi, sciolti e con scarsa matrice limo-sabbiosa, posti al piede dei versanti dei Monti del Matese e della Montagnola di Frosolone, sotto forma di falde e coni detritici. *OLOCENE p.p.*

4.3.3. - depositi di frana (a_1)

Sedimenti prevalentemente argillosi e limosi, con o senza pezzame litico grosolano eterogeneo ed eterometrico, disposti caoticamente e distribuiti prevalentemente nelle aree pedemontane del settore nord-orientale del Foglio, e lungo i bordi delle incisioni fluviali del Fiume Biferno e dei suoi tributari. Sono dovuti ad accumuli di fenomeni franosi complessi che interessano sia la coltre superficiale dei terreni, sottoforma di *earth flow*, *creep* e soliflussi, che porzioni più profonde dei terreni argillosi e limosi pre-quadernari, sotto forma di scorrimenti rotazionali e traslativi che generalmente evolvono a colate più o meno rapide (Fig. 62). Spessori variabili da qualche metro fino a 10-15 m. *OLOCENE p.p.*



Fig. 62 - *Depositi di frana (a1) nei pressi dell'abitato di Busso.*



Fig. 63 - Coltre eluvio-colluviale (**b₂**) in corso di formazione in località Incoronata di Macchiagodena.

4.3.4. - coltre eluvio-colluviale (**b₂**)

Sedimenti prevalentemente argillo-siltosi, a luoghi limo-sabbiosi, e suoli, caratterizzanti sia le coperture delle superfici pedemontane e/o sub-pianeggianti (Fig. 63) sia il riempimento di modeste depressioni topografiche, tra cui doline e campi carsici. In questo ultimo caso le coltri eluvio-colluviali sono costituite da suoli residuali e piroclastici argillificati, terre rosse e paleosuoli con clasti insolubili. Alcune successioni affioranti in trincee di scavo eseguite all'interno di alcune doline e campi carsici della Montagnola di Frosolone e dei Monti del Matese, attualmente drenate verso la conca di Boiano, mostrano che le terre rosse ed i suoli residuali possono poggiare in discordanza su coperture eluvio-colluviali interdigitati con livelli limo-argillosi di genesi palustre, di cui non si hanno informazioni circa l'età.

Nel caso della depressione ad Ovest di Campobasso, da dati di sondaggio, la coltre eluvio-colluviale ricopre argille limose e limi argillosi di colore avana-brunastro con resti vegetali e carboniosi, generalmente laminati e solo localmente alternati a ghiaie centimetriche, di origine palustre. Le coperture eluvio-colluviali derivano dall'alterazione in situ sia di unità quaternarie, già formate, sia del substrato pre-quaternario e presentano generalmente spessori più significativi laddo-

ve affiorano unità più tenere, facilmente soggette all'erosione. Spessori variabili da qualche metro fino a 5 m. *OLOCENE p.p.*

4.3.5. - depositi alluvionali (b)

Sedimenti ghiaiosi, sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e/o limosi di origine alluvionale caratterizzanti le aree di fondovalle fluviale e gli alvei attuali. Localmente (F. Biferno, T. Quirino, T. Callora e T. Borrello) i depositi appaiono modestamente terrazzati sull'alveo attuale o reinciati e vanno a costituire barre ed isole fluviali. Nei settori pedemontani, allo sbocco dei torrenti che solcano i versanti, tali depositi si presentano in facies di conoide alluvionale. *OLOCENE p.p.*

4.3.6. - depositi antropici (h)

Depositi rappresentativi dei corpi sedimentari di origine antropica, quali riporti e materiali di riempimento in aree depresse e/o bonificate, nonché i riporti associati a opere antropiche in genere. Significativi accumuli antropici sono localizzati nei settori urbani e periurbani dei centri abitati di Campobasso e di Boiano e nelle opere di sbarramento effettuate sul Lago Matese.

4.4. - IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA DI BOIANO E DI SEPINO

Pochi sono i contributi scientifici che dettagliano le caratteristiche litostratigrafiche e crono-stratigrafiche dei depositi di riempimento delle conche di Boiano e di Sepino. Tra questi soltanto il lavoro di GE.MI.NA (1963) si occupa di definire le caratteristiche stratigrafiche dei depositi di riempimento più antichi delle conche, mentre soltanto i lavori di RUSSO & TERRIBILE (1995) e di GUERRIERI *et alii* (1999) trattano in dettaglio le unità litostratigrafiche rappresentative dei depositi del Pleistocene superiore ed Olocene affioranti in superficie.

In GE.MI.NA (1963) vengono riportati i risultati di una campagna di sondaggi finalizzata alla ricerca di giacimenti di lignite nelle piane di Morcone (fuori Foglio), di Sepino e di Boiano.

I dati ottenuti dalle perforazioni hanno permesso agli Autori la ricostruzione della serie descritta di seguito. Dal basso verso l'alto:

- a) complesso clastico inferiore: ciottoli calcarei e silicei di vari colori poco arrotondati;
- b) complesso argilloso più o meno sabbioso lignitifero: argille e argille sabbiose grigie con intercalazioni di livelli sabbiosi, e tre banchi principali di lignite;

subito sopra a tali banchi, e intercalate a questi, sono presenti argille sabbiose “varvate”. L’analisi pollinica e paleontologica permette di inquadrare il complesso al Pleistocene inferiore, con clima probabilmente di tipo temperato con oscillazioni in senso oceanico.

- c) complesso clastico superiore: ciottoli calcarei di varie dimensioni, poco arrotondati.

Lo stesso lavoro ha messo in evidenza che banchi di lignite di spessore significativo si ritrovano soltanto nelle piane di Morcone e di Sepino, mentre nella piana di Boiano non è stato ritrovato alcun orizzonte rilevante. I sondaggi geognostici eseguiti nella piana di Sepino hanno permesso di ricostruire l’andamento del tetto del substrato che, al centro della piana, dovrebbe essere attestato a circa 200 m.

Per la Piana di Boiano, RUSSO & TERRIBILE (1995), analizzando i dati dei sondaggi ERIM (Ente Risorse Idriche Molise) e le successioni affioranti nelle numerose cave di Campochiaro, indicano che i materiali di riempimento hanno spessori superiori a 160 m e che i depositi sono costituiti, dal basso verso l’alto, da:

- e) sabbie e limi lacustri per uno spessore di circa 70 m
- d) ghiaie e sabbie di conoide alluvionale per uno spessore di circa 70 m
- c) alternanze di paleosuoli e ghiaie e sabbie di conoide alluvionale per circa 10 m di spessore
- b) ghiaie e sabbie di conoide alluvionale eteropiche con limi e sabbie lacustri fossilifere per uno spessore di circa 30 m
- a) suoli attuali e depositi cineritici rimaneggiati

Circa il quadro cronostratigrafico dei depositi di riempimento della piana, solo GUERRIERI *et alii* (1999) forniscono vincoli cronologici dei terreni più superficiali. Infatti, tali Autori individuano una serie di unità deposizionali, ben inquadrata cronologicamente nel Quaternario da datazioni dirette (^{14}C) ed indirette (presenza di tephra) e da considerazioni morfo-stratigrafiche.

In particolare gli Autori riconoscono, nel fondovalle, quattro unità di conoide (UCON) tre delle quali terrazzate, un’unità lacuo-palustre (ULAC) ed un’unità alluvionale (UARL).

Le tre unità terrazzate di conoide sono state riconosciute nella zona della conoide di Campochiaro. L’età di queste unità è stata vincolata cronologicamente, da datazioni assolute e secondo criteri morfostratigrafici, al Pleistocene superiore. L’unità più recente (UCON-IV) si riferisce, invece, alle aree sede di deposizione di conoide attiva nell’Olocene.

I lavori di RUSSO & TERRIBILE (1995) e GUERRIERI *et alii* (1999) dettagliano le successioni affioranti lungo le pareti di scavo delle cave ubicate in diversi punti dell’Unità UCON-III, l’unità terrazzata più bassa. Gli Autori distinguono, partendo dall’alto:

- *Suolo recente*: suolo di colore bruno scuro generalmente impostato su ma-

teriale di natura vulcanoclastica, con un suolo antico (*Hapludand*, RUSSO & TERIBILE, 1995).

- *Unità Superiore*: depositi conglomeratici ben cementati e mal stratificati. Spessore: da 1 a 2 m.

- *Orizzonte vulcanoclastico*: deposito di colore giallo ocra a tessitura generalmente sabbiosa, di origine vulcanoclastica. Tale orizzonte è riferito, dagli autori, al *tephra* del Tufo Giallo Napoletano (TGN) datato, allora, intorno ad 11.000 anni dal presente e, più recentemente, ridatato da SCARPATI *et alii* (1993) a circa 13.000 anni dal presente e da DEINO *et alii* (2004) a circa 15.000 anni dal presente.

- *Unità Intermedia*: conglomerati cementati a clasti prevalentemente carbonatici, subordinatamente bauxitici, arenacei ed argillitici. All'interno di quest'unità sono stati ritrovati frammenti di ossa di mammalofauna datate al ^{14}C a circa 11.000 anni e circa 17.000 anni dal presente (date non calibrate). Spessore: circa 8 m

- *Fascia pedogenizzata*: fitte alternanze di livelli simili a quelli dell'Unità Intermedia e paleosuoli di colore bruno scuro. Datazioni ^{14}C effettuate su questi paleosuoli hanno fornito età di circa 23.000 anni dal presente ed età superiori ai 35.000 anni dal presente, in date non calibrate.

- *Unità Inferiore*: conglomerati cementati. Spessore massimo visibile: circa 2 m.

4.4.1. - Nuovi dati sulle conoscenze del sottosuolo della Piana di Boiano

Il rilevamento geologico di campo è stato supportato dal reperimento presso enti pubblici e privati di circa 200 sondaggi geognostici, utili e necessari per caratterizzare le unità litostratigrafiche presenti nel sottosuolo delle piane di Boiano e di Sepino. Per accrescere e migliorare le conoscenze relative ai depositi quaternari si è deciso di eseguire un nuovo sondaggio (S1) che è stato ubicato nella Piana di Boiano all'interno dell'area urbana relativa all'omonimo paese (482 m slm; 2° 27' 964,84" – 4° 52' 836,05" in coordinate *Gauss-Boaga*). Il sondaggio ha permesso di realizzare una stratigrafia di dettaglio e di effettuare correlazioni con stratigrafie di sondaggi già esistenti, per alcuni dei quali erano disponibili sia i *log* sia le carote sulle quali sono stati effettuati campionamenti (sondaggio B6, B2, B1 ed M1) (per l'ubicazione dei sondaggi vedi figura 64). Il sondaggio (S1) è un sondaggio a carotaggio continuo a conservazione di nucleo che si è spinto fino alla profondità di 160 m senza, tuttavia, riuscire a raggiungere il substrato pre-quaternario. Tra i vari livelli campionati, i più significativi (indicati con la sigla MOL) sono stati sottoposti ad approfondimenti analitici tephro-stratigrafici (eseguiti presso il DST dell'Università Federico II di Napoli dalla dott.ssa Paola Petrosino) e palinologici (eseguiti presso il DST dell'Università Federico II di



Fig. 64 - Traccia della sezione Boiano-Monteverde ed ubicazione dei sondaggi utilizzati

Napoli dalla dott.ssa Elda Russo Ermolli) che hanno permesso di migliorare la caratterizzazione cronostratigrafica delle litofacies riconosciute e gli aspetti paleoambientali.

Il quadro cronologico della successione di riempimento è stato ulteriormente vincolato grazie alla datazione Ar/Ar di uno dei livelli vulcanici campionato alla profondità di circa 122 m dal piano campagna.

Dall'analisi stratigrafica e cronologica delle carote campionate, è stato pos-

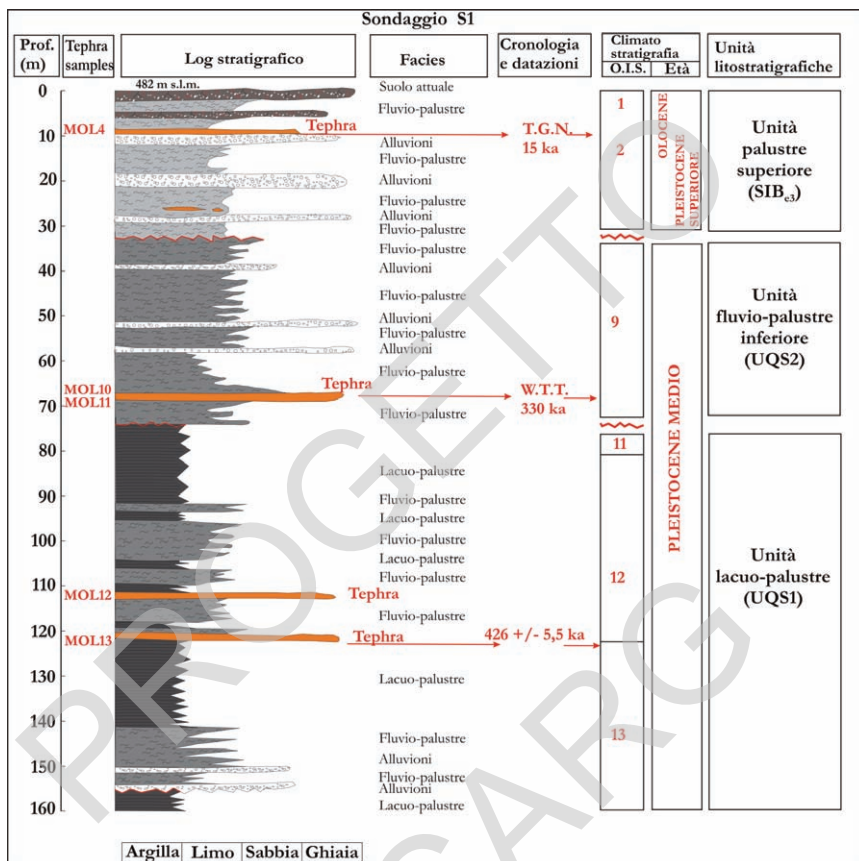


Fig. 65 - Sinesi dei dati crono-lito-stratigrafici del sondaggio S1.

sibile suddividere la successione stratigrafica in due unità sepolte nella piana (UQS1 e UQS2) e non affioranti, in superficie, in nessuna parte del Foglio, ed in una unità palustre superiore, riferibile ai depositi palustri del sistema di Boiano (SIB_{e3}) (Fig. 65). Riguardo a quest'ultima, già descritta precedentemente, nei sondaggi dell'area di Boiano risulta essere spessa circa 30 m e costituita da una alternanza di livelli limosi e sabbiosi, talora torbosi e talora pedogenizzati, caratteristici di ambienti soggetti a continue alternanze di fasi di sommersione palustre e di condizioni subaeree testimoniate da livelli sabbiosi e ghiaiosi di origine alluvionale, che diventano più frequenti nella parte alta della successione. Generalmente, a profondità comprese tra 5 e 10 m dal piano campagna affiora un livello piroclastico da caduta costituito da una cinerite sabbiosa di colore arancio scuro con rare pomice giallastre, che dalle analisi tephrostratigrafiche risulta

riferibile ai prodotti distali dell'eruzione flegrea del Tufo Giallo Napoletano (15 ka, DEINO *et alii*, 2004). La presenza del *tephra* del TGN e di livelli archeologici di epoca storica nella parte superiore della successione permette di ascrivere tale unità al Pleistocene superiore ed all'Olocene. Tale unità, in legenda ed in carta è riportata con la sigla **SIB_{e3}**, ed affiora ampiamente in tutta la piana di Boiano e parzialmente nella piana di Sepino.

4.4.1.1. - Le unità sepolte della Piana

4.4.1.1.1. - unità lacuo-palustre (UQSI)

E' costituita da una alternanza di livelli prevalentemente argillosi, talora torbosi e laminati, e di livelli limoso-argillosi con abbondante materiale vulcanoclastico ricolluvionato ed argillificato, che caratterizzano il sottosuolo da 160 m a 75 m dal piano campagna. Le facies osservate testimoniano un avvicendamento tra fasi prevalentemente lacustri e fasi prevalentemente palustri con rari episodi alluvionali. Ai livelli lacuo-palustri si intercalano due depositi piroclastici da *fall*, rispettivamente alla profondità di 122 m (MOL 13) e di 112 metri (MOL 12) dal piano campagna, costituiti prevalentemente da pomice biancastre grossolane e cineriti grigiastre. Tali livelli sono stati campionati e sottoposti entrambi ad analisi tephro-stratigrafiche, inoltre il livello vulcanico MOL 13 è stato sottoposto ad una datazione su cristallo di sanidino con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, presso l'Università di Madison nel Wisconsin. La datazione ha fornito come risultato un'età di 426 +/- 5.5 ka, un dato che, considerato il range di errore ristretto, si presenta decisamente affidabile. Le analisi tephrostratigrafiche inoltre consentono di attribuire questi due livelli vulcanoclastici ai prodotti distali del vulcano di Roccamonfina, ed in particolare alle fasi di crescita dello stratovulcano, in cui si ebbe prevalentemente la messa in posto di prodotti della serie composizionale da tefrite a fonolite. Prodotti di questa attività (Pomice del Rio Rava, 430 ka - ROUCHON *et alii*, 2008) sono stati già segnalati da RUSSO ERMOLLI *et alii* (2009) nel bacino di Sessano del Molise (IS).

All'interno di questa unità i dati pollinici mostrano tre zone riferibili, nella parte bassa, ad una fase interglaciale, seguita verso l'alto da una fase glaciale e, successivamente, da una nuova fase interglaciale. Il dato cronologico di 426 ka ben si accorda con il quadro composizionale floristico rilevato dalle analisi palinologiche, che testimoniano condizioni tipiche di una fase glaciale per questo intervallo, riferibile al OIS 12. L'intervallo interglaciale messo in evidenza alla base del sondaggio potrebbe essere, quindi, correlato con lo stadio isotopico 13. Anche l'intervallo tra 80 e 75 m di profondità suggerisce l'esistenza di un pae-

saggio forestato simile a quello precedente e quindi una possibile collocazione in un periodo interglaciale che, sulla base delle precedenti attribuzioni climato-stratigrafiche, può essere correlato allo stadio isotopico 11. Per quanto riguarda gli aspetti paleoambientali, la presenza pressoché costante di Cyperaceae e di spore negli spettri pollinici suggerisce la persistenza di condizioni acquitrinose e la presenza di suoli umidi nei dintorni del sito, a conferma delle facies lacuo-palustri riconosciute dai sedimenti.

Pertanto, il primo ciclo di riempimento della conca di Boiano è di genesi lacuo-palustre e copre un intervallo temporale del Pleistocene medio che, tentativamente, va dal OIS 13 al OIS11 (da circa 500 ka a circa 400 ka). In circa 100 Ka quindi si sono depositati circa 85 m di depositi lacuo-palustri con un ritmo di sedimentazione medio che non supera il mm/annuo. Tale dato consente di affermare che durante questo intervallo, l'area di Boiano è stata interessata da subsidenza piuttosto marcata.

Tale ciclo presenta una chiara superficie di erosione al tetto a circa 75 m di profondità ben marcata da un brusco passaggio ad una differente litofacies.

4.4.1.1.2. - unità fluvio-palustre inferiore (UQS2)

L'intervallo compreso tra 75 m e 30 m di profondità è costituito da una alternanza di livelli limosi e sabbiosi, talora ad alto contenuto di materia organica e talora pedogenizzati, caratteristici di ambienti soggetti a continue alternanze di condizioni subaeree e di sommersione palustre. Sono frequenti, soprattutto verso l'alto, livelli sabbiosi e ghiaiosi di origine alluvionale. A circa 70 m di profondità (Fig. 65) si rinviene un livello decimetrico di pomici biancastre grossolane e cineriti grigiastre da caduta (MOL 11) a cui segue, verso l'alto, un livello vulcanoclastico rimaneggiato di spessore decimetrico (MOL 10). Le analisi tephrostratigrafiche eseguite su di essi, permettono di attribuirli ad una eruzione del Roccamonfina nota come *White Trachytic Tuff* (WTT), recentemente datata a 331 ± 2 ka (ROUCHON *et alii*, 2008). I dati derivanti dall'analisi pollinica per questo intervallo stratigrafico suggeriscono un periodo interglaciale, che vista la datazione del WTT dovrebbe corrispondere all'interglaciale OIS 9. A livello paleoambientale, la presenza pressoché costante di Cyperaceae e di spore negli spettri pollinici dei livelli granulometricamente più fini della successione suggerisce la persistenza di condizioni acquitrinose e la presenza di suoli umidi nei dintorni del sito, a conferma delle facies palustri riconosciute dai sedimenti.

Tale ciclo presenta una chiara superficie di erosione al tetto a circa 30 m di profondità ben marcata da un brusco passaggio ad una differente litofacies, già descritta precedentemente e riferibile all'unità palustre (SIB_{e3}).

4.4.1.2. - Rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie della Piana

La sezione geologica in scala 1:5.000 di figura 66, è stata tracciata perpendicolarmente alla direzione di massimo allungamento della conca di Boiano, dal versante carbonatico che sta alle spalle del centro urbano di Boiano fino al versante che sta alle spalle dell'abitato di Monteverde, al fine di evidenziare le caratteristiche litostratigrafiche e le correlazione dei livelli datanti rilevati nei sondaggi. In particolare si evince che i depositi dell'unità palustre superiore (**SIB_{e3}**) presentano rapporti di eteropia con i detriti di falda (**SIB_{a3}**) e con le alluvioni terrazzate (**SIB_b**). La presenza del TGN come *marker* crono-stratigrafico premette di riferire con certezza parte della successione alla parte alta del Pleistocene superiore.

L'unità fluvio-palustre inferiore è stata riscontrata anche nei sondaggi B6 ed M1, in quanto in essi è stato possibile riconoscere un livello vulcanoclastico riferibile al WTT rispettivamente a 38 m di profondità (MOL 14) nel sondaggio B6 ed a 21 m di profondità (MOL 17) nel sondaggio M1.

La non correlabilità altimetrica tra le quote di rinvenimento di tale livello datante nei vari sondaggi permette di ipotizzare la presenza di una faglia tra i sondaggi B6 e S1, passante per il centro di Boiano, attiva durante il Pleistocene medio che ha agito ribassando maggiormente il settore di pianura che si raccorda ai versanti matesini. Inoltre tale lineamento tettonico potrebbe essere stato attivo fino al Pleistocene superiore ed Olocene, in quanto proprio il settore di Boiano risulta essere soggetto a fasi di impaludamento fino in epoca storica.

Anche l'unità lacuo-palustre del Pleistocene medio risulta essere stata interessata dalla attività di questa faglia. Infatti le analisi tephrostratigrafiche eseguite su un livello vulcanico campionato alla profondità di circa 60 m nel sondaggio B6 (MOL 15) consentono di correlarlo al livello datato a 426 ka prelevato a 122 m nel sondaggio S1 (MOL 13).

Se per l'area di Boiano è stato possibile dettagliare le caratteristiche litostratigrafiche della successione di riempimento del bacino almeno fino al Pleistocene medio e la sua variabilità orizzontale e verticale, la revisione critica dei dati stratigrafici degli altri sondaggi reperiti ha permesso in molti luoghi di capire l'andamento della profondità del tetto del substrato pre-quaternario. Per la piana di Boiano e di Campochiario, la profondità a cui si ritrova il substrato è molto variabile. Si passa dai 4 m in corrispondenza della conoide del T. Borrello, situato nel settore NO della piana di Boiano, agli 8 m nella piana antistante il versante dell'abitato di Cantalupo, situato ad est del T. Borrello, fino a superare i 15 m in prossimità del T. Il Rio, prima della confluenza con il T. Callora, immediatamente a valle dell'abitato di San Massimo. Spostandosi ancora verso est, al di sotto delle grandi conoidi alimentatrici del versante matesino (ad es. Callora, Fosso della Strega), il substrato raggiunge profondità comprese tra i 10 ed i 25 m almeno. Ancora più ad est, in corrispondenza dell'abitato di Boiano, i sondaggi raggiungono

il substrato soltanto in prossimità della base del versante matesino, mentre già a poche centinaia di metri dal versante il riempimento ha uno spessore maggiore di 160 m, come si evince dal sondaggio S1. Infine, nel settore centrale della conoide di Campochiaro la successione di età quaternaria supera i 200 m (da dati di nuovi sondaggi reperiti) ed è costituita da una parte superiore di depositi alluvionali di spessore di circa 80 m, che poggia in discontinuità su depositi limosi ed argillosi di ambienti lacuo-palustri, interdigitati a livelli centimetrici sabbiosi e ghiaiosi di genesi alluvionale, presenti almeno fino alla profondità di 200 m, in quanto il substrato pre-quaternario non è stato raggiunto. Da ciò si desume che il tetto del substrato tende ad approfondirsi muovendosi, lungo la piana, da NO verso SE e dai bordi verso il centro della conca.

Invece per quanto riguarda la piana di Sepino, le informazioni litostratigrafiche sono più frammentarie in quanto esistono meno dati geognostici profondi recenti. Pur tuttavia dai dati GE.MI.NA. (1963), si evince che il tetto del substrato è attestato a circa 200 m di profondità al centro della piana. Il riempimento è costituito da una successione stratigrafica composta da una unità clastica inferiore di origine alluvionale di circa 100 m di spessore, da una unità intermedia, spessa circa 70 m, di origine lacuo-palustre, e da una unità superiore, dello spessore di circa 30 m, anch'essa di origine alluvionale contenente i depositi di deiezione delle conoidi attualmente identificabili nella piana.

L'individuazione, durante i rilevamenti del Foglio, di piroclastiti riferibili all'eruzione flegrea del Tufo Giallo Napoletano all'interno dei depositi alluvionali, nel settore apicale della conoide del Torrente Saraceno (Ponte di Tavole di Sepino), e le analogie con i dati emersi per il settore di Campochiaro, hanno permesso di riferire l'unità superiore al Pleistocene superiore ed Olocene.

V - TETTONICA

Il settore di catena sud-appenninica ricadente nel Foglio Campobasso è costituito da unità tettoniche derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici di natura bacinale (Unità del Sannio) e domini di piattaforma carbonatica/scarpatobacino (Piattaforma Abruzzese-Campana di D'ARGENIO *et alii*, 1973; Unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica e Piattaforma Apula *sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986; Unità Simbruini-Matese ed Unità Frosolone di PATACCA & SCANDONE, 2007), con età comprese tra il Mesozoico ed il Terziario.

L'organizzazione geometrica di tali unità è schematizzata in Figura 5 dove è possibile riconoscere, procedendo dall'alto verso il basso: l'Unità del Sannio, l'Unità Matese-Frosolone, l'unità del Bacino Molisano (non affiorante nel Foglio) ed infine, le Unità Apule, che nel loro insieme rappresentano il livello strutturale più basso della pila tettonica presente in questo settore di catena (CELLO *et alii*, 1987; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA & SCANDONE, 2007).

La configurazione geometrica attuale delle unità presenti nel Foglio (Fig. 67) è il risultato di una articolata storia deformativa caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi di trascorrenza ed estensionali durante il Pliocene superiore-Pleistocene (CORRADO *et alii*, 1997; FERRANTI, 1997, PATACCA *et alii*, 1992a; DI BUCCI *et alii*, 1999).

L'elemento tettonico superiore, rappresentato dall'Unità del Sannio con la sua copertura silicoclastica (flysch di S. Bartolomeo), deriva da un dominio bacinale originariamente localizzato ad occidente dei domini di piattaforma carbonatica (PATACCA *et alii*, 1990; PATACCA & SCANDONE, 2007) e che durante le fasi mioce-niche e plioceniche della tetto-genesi si sovrappone con vergenza orientale sulle unità di piattaforma carbonatica. Dati derivanti da osservazioni di campagna e dall'analisi di pozzi per l'esplorazione petrolifera (Campobasso 1; Fig. 68) per-

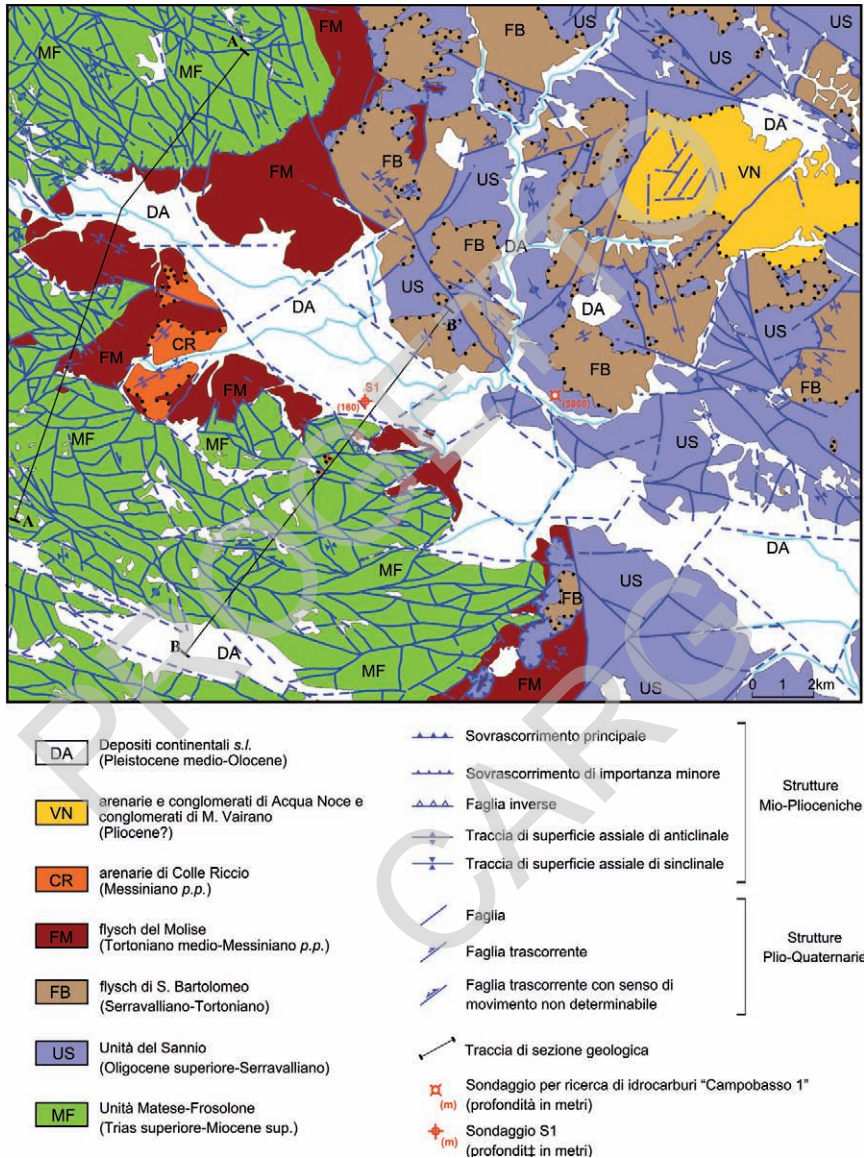


Fig. 67 - Schema tettonico.

mettono di affermare che l'età di questa sovrapposizione è sicuramente successiva alla deposizione del flysch del Molise (**MSO**) (Tortoniano medio-Messiniano inferiore). L'evoluzione tettonica di questo settore di catena prosegue con la

deformazione delle unità carbonatiche e di scarpata-bacino che a loro volta si sovrappongono, con vergenza nord-orientale, sui depositi bacinali dell'unità del Sannio (Fig. 68). Tale episodio è seguito, o probabilmente in parte contemporaneo, alla rotazione di blocchi crostali (IORIO *et alii*, 1996; SPERANZA *et alii*, 1998) che determinano la riorientazione di parte delle precedenti strutture compressive ed una loro riattivazione in transpressione. Su tali strutture più antiche si sovrappongono strutture di neoformazione sempre a direzione appenninica ben evidenti in vari settori del Foglio.

La pila tettonica così formata, a partire dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (PATACCA *et alii*, 1992a; CORRADO *et alii*, 1997; DI BUCCI *et alii*, 1999), viene disarticolata dalla tettonica trascorrente ed estensionale che agisce pre-

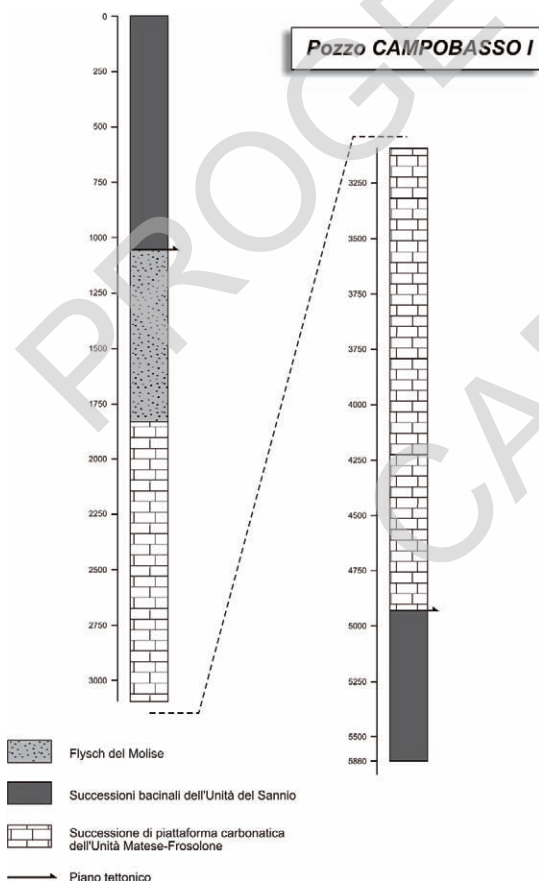


Fig. 68 - Log schematico del pozzo Campobasso 1.

valentemente su lineamenti ad alto angolo e riattiva le strutture ereditate dalle precedenti fasi tettoniche compressive. Durante il Pleistocene medio-superiore si instaura, in questo segmento di catena, un regime estensionale caratterizzato da un senso di estensione orientato NE-SO responsabile della formazione di ampie piane intramontane (piana di Boiano, lago del Matese), allungate NO-SE, colmate da spesse successioni continentali di tipo lacuo-palustre ed alluvionale.

A complicare ulteriormente il già articolato assetto tettonico del Foglio bisogna inoltre ricordare che il *record* stratigrafico delle unità di piattaforma carbonatica (Unità Matese-Frosolone) ha mostrato, come già evidenziato da ROBUSTINI *et alii* (2003), l'esistenza di fasi tettoniche estensionali pre-orogenetiche, che a partire dal Giurassico hanno delineato la paleomorfologia e controllato l'evoluzione stratigrafica di questo dominio di piattaforma carbonatica.

1. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture compressive rilevate all'interno del Foglio Campobasso, nonostante siano fortemente disarticolate per la sovrapposizione di una intensa attività tettonica sia trascorrente che estensionale presentano marcate evidenze sia locali che alla scala dell'intero Foglio.

L'evento tettonico più antico riconosciuto è riconducibile alla sovrapposizione a vergenza orientale dei terreni bacinali dell'Unità del Sannio sulle unità di piattaforma carbonatica. Questa sovrapposizione è ben documentata nella stratigrafia del pozzo Campobasso 1 (Fig. 68), ubicato nel settore centrale del Foglio. Ad una profondità di circa 1000 m, infatti, viene intercettato il piano di sovrapposizione delle successioni bacinali dell'unità del Sannio sui depositi silicoclastici del Tortoniano medio-Messiniano inferiore (flysch del Molise). Questi ultimi rappresentano i depositi sin-orogeni di avanfossa collegati al dominio carbonatico dell'unità Matese-Frosolone.

In superficie questa sovrapposizione non è ben preservata fatta eccezione per il settore posto ad est del massiccio del Matese tra Guardiaregia e località Carbone, dove è possibile osservare diversi *klippen* della successione **ALV** sulle argille ed arenarie del flysch del Molise. Altre località di affioramento di questa sovrapposizione sono localizzate nel settore ad est della Montagnola di Frosolone nei pressi dell'abitato di S. Elena, dove in finestra tettonica al di sotto del flysch di S. Bartolomeo affiora il membro arenaceo (**MSO₁**) del flysch del Molise.

La deformazione dell'unità del Sannio è sicuramente precedente al Serravaliano (età di inizio della sedimentazione dei depositi discordanti di *piggy-back* del flysch di S. Bartolomeo) e si esplica attraverso la formazione di strutture plicative osservabili sia alla meso che alla macro-scala ed estesi sovrascorrimenti che determinano raddoppi della serie. Queste strutture presentano orientazioni



Fig. 69 - Località La Melina. Piega asimmetrica (drag fold) vergente verso SE in argille marnose e livelletti marnoso-calcarei giallastri appartenenti all'unità ALV.

variabili da N-S a NE-SO ed una vergenza prevalente verso i quadranti orientali e sud-orientali. Un evidente raddoppio è presente a sud-ovest di Campobasso tra località Fornace e M.te Calvario posto immediatamente a sud di Baranello. Tale struttura ad orientazione NE-SO, determina, per una lunghezza di circa 5 km, la sovrapposizione di vari termini delle Argille Varicolori Superiori sul flysch di S. Bartolomeo. Nel settore sempre a sud di Campobasso nei pressi di località P.no del Monte è osservabile la sovrapposizione della litofacies calcarea delle Argille Varicolori Superiori (ALV_a) sulle arenarie del flysch di S. Bartolomeo. Queste ultime, in prossimità del contatto tettonico formano una importante struttura plicativa asimmetrica a grande scala, con asse all'incirca meridiano e vergenza orientale.

Altre aree in cui si osservano raddoppi all'interno dell'unità del Sannio sono localizzate nel settore immediatamente a nord di Campobasso ed in due distinte località nella zona a sud di Casalciprano. In una di queste, posta nei pressi di località La Melina, si assiste alla sovrapposizione delle Argille Varicolori Superiori sulle quarzoareniti del flysch numidico (FYN). Le argille dell'*hangingwall* intensamente deformate, mostrano nella zona prossima al contatto mesopieghie asimmetriche con assi orientati N 60E e vergenti verso sud-est (Fig. 69).

L'analisi della dispersione dei dati giacitureali dell'intero settore di affioramento dell'unità del Sannio e del flysch di S. Bartolomeo, conferma la presenza

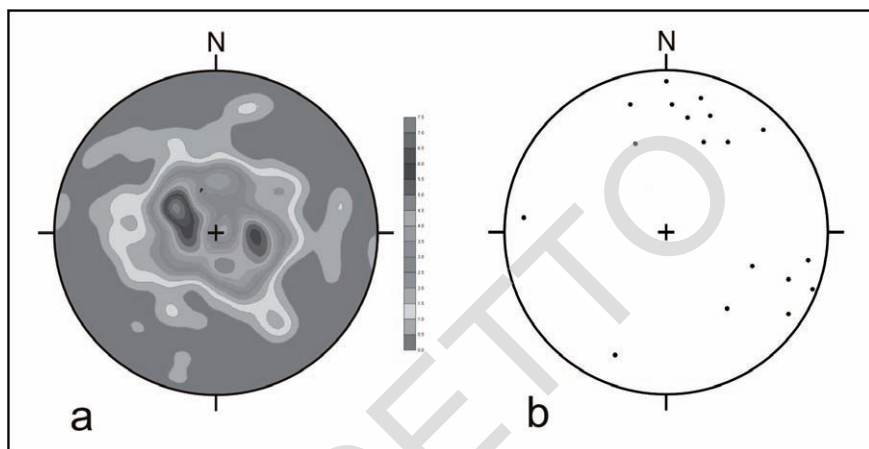


Fig. 70 - a) diagramma di densità mostrante la dispersione delle misure di strato dell'unità del Sannio e di SBO. b) assi di pieghe misurati nell'unità ALV e SBO.

di una compressione orientata ONO-ESE che genera strutture plicative ad asse NNE-SSO (Fig. 70 A). Anche osservazioni alla meso-scala hanno evidenziato la prevalenza di strutture plicative con assi da meridiani a NE-SO (Fig. 70 B). Tali strutture sono rimaste ben conservate nonostante questa unità, come si vedrà più avanti, ha registrato successivi eventi compressivi che in parte hanno deformato gli elementi preesistenti.

Le strutture compressive più diffuse nel Foglio sono però riconducibili all'evento tettonico che determina la creazione di strutture ad orientazione appenninica. Questo evento si esplica oltre che con lo sviluppo delle classiche strutture deformative (*thrust* e pieghe) anche attraverso importanti rotazioni di blocchi. I dati paleomagnetici noti in letteratura per questo settore (IORIO *et alii*, 1996; SPERANZA *et alii*, 1998), evidenziano una rotazione antioraria di circa 40° del settore settentrionale del Matese e della Montagnola di Frosolone che si esplica tra il Miocene superiore ed il Pleistocene inferiore. La coesistenza di strutture ad orientazione appenninica (affatto o poco ruotate) e strutture con orientazioni comprese tra E-O e NNE-SSO, rilevate all'interno dell'unità Matese-Frosolone, permettono dubitativamente di affermare che le maggiori rotazioni si sono esplicate proprio durante la fase compressiva NE-vergente e che sono probabilmente proseguite durante la fase trascorrente, ma con minore entità.

A questa fase compressiva si deve il sovraccorrimiento regionale dell'unità Matese-Frosolone sia sull'unità del Sannio, messo in evidenza ad una profondità di circa 5.200 m, nel pozzo Campobasso 1 (Fig. 68) sia sulle unità più orientali rispetto all'unità Matese-Frosolone, rappresentate dalle successioni marnoso-calcaree del Bacino Molisano. Queste ultime affiorano, poco al di fuori del Foglio, in alcune finestre tettoniche al di sotto delle unità del Sannio.

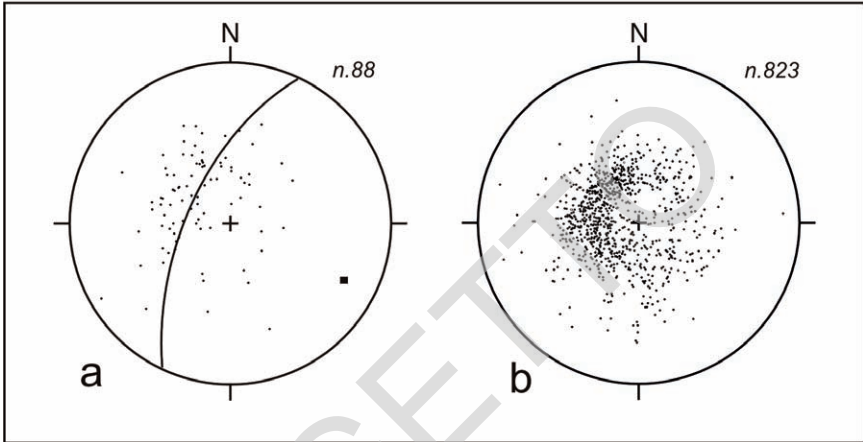


Fig. 71 - a) Dispersione dei dati giacitureali del settore compreso tra Colle di Mezzo e Castelpetroso. b) dispersione dei dati giacitureali relativi all'intero blocco Matese-Montagnola di Frosolone ricadente all'interno del Foglio.

A questo evento deformativo è inoltre da ricondurre lo sviluppo di una struttura plicativa sinclinalica a grande scala presente nel settore centro-occidentale del Foglio, localizzata nella zona di raccordo tra il Massiccio del Matese e la Montagnola di Frosolone. Questa struttura, presenta un asse (non tracciabile in carta nella sua interezza, in quanto è fortemente disarticolato dall'attività delle faglie quaternarie della piana di Boiano) immergente verso ESE che corre lungo la piana di Castelpetroso-Boiano e preserva al suo nucleo i depositi miocenici del flysch del Molise (**MSO**) e delle arenarie messiniane di Colle Riccio (**RCL**). L'orientazione di questa struttura è ben rappresentata nel diagramma cumulativo delle misure di strato del settore compreso tra Colle di Mezzo e Castelpetroso (Fig. 71 a), e ben si accorda con l'asse medio di deformazione che scaturisce dall'analisi della dispersione dei dati giacitureali relativi dell'intera unità Matese-Frosolone (Fig. 71 b). Entrambi i diagrammi infatti, mostrano una deformazione secondo un asse orientato all'incirca ONO-ESE. Considerazioni a carattere più regionale e l'analisi dei dati noti in letteratura (ROBUSTINI *et alii*, 2003) permettono di affermare che l'intero blocco Matese-Montagnola di Frosolone risulta interessato da una deformazione plicativa che si esplica attraverso la formazione di pieghe ad ampio raggio con orientazioni comprese tra NO-SE e ENE-OSO ed estensioni pluri-chilometriche.

La struttura sinclinalica menzionata in precedenza, è caratterizzata da un fianco settentrionale più regolare ed interessato da una superficie di *thrust* che si segue lungo tutto il versante meridionale della Montagnola di Frosolone, tra S. Elena ed Indiprete. Tale superficie tettonica, orientata ENE-OSO determina la



Fig. 72 - Versante N-orientale di M. Crocella nei pressi della Civita Superiore di Boiano: faglia inversa orientata N110/65 e senso di movimento verso NNE che determina la sovrapposizione dei calcari cretacei CRQ sulle arenarie di RCL..

sovrapposizione con vergenza meridionale della formazione di Longano (LNG) sulle arenarie del flysch del Molise (MSO).

Il fianco meridionale della macro-piegia, risulta più articolato in quanto è costituito da una serie di pieghe a lunghezza d'onda minore, riconoscibili sia nelle successioni silicoclastiche che in quelle carbonatiche. Un esempio di tali strutture è rimasto ben preservato nel settore compreso tra Cantalupo nel Sannio, Roccamandolfi e S. Massimo, dove è possibile osservare un'altra sinclinale, con asse medio orientato ENE-OSO ed immersione verso E.

La tettonica compressiva NE-vergente è inoltre responsabile della creazione di piani inversi a medio-alto angolo con orientazioni variabili da NO-SE ad E-O che interessano prevalentemente la successione carbonatica del Matese. Alcuni di questi piani orientati da N100 a N120 ed inclinazioni di 70°-80° sono osservabili nel settore immediatamente a sud della Civita di Boiano. Questi piani inversi producono la sovrapposizione con vergenza N-orientale dei calcari cretacei **CRQ** sulle arenarie di Colle Riccio (**RCL**) (Fig. 72). Situazione analoga si ritrova alla base del versante settentrionale della Civita di Boiano dove alcuni sondaggi per scopi idrogeologici, realizzati dalla società ERIM, mettono in evidenza la sovrapposizione mediante un piano a medio-alto angolo delle successioni calcaree sui depositi flyschoidi (CASCIELLO *et alii*, 2002) (cfr. Sezione B-B').



Fig. 73 - Ad ovest di Casalciprano, nei pressi di Mass. Tedeschi: mesopiega con asse orientato $N120/35$ vergente verso i quadranti meridionali, presente nei depositi arenacei e pelitici del flysch di S. Bartolomeo (SBO). Le frecce indicano la polarità stratigrafica.

L'evento compressivo che genera le strutture ad orientazione appenninica è riconoscibile anche all'interno dei depositi dell'Unità del Sannio e della sua copertura silicoclastica. Questa fase compressiva oltre a generare strutture plicative con assi orientati NO-SE e ONO-ESE osservabili sia alla macroscale che alla mesoscale (Fig. 73) determina la deformazione delle strutture formatesi durante il precedente evento compressivo. Una chiara evidenza di questo fenomeno è ben documentata cartograficamente nella zona di Petrole, posta immediatamente a sud di M. Vairano. In questa località il piano tettonico orientato NE-SO, precedentemente descritto, che sovrappone l'unità **ALV** sul membro **SBO₃** del flysch di S. Bartolomeo, è deformato insieme all'unità (**SBO₃**) del *footwall* a formare una sinclinale orientata NNO-SSE.

2. - STRUTTURE TRASCORRENTI ED ESTENSIONALI

L'intera area del Foglio Campobasso è interessata da sistemi di faglie estensionali ad alto angolo (Fig. 67) che determinano una frammentazione del substrato mesozoico-terziario. Tale frammentazione risulta particolarmente evidente nei settori meridionale ed occidentale, dove prevalgono litotipi a comportamento

tendenzialmente fragile (successioni dell'unità Matese-Frosolone).

Tutte le famiglie di faglie riconosciute sono il risultato di due episodi estensionali distinti, di cui il più antico è caratterizzato da un senso di estensione NO-SE ed un successivo, caratterizzato da un senso di estensione orientato NE-SO.

Secondo alcuni autori (DI BUCCI *et alii*, 1999), il primo episodio, databile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (CORRADO *et alii*, 1997; FERRANTI, 1997, PATACCA *et alii*, 1992a; DI BUCCI *et alii*, 1999), si sarebbe sviluppato all'interno del regime tettonico compressivo NE-vergente e si sarebbe esplicato attraverso la formazione di faglie con cinematiche prevalentemente trascorrenti. Tale fenomeno sarebbe stato determinato dal coinvolgimento nel cuneo di accrezione, della catena sud-appenninica, di spessori crostali tali da impedire l'arretramento flessurale della piastra in subduzione (piattaforma Apula); ciò avrebbe costituito quindi un ostacolo all'omogeneo accrescimento del cuneo orogenico, determinando così le condizioni per lo sviluppo delle importanti strutture trascorrenti che hanno coinvolto l'intera pila tettonica.

Durante questa fase si sarebbero formate strutture orientate NE-SO caratterizzate da cinematiche di tipo *dip-slip*, strutture orientate ONO-ESE ed E-O con cinematica trasversiva sinistra e faglie orientate circa N-S con cinematica trasversiva destra.

Il secondo episodio, che inizia nel Pleistocene medio, si sarebbe esplicato prevalentemente attraverso lo sviluppo di faglie con cinematica estensionale pura su piani orientati NO-SE. L'instaurarsi di questo regime avrebbe determinato, inoltre, la riattivazione dei piani formati durante il primo episodio. In particolare i piani ONO-ESE, ENE-OSO ed E-O si sarebbero riattivati in trasversione destra ed i piani N-S in trasversione sinistra.

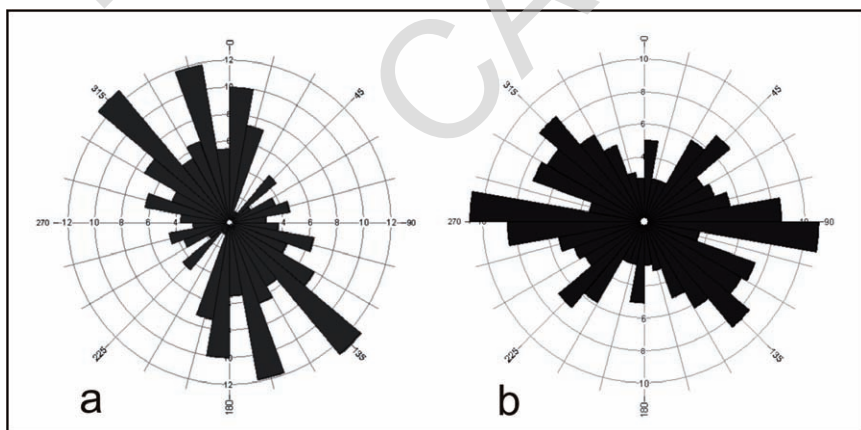


Fig. 74 - Diagrammi a rosa relativi ai piani di faglia del settore: a) Montagnola di Frosolone; b) Matese.

Il settore occidentale del Foglio, rappresentato dalla Montagnola di Frosolone, presenta una prevalenza di faglie con orientazioni comprese tra NO-SE e N-S (Fig. 74 a), mentre il settore meridionale, in cui sono presenti le successioni del Matese, risulta caratterizzato dalla prevalenza di strutture con orientazioni comprese tra ENE-OSO e ESE-ONO e strutture orientate NO-SE (Fig. 74 b). Le orientazioni degli indicatori di movimento misurati su piani, variamente orientati, all'interno del Foglio si concentrano in *cluster* che evidenziano i due sensi di estensione descritti in precedenza. I diagrammi riportati in (Fig. 75) mostrano i piani misurati in alcune stazioni strutturali localizzate nel settore tra Boiano e Guardiaregia (Fig. 75 a-b) e nella zona di raccordo tra il massiccio del Matese e la

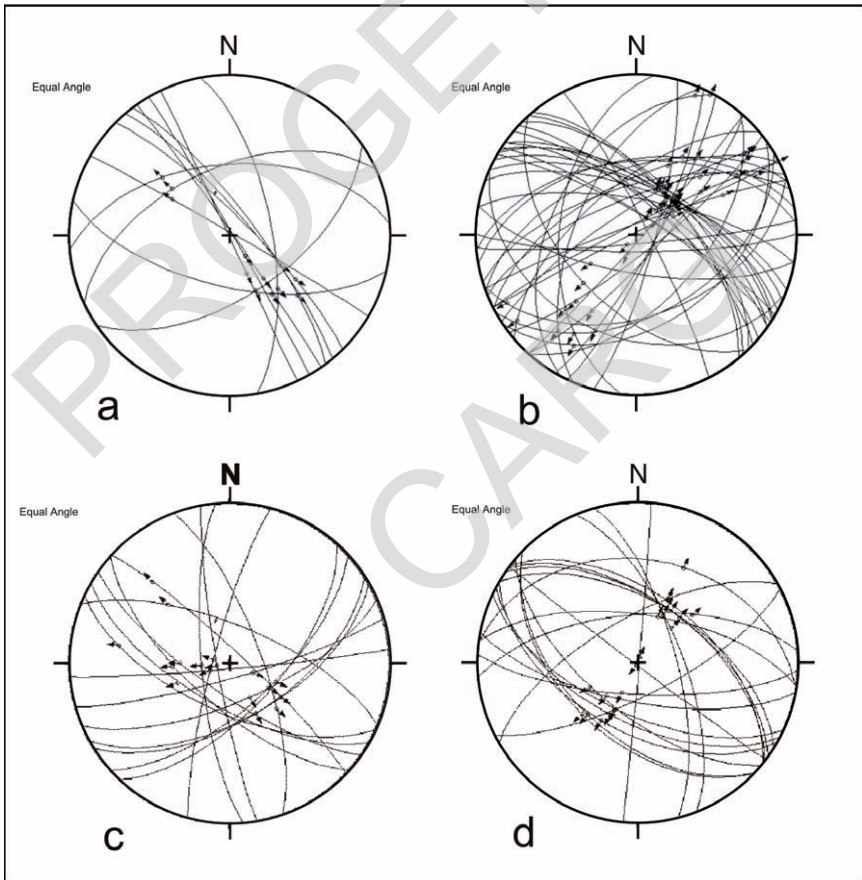


Fig. 75 - Piani di faglia con indicatori cinematici relativi al settore: a-b) compreso tra Boiano e Guardiaregia; e c-d) settore Roccamandolfi-Colle di Mezzo.

Montagnola di Frosolone (settore Roccamandolfi-Colle di Mezzo) (Fig. 75 c-d).

Tra le famiglie di faglie presenti nel Foglio, quelle meno rappresentate sono quelle ad orientazione N-S e NE-SO. Queste ultime pur non essendo molto diffuse tendono, in particolar modo nel settore del Matese, a determinare ampi rigetti stratigrafici e a mostrare spiccate evidenze morfologiche.

L'azione combinata di piani ad orientazione anti-appenninica con le strutture orientate ONO-ESE determina la venuta a giorno nel settore tra M. Miletto e Serra Soda dei calcari del Giurassico medio-superiore (**CCM**) e Cretacico inferiore (**CRQ₁**). Spostandoci verso est rispetto a questo settore si nota come l'attività di queste strutture determini un progressivo ribassamento delle successioni carbonatiche verso SSE. Alcuni di questi piani, inoltre, lungo il margine nord-orientale del massiccio, tra Boiano e Campochiaro, producono rigetti verticali dell'ordine di alcune centinaia di metri, determinando l'accostamento delle successioni cretache **CRQ** ed **RDT** con i depositi del flysch del Molise (**MSO**).

Le faglie ad orientazione anti-appenninica nella maggior parte dei casi sono mal conservate; gli indicatori cinematici, quando presenti, hanno evidenziato movimenti estensionali e/o trastensivi destri avvenuti lungo questi piani. Il settore occidentale di M. Miletto-Serra Soda è bordato da un'altra struttura anti-appenninica il cui andamento risulta però segmentato ad opera di faglie ad orientazione appenninica e circa N-S. Questa struttura ribassa verso NO e produce lungo il versante settentrionale di Serra Soda l'accostamento dei calcari giurassici dell'unità **CCM** con i calcari del Cretacico superiore **CBI**.

I piani con orientazioni variabili da NO-SE e ONO-ESE sono quelli più diffusi nel Foglio. I primi, mostrano cinematiche estensionali pure, i secondi trastensive destre e sinistre. Le strutture NO-SE sono di estensione ridotta e non mostrano tendenzialmente grossi rigetti, mentre le ONO-ESE presentano in alcuni casi lunghezze plurichilometriche e determinano accostamenti tra diversi termini della successione carbonatica. Alcuni di questi piani mostrano evidenze di tettonica recente. In corrispondenza del versante settentrionale della Civita Superiore di Boiano, infatti, le breccie di versante (**SIB_{a3}**) del Pleistocene superiore-Olocene risultano almeno in parte dissecate da tali strutture. Gli stessi depositi di versante risultano interessati da fagliazione nei pressi di Fonte S. Maria, zona posta poco a NO di Guardiaregia (Fig. 51), dove risultano basculati verso monte di circa 15°. La stessa faglia tende, spostandoci verso ovest nella zona del Santuario di Ercole presso Campochiaro, a dislocare le stesse breccie di versante (**SIB_{a3}**) come già segnalato da GALLI *et alii* (2002).

Indizi di attività quaternaria su faglie ad orientazione NO-SE e ONO-ESE si ritrovano anche nella zona di Serra S. Giorgio, posta poco a sud-ovest di S. Massimo, nei depositi lacuo-palustri del Pleistocene medio dell'unità di S. Massimo (**UNM**), come già segnalato da BRANCACCIO *et alii* (1979) e da DI BUCCI *et alii* (2005). Nel lavoro di RUSSO & TERRIBILE (1995) e di GUERRIERI (1997), vengono

inoltre segnalati indizi di fagliazione superficiale anche nei depositi (**SIB_b**) della conoide di Campochiaro.

L'analisi dei sondaggi nella piana di Boiano, localizzati proprio presso l'omonimo centro abitato, hanno inoltre evidenziato come anche i depositi sepolti lacuo-palustri e fluvio-palustri del Plesitocene medio, di riempimento della Piana, abbiano registrato una attività tettonica, prodotta proprio da strutture ad orientazione appenninica, che hanno determinato dislocazioni dell'ordine dei 40 m nei depositi della successione (cfr. paragrafo 4.4.1.2.).

PROGETTO
CARG

VI - CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ

Il Molise è interessato da elevata attività sismica concentrata essenzialmente lungo i settori assiali ed esterni della catena appenninica. La sismicità appenninica è caratterizzata, generalmente, da sequenze di eventi sismici costituite da un evento a maggiore energia (*mainshock*), seguito da eventi di energia decrescente nel tempo (*aftershocks*). Le magnitudo strumentali presentano variazioni piuttosto sensibili, a partire da valori superiori all'unità, fino a valori massimi di poco inferiori a 7 della scala Richter, le profondità ipocentrali variano tra i 5 ed i 20 chilometri. L'estensione delle aree interessate dagli effetti dei sismi e l'entità dei danni risultano funzione dei valori di magnitudo e di profondità di ciascun evento sismico.

Una stima sulla sismicità della regione può essere operata esaminando la Carta della Sismicità Storica dell'area molisana (Fig. 76), dedotta del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di lavoro CPTI, 2004) in cui sono riportati gli eventi di magnitudo (M_{aw} =magnitudo del Momento) superiore a 4.0, in un periodo temporale compreso tra il 217 a.C. ed il 2002 d.C.

Per quanto riguarda l'area ricadente nel Foglio Campobasso e le aree limitrofe, si stima che molti eventi abbiano raggiunto valori di magnitudo più che temibili (eventi del: 1293 (M_{aw} =5.90); 1349 (M_{aw} =6.62); 1456 (M_{aw} =6.96); 1805 (M_{aw} =6.57)).

Tuttavia molti terremoti distruttivi, pur essendo probabilmente originati da strutture tettoniche localizzate al limite del confine regionale, hanno avuto un impatto tale sulle popolazioni residenti da dover essere ricordati e testimoniati in vari modi.

Gli eventi sono stati estratti dal CATALOGO DELLA SISMICITÀ ITALIANA, CSI 1.0 (CASTELLO *et alii*, 2005), per il periodo 1981-2002, e dal BOLLETTINO SI-

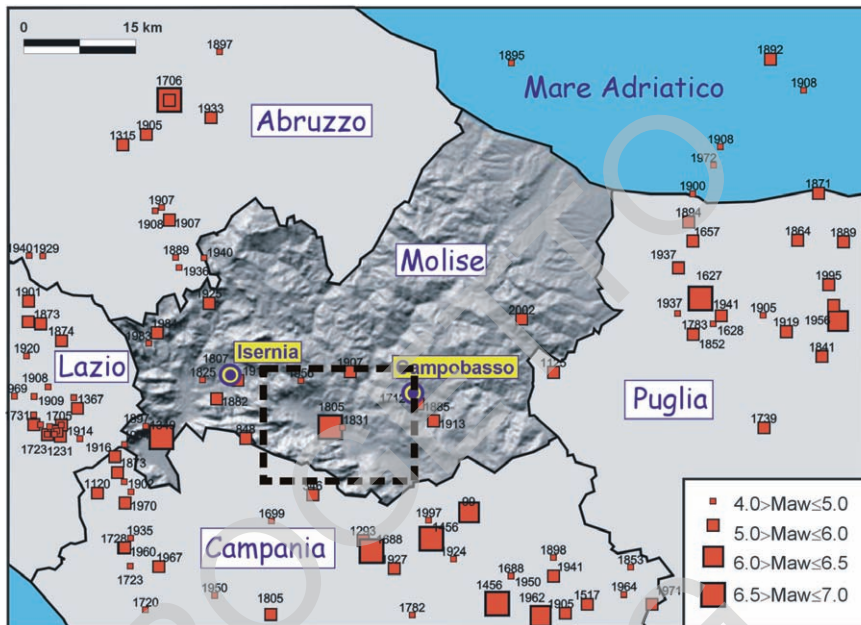


Fig. 76 - Carta della Sismicità Storica della regione Molise e delle aree limitrofe (dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 -CPTI04, Gruppo di lavoro CPTI, 2004). Il quadrato a tratteggio delimita l'area del foglio Campobasso.

SMICO ITALIANO (<http://www.ingv.it/~roma/reti/rms/bollettino/>) per il periodo 2003-2005. In base alla sismicità strumentale si osserva come, fatta eccezione per l'evento del 31 Ottobre 2002 (area cerchiata in giallo in Fig. 77), la quasi totalità dei terremoti mostra magnitudo moderato-basse ed eventi che si susseguono soprattutto in forma di sciami sismici (ALESSIO *et alii*, 1987; MILANO *et alii*, 1999; 2005; VILARDO *et alii*, 2003).

Negli ultimi anni, l'interesse scientifico si è concentrato maggiormente sulle sequenze verificatesi nel periodo 1986-2002 che possono rappresentare la spia di un processo di deformazione in atto, lungo la dorsale appenninica molisana, e che individuano un allineamento tettonico tra Isernia e Benevento con orientazione NO-SE.

- Nel gennaio del 1986 è stato osservato un incremento dell'attività sismica in un'area molto limitata presso Isernia (Fig.77, area cerchiata in verde). Questa ha mostrato livelli bassi di energia dando luogo ad un unico evento di magnitudo $M_I=4.0$ in data 18 gennaio (ALESSIO *et alii*, 1987). La distribuzione spaziale degli epi-ipocentri ha evidenziato che la maggior parte di essi ricadeva in un'area di circa 10 km^2 ed entro i primi 10 km di crosta. Il meccanismo focale composto ha fornito una soluzione di tipo *dip-slip* normale, ma con una forte

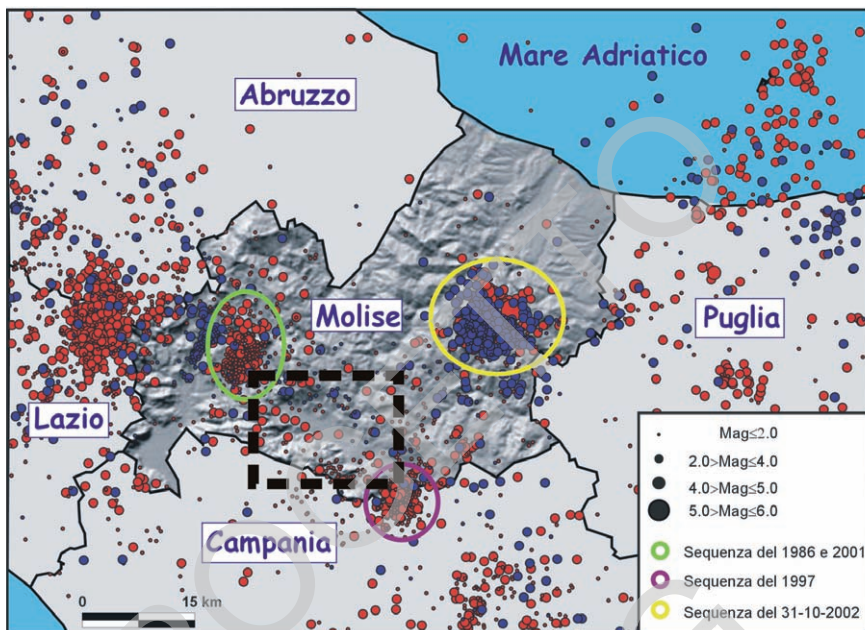


Fig. 77 - Carta della Sismicità Strumentale nell'area molisana. In rosso sono riportati gli eventi estratti dal CSI 1.0 (CASTELLO *et alii*, 2005) ed in blu quelli estratti dal Bollettino Sismico. Il quadrato a tratteggio delimita l'area del foglio Campobasso.

componente trascorrente.

- Tra il 1990 ed il 1997, il settore ubicato tra il Matese sud-orientale e l'area di Benevento (area cerchiata in viola in Fig. 77) è stato interessato da un'attività sismica di bassa energia (VILARDO *et alii*, 2003) che ha raggiunto i suoi valori massimi di frequenza, in termini di numero di eventi, nel 1990 (settore di Benevento, $M_{\max}=3.6$), nel periodo 1991-1992 (settore campano-molisano, $M_{\max}=3.6$) e nel 1997 nell'area matesina ($M_{\max}=4.1$). Gli eventi registrati mostrano allineamenti preferenziali su piani ipotetici immergenti a NE-ESE (sequenze del 1990 e del 1997) con un approfondimento degli epicentri (dal 1990 al 1997) dai 5 ai 12 km circa. In particolare l'attività sismica nel periodo intermedio tra l'evento del '90 e quello del '97 è ritenuta essere l'espressione della migrazione della sismicità dal Sannio verso il Matese. I meccanismi focali mostrano, per le 2 sequenze più importanti, soluzioni di tipo *dip-slip*.
- Lo sciame sismico verificatosi nel 2001 in un'area prossima alla città di Isernia (Fig. 77, area cerchiata in verde) si è susseguito per diversi mesi. Gli eventi risultano "clusterizzati" all'interno di 2 principali intervalli temporali ossia marzo e giugno dello stesso anno, ognuno caratterizzato da un evento più importante, rispettivamente $M_d=3.2$, $M_d=3.3$ (MILANO *et alii*, 2005). La se-

quenza è stata caratterizzata principalmente da sismi di magnitudo bassa (generalmente $1.5 < M_d < 2.5$ con $M_{d_{max}} = 3.3$) confinati nei primi 15 km di crosta. Più della metà dei meccanismi focali, calcolati per gli eventi con magnitudo $M_d > 2.5$ per i quali erano disponibili almeno 8 fasi (P-polarities), mostrano soluzioni prevalentemente *dip-slip* o *normal-strike*.

L'ultimo, in ordine di tempo, degli eventi sismici importanti che hanno colpito il Molise è riferibile al ben noto sisma del 31 ottobre 2002 (CASCIELLO *et alii*, 2003, 2004). Il *main shock* è stato preceduto da due scosse di $M_D = 3.2$ e 3.5 . La prima importante scossa, di magnitudo $M_L = 5.4$ ($M_w = 5.8$) si registra alle ore 11:32 a.m. (DI LUCCIO *et alii*, 2005). L'ipocentro è stato localizzato a profondità crostali intorno ai 20 km (DI LUCCIO *et alii*, 2005; DI BUCCI *et alii*, 2002; MASSA *et alii*, 2004; VALENSISE *et alii*, 2004) ma in letteratura non vi è accordo unanime in quanto alcuni autori riportano anche profondità minori, entro i 10-12 km (MONTONE *et alii*, 2004; PINTO *et alii*, 2003). Un altro evento, di magnitudo comparabile a quella del primo ($M_L = 5.3$ - $M_w = 5.8$), si verifica il 2 novembre 2002 e di nuovo l'ipocentro si colloca secondo DI LUCCIO *et alii* (2005) a profondità crostali. Gli *aftershocks* sono continuati per diversi mesi concentrandosi tra i 10 ed i 20 km (DE GORI & MOLISE WORKING GROUP, 2004), per culminare di nuovo il 1 giugno del 2003 con un evento di $M_L = 4.3$. I meccanismi focali hanno una fortissima componente di trascorrenza e sia i valori di accelerazione forniti dalle stazioni accelerometriche della Rete Accelerometrica Nazionale che la distribuzione degli eventi, suggeriscono che la struttura tettonica responsabile del terremoto sia orientata circa E-O (GORINI *et alii*, 2004; PINTO *et alii*, 2003; DI LUCCIO *et alii*, 2005; MASSA *et alii*, 2004; VALENSISE *et alii*, 2004; DE GORI & MOLISE WORKING GROUP, 2004). Sequenze caratterizzate da più *main shocks* ed *aftershocks* non sono frequenti in Italia, ma non sono del tutto assenti. Il terremoto del Molise del 2002 ha, infatti, delle similitudini con altri altrettanto importanti come quello di Potenza (il 5 maggio 1990, $M_L = 5.3$, seguito da *aftershocks* e di nuovo da un importante evento il 26 maggio del 1991), o con la sequenza dell'Umbria-Marche nel 1997 con eventi di $M_w = 5.7, 6.0, 5.2, 5.4, 5.2, 5.6$ distribuiti tra il 26 di settembre ed il 14 di ottobre; con il terremoto del Friuli nel 1976, durante il quale vi furono tre *shocks* di $M_L = 6.3, 5.5, 5.3$, dal 5 all'11 di maggio, e quattro di $M_L = 5.5, 5.9, 6.1, 6.0$ tra l'11 ed il 15 settembre dello stesso anno (VALENSISE *et alii*, 2004); ancora con gli eventi del Belice (Sicilia), con 4 sismi di magnitudo compresa tra 5.2 e 5.7 distribuiti tra il 15 ed il 25 gennaio del 1968 (LAVECCHIA *et alii*, 2007). Il terremoto del 2002 si differenzia dalla maggior parte dei terremoti della dorsale appenninica anche per il rilascio di energia (rilascio del momento) che in genere avviene entro i primi 10-12. In questo caso i *main shocks* e gli *aftershocks* si sono concentrati tra i 10 ed i 24 km (VALENSISE *et alii*, 2004) e ciò giustifica la propagazione delle onde su un'area molto vasta.

Gli studi di sismotettonica e le valutazioni sulla pericolosità sismica non con-

templavano, fatta eccezione per le aree più interne o come risentimento degli effetti della sismicità del Gargano (PATACCA & SCANDONE, 2004) la possibilità che sul resto del territorio molisano potessero ricadere eventi di una certa portata.

La regione Molise ha recepito la nuova classificazione sismica del territorio nazionale realizzata dall'INGV e derivata dall'integrazione tra la vecchia classificazione del 1984 (Consiglio Nazionale dei Lavori Pubblici, Servizio Sismico Nazionale, 1984) e la proposta di riclassificazione formulata nel 1998 dal GRUPPO DI LAVORO NOMINATO DALLA COMMISSIONE NAZIONALE DI PREVISIONE E PREVENZIONE DEI GRANDI RISCHI.

Secondo tale classificazione vengono riconosciute tre zone corrispondenti da un punto di vista degli adempimenti previsti dalla legge 64/74 alle zone di sismicità alta, media e bassa mentre per la zona 4 viene data alle singole regioni facoltà di imporre l'obbligo della progettazione antisismica (Fig. 78). Le aree comunali ricadenti all'interno del Foglio Campobasso rientrano esclusivamente nella zona 1 e subordinatamente nella zona 2.

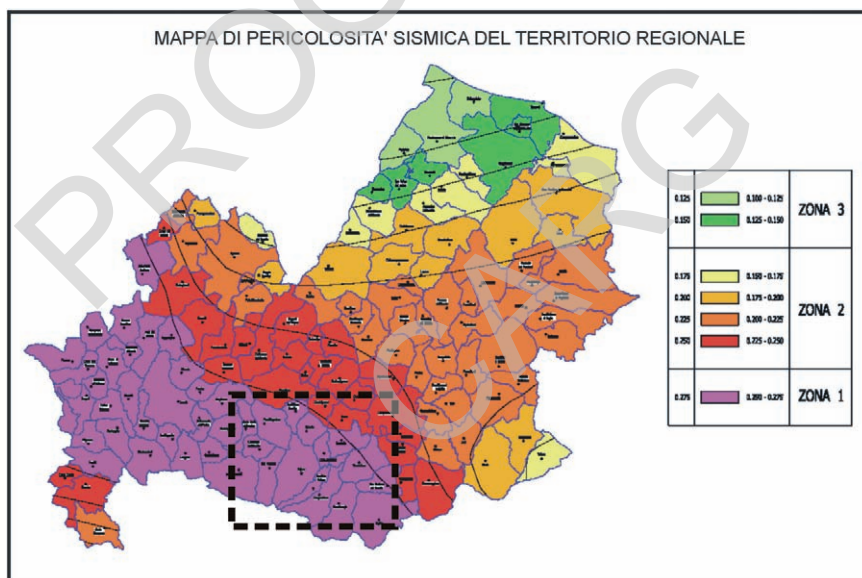


Fig. 78 - Nuova classificazione di pericolosità sismica per la regione Molise (Consiglio regionale n. 194 del 20 settembre 2006). Il quadrato a tratteggio delimita l'area del Foglio Campobasso

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA ED IDROGEOLOGIA

1. - I PROCESSI GRAVITATIVI

Il territorio della regione Molise ricade in un settore della catena appenninica di recente corrugamento e sollevamento ed è, pertanto, dominato da versanti da collinari a montuosi caratterizzati da moderate fino ad elevate energie di rilievo. Laddove tali versanti sono impostati su litologie scarsamente coesive e resistenti all'erosione, nonché suscettibili a deformazioni plastiche, la loro evoluzione verso condizioni di maggiore maturità e stabilità morfologica avviene prevalentemente attraverso fenomeni franosi che sono spesso di notevole estensione e complessità.

In generale, le frane rilevate nel territorio della regione Molise rappresentano dei fenomeni di erosione le cui fasi di attivazione o di riattivazione, oltre a dipendere dalle condizioni predisponenti legate soprattutto agli assetti litostratigrafici e strutturali, alla idrologia dei terreni affioranti e alla morfologia del versante (MELIDORO, 1971; LANZAFAME & TORTORICI, 1976; MERCURI & RIZZO, 1980; BARANELLO *et alii*, 1995; CORBI *et alii*, 1996a; 1996b, 1996c; AUCELLI *et alii*, 2002), sono spesso strettamente legate a vari fattori di innesco tra cui gli eventi meteorici di particolare intensità e/o durata e agli scuotimenti sismici (CORBI *et alii*, 1999; AUCELLI *et alii*, 2003, 2004a; CASCIELLO *et alii*, 2004). Spesso, a tali fenomeni franosi, specie se localizzati all'interno o vicino a centri abitati oppure in prossimità di infrastrutture di vario tipo (strade, viadotti, etc.), risultano essere associate delle condizioni di rischio di elevato grado (GUIDA *et alii*, 1992a, 1992b; BARANELLO *et alii*, 1995).

La regione Molise risulta essere interessata da una notevole suscettibilità ai

fenomeni franosi (AUCELLI *et alii*, 2002, 2004b) cui corrisponde, secondo l'inventario regionale dei fenomeni franosi recentemente conclusosi (progetto IFFI, ROSSKOPF & AUCELLI, 2007) una densità media dei fenomeni franosi di 5,08 frane/km², pari ad un indice di franosità di 11,4%, e un totale di ca. 22.500 fenomeni franosi. Tra queste, le colate rappresentano con il 47% la tipologia più diffusa, seguite dalle frane complesse (ca. il 30%) e dagli scivolamenti (ca. il 19%). L'importanza delle locali condizioni di predisposizione all'instabilità dei versanti si riflette con molta evidenza nella distribuzione e densità delle varie tipologie di frana (AUCELLI *et alii*, 2000, 2001, 2002, 2004b; ROSSKOPF & AUCELLI, 2007). In particolare, secondo l'inventario del progetto IFFI, circa il 41% dei fenomeni franosi rilevati in Molise è localizzato in aree dove affiorano successioni a prevalente componente argillosa, a conferma della loro elevata predisposizione al dissesto idrogeologico.

Tra i fenomeni franosi di maggiore complessità rilevati nel territorio molisano si inseriscono quelli che caratterizzano tipicamente tutto il settore medio e alto adriatico, interessato tutt'oggi da una rete drenante in fase di approfondimento. Si tratta di complessi bacini franosi (landslide catchments, AUCELLI *et alii*, 2000) la cui genesi appare strettamente collegata all'interazione prolungata nel tempo dei sistemi fluviali e di versante che accompagna l'evoluzione dei sistemi vallivi stessi (AUCELLI *et alii*, 2008).

Molte delle frane presenti sono da considerarsi fenomeni stagionali, che si attivano cioè in corrispondenza di afflussi meteorici di particolare intensità e/o durata. E' per questo che tra i fattori di innesco si collocano con prepotenza gli eventi meteorici estremi, come ha testimoniato l'evento alluvionale che, nel gennaio 2003, ha colpito il versante medio-basso adriatico del Molise (AUCELLI *et alii*, 2003, 2004a) causando effetti notevoli al suolo. In particolare, i versanti sono stati diffusamente interessati sia da fenomeni di erosione idrica accelerata, sia da fenomeni di frana (stimati in circa 3.000), questi ultimi per la maggior parte di prima attivazione e molto superficiali.

L'area del Foglio Campobasso è interessata sia da fenomeni gravitativi, che assumono un carattere di tipo areale, sia da fenomeni gravitativi definibili come fenomeni franosi in senso stretto. Per quanto riguarda i primi, sono da segnalare soprattutto i diffusi fenomeni di crollo che caratterizzano la parte alta del massiccio del Matese e che interessano, in particolare, i versanti ad alta acclività e soprattutto le free-face dei maggiori versanti strutturali. Tali fenomeni di crollo, si verificano in modo esteso lungo i versanti carbonatici (es. i versanti meridionali di M. Miletto, di M. Ruzzo, di Costa della Defenza) provvedendo al loro modellamento areale e alla formazione, alla base delle *free-face*, di falde e coni detritici. Sono stati inoltre riscontrati diffusi fenomeni di colamento e di scivolamento di piccole porzioni dei terreni eluviali e delle coperture detritico-colluviali che, nell'insieme, assumono spesso un carattere areale e interessano soprattutto le por-

zioni basali, di raccordo pedemontano, dei versanti collinari. Tali fenomeni, talora, coinvolgono anche i depositi di frana, portando ad una loro re-distribuzione verso il basso e ad un livellamento delle originarie morfologie.

Per quanto riguarda i fenomeni franosi rilevati nell'area del Foglio Campobasso, questi mostrano una diffusione molto diversa da settore a settore, proprio in relazione alle locali condizioni morfologiche e di energia del rilievo e alle associate caratteristiche geolitologiche e strutturali dei versanti. Sono, infatti, soprattutto concentrati lungo i fianchi vallivi dell'incisione del Biferno e dei suoi tributari maggiori (in destra il Fosso Ischia e il Rio di Oratino, in sinistra il Rio di Casalciprano), caratterizzati da medie ed alte pendenze e dalla presenza diffusa di litotipi dalle caratteristiche geomeccaniche da mediocri a scadenti.

I fenomeni franosi singoli sono rappresentati, con riferimento alla classificazione di CRUDEN & VARNES (1996), dalle seguenti principali tipologie di movimento: colata (*flow*) e scorrimento (*slide*). A queste si aggiungono, con riferimento allo stile di attività, le frane complesse, rappresentate soprattutto dalla combinazione di fenomeni di scorrimento e di colamento.

Le frane presenti nell'area del Foglio Campobasso sono tuttavia soltanto in parte frutto di eventi franosi singoli. Come evidenzia, infatti, il confronto diacronico della cartografia topografica e delle foto aeree di varia data, esse sono, il più delle volte, il risultato di una evoluzione prolungata nel tempo. Le osservazioni e i dati raccolti, ad esempio da ALMAGIÀ (1910), consentono di attribuire a diverse frane una età storica (metà 1.800 – inizio 1.900) e di mettere in chiara evidenza la loro evoluzione attraverso più fasi di riattivazione. La maggior parte delle frane presenti nell'area del Foglio Campobasso, come peraltro gran parte delle frane presenti sull'intero territorio molisano, è costituita quindi da corpi/sistemi franosi di una certa complessità, sia per la loro origine polifasica o anche policiclica, sia perché frutto della fusione di più corpi di frana. I sistemi franosi più complessi sono caratterizzati generalmente da stili di attività da composito a multiplo o successivo, e da varie distribuzioni di attività, tra cui in particolare la tendenza alla retrogressione e all'ampliamento (frane in allargamento e multi-direzionali, AMANTI *et alii*, 1996).

Per quanto riguarda la distribuzione in termini di densità di frane, risulta che la stragrande maggioranza delle frane è concentrata nelle aree in cui affiorano i depositi prevalentemente argillosi riferibili alla Argille Varicolori Superiori (ALV) ed al membro delle marne argille con livelli calcarei (ALV₂). I primi sono presenti, ad esempio, estesamente all'interno dell'incisione del Fosso Fortese, in sinistra del Biferno, e in corrispondenza di alcuni bacini tributari del Rio di Casalciprano, tra cui il Vallone Luogo Filippo e il Fosso Mortale. Essi ospitano estesi sistemi franosi assimilabili ai bacini franosi, di cui prima, e sono essenzialmente formati da fenomeni di colata variamente sviluppati e coalescenti. Diffusamente interessata da frane è anche la successione argilloso-marnoso-calcareo che affiora

estesamente lungo i fianchi vallivi del Biferno, del Rio di Casalciprano e del Rio di Oratino. Diverse delle frane generate su queste litologie, nel raggiungere il fondovalle del fiume Biferno, hanno notevolmente influito sulla dinamica fluviale causando in particolare la deviazione del Biferno e la conseguente destabilizzazione locale del fianco vallivo opposto.

2. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio Campobasso è caratterizzato da un assetto geologico contraddistinto a grande scala dalla giustapposizione tettonica dell'Unità bacinale del Sannio al di sopra dell'Unità Matese-Frosolone riferibile ad un ambiente di piattaforma-scarpata-bacino.

Il territorio ricadente all'interno del Foglio Campobasso risulta costituito quindi, da tre successioni litostratigrafiche caratterizzate rispettivamente da una permeabilità molto differente. Inoltre, nel complesso l'assetto delle strutture ai fini dell'analisi idrogeologica risulta complicato dalla pervasiva deformazione quaternaria, legata all'attività di faglie estensionali e trastensive, che rende non sempre agevole la ricostruzione e la delimitazione degli acquiferi sotterranei.

L'identificazione delle unità geologico-tecniche di valenza idrogeologica, definibili unità idrostratigrafiche (MAXEY, 1964) o complessi idrogeologici (CIVITA *et alii*, 1973), ha consentito di riconoscere nel Foglio Campobasso la presenza di terreni ad elevato grado di permeabilità relativa, per fessurazione e carsismo, rappresentati dai litotipi calcarei delle Unità Matese-Frosolone, e di terreni caratterizzati da un grado di permeabilità relativa bassa o molto bassa, per porosità e fessurazione, ascrivibili ai depositi di bacino dell'Unità del Sannio (ad eccezione in quest'ultima dei terreni calcarei **ALV₂** sede di emergenze sorgentizie anche con portate superiori ai 10 l/sec - Tab 1 e Tab 2). In Tabella 1 sono descritti i principali complessi idrogeologici riconducibili agli intervalli o alle associazioni di intervalli litostratigrafici utilizzati per realizzare il Foglio Campobasso.

In definitiva, nel Foglio Campobasso, sono riconoscibili i trend idrogeologici regionali caratteristici dell'Appennino meridionale individuabili nei contatti laterali e verticali tra unità idrogeologiche carbonatiche, caratterizzate da una elevata permeabilità, da una elevata infiltrazione efficace e quindi da una ingente circolazione idrica sotterranea basale, e unità idrogeologiche a scarsa permeabilità, caratterizzate da una modesta, se non trascurabile, circolazione idrica sotterranea.

Al contatto con i terreni a minore permeabilità, il deflusso idrico sotterraneo delle unità carbonatiche viene a giorno generando grandi sorgenti basali (CELICO, 1978, 1983, 1988; ALLOCCA *et alii*, 2007). Variazioni di questo schema di circolazione idrica sotterranea sono associabili, all'interno dei massicci carbonatici, a fattori strutturali che possono costituire un ostacolo alla circolazione idrica sotter-

Tab. 1 - *Complessi idrogeologici e grado di permeabilità e corrispondenza con le Sigle e le denominazione di riferimento della legenda.*

COMPLESSI IDROGEOLOGICI E RELATIVO GRADO DI PERMEABILITA'	ASSOCIAZIONI LITOLOGICHE CARATTERIZZANTI	SIGLE E DENOMINAZIONE DI RIFERIMENTO IN CARTA
<p>Calcareo PERMEABILITÀ ALTA</p>	<p>Calcilutiti, calcareniti e calciruditi della successione carbonatica del matese</p>	<p>CUS formazione di Cusano, AEN calcareniti con alveoliniti e nummulitidi, CBI calcari bio-litoclastici con rudiste, RDT calcari a radiolitidi, RDO calcari a rudiste ed orbitoline, CRO calcari con requenie e gasteropodi, CRQ₁ membro dei calcari ad ooliti fibroso raggiate, CCM calcari con Cladocoropsis e Clypeina, CDO calcari oolitici ed oncolitici, CPL calcari a Palaeodasycladus.</p>
<p>Calcareo marnoso PERMEABILITÀ MEDIO ELEVATA</p>	<p>Calcareniti, calciruditi ed in minor misura calcilutiti. Intercalazioni di marne e depositi emipelagici</p>	<p>VLO formazione di M.Calvello, FMO formazione di Monaci, GOD formazione di Macchiagodena, RIV calciruditi poligeniche di M.Crivari, LNG formazione di Longano. NAC calcareniti ed argille della Morgia del Monaco, SCC calcareniti e calciruditi di Sepino, ALV_a litofacies calcarea Unità del Sannio.</p>
<p>Arenaceo conglomeratico PERMEABILITÀ MEDIA</p>	<p>Arenarie con intercaldioni di argille marnoso-siltose. A diverse altezze stratigrafiche corpi conglomeratici ed a luoghi olistoliti calcarei di dimensioni decametriche</p>	<p>flysch di S. Bartolomeo SBO₂, SBO, SBO_a</p>
<p>Arenaceo pelitico PERMEABILITÀ MOLTO BASSA/BASSA</p>	<p>Argille, marne ed arenarie torbidityche prevalenti nella parte alta.</p>	<p>flysch del Molise (MSO, MSO₁, MSO_b, RCL).</p>
<p>Argilloso calcareo PERMEABILITÀ MOLTO BASSA</p>	<p>Argille di aspetto scaglioso, marne rosate e verdastre, calcari e calcari marnosi localmente siliciferi.</p>	<p>ALV argille varicolori superiori, ALV₂ membro delle marne, argille con livelli calcarei</p>
<p>Depositi fluvio- lacustri PERMEABILITÀ MEDIO BASSA</p>	<p>Depositi limoso-argillosi dei bacini fluvio-lacustri di norma alternati a depositi alluvionali</p>	<p>SIB_{e2}, BSO_{a3}, MFS_{e2}, UNM, e: Depositi lacuo-palustri dei sintemi di Boiano, del Lago Matese, di Campobasso-Spinete, dell'unità di S. Massimo ed in formazione.</p>
<p>Depositi alluvionali PERMEABILITÀ MEDIO ELEVATA</p>	<p>Alluvioni e conoidi</p>	<p>SIB_b, MFS_b, CPH, b: depositi alluvionali dei sintemi di Boiano, del Lago Matese, dell'unità di Campochiaro ed in formazione.</p>
<p>Depositi epiclastici continentali PERMEABILITÀ MEDIO ELEVATA</p>	<p>Depositi clastici s.l. e falde detritiche</p>	<p>SIB_{a3}, MFS_{a3}, BSO_{a3}, BGV: depositi di falda detritica dei sintemi di Boiano, del Lago Matese, di Campobasso-Spinete, dell'unità di Serrabregaviteili ed in formazione MNF: depositi dell'unità di Roccamandolfi. a₁: depositi di frana b₂: coltri eluvio-colluviali ed in formazione.</p>

Tab. 2 – Sorgenti ricadenti all'interno del foglio geologico n°405 Campobasso, con *Q*-media superiore a 10 l/sec. Ubicazione in Figura 79.

	SORGENTI	COMUNE DI RIFERIMENTO	Q_MEDIA
	MONTAGNOLA DI FROSOLONE		
1	Galleria FF.SS	Castelpetroso	100,050
2	F.te Paradiso	S.Maria del Molise	21,363
3	SS.Maria e Giacomo	S.Maria del Molise	223,775
	SETTORE SETTENTRIONALE DEL MATESE		
4	Capodacqua Campitello	S.Massimo	36.917
5	S Maria dei Rivoli	Boiano	1.013,036
6	Pietre cadute	Boiano	976.280
7	S.Mariella I	S. Polo Matese	25.380
8	S.Mariella I	S. Polo Matese	13,288
9	Rio Freddo	S. Polo Matese	1.157,541
10	F.te Maggiore	Campochiaro	14.094
	SETTORE AD EST DEL MATESE		
11	Acqua fredda	Sepino	13,050
12	Fota	Sepino	45,075
13	Emma	Sepino	23,725
14	Tre fontane	Sepino	30,000
	ALTRE		
15	Fontana vecchia	Campobasso	16,025

ranea per una riduzione locale della permeabilità. Laddove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi alluvionali quaternari sono possibili travasi idrici sotterranei verso le piane alluvionali e quindi una alimentazione dei corpi idrici superficiali (Piana di Boiano, Conoide di Campochiaro e Piana di Sepino).

Nell'area del Foglio ricadono, anche se parzialmente, rilevanti strutture idrogeologiche carbonatiche tra le quali, per importanza e complessità, spiccano quella della Montagnola di Frosolone e quella dei Monti del Matese.

La struttura della Montagnola di Frosolone come accennato ricade solo in parte nel Foglio Campobasso ed i terreni ad essa riconducibili affiorano nella porzione nord occidentale del Foglio. Tale struttura costituita da una associazione litologica calcareo-marnosa con permeabilità relativa medio elevata, è essenzialmente confinata dai terreni del complesso arenaceo pelitico (Tab. 1) che costituiscono una cintura pressoché continua. Essa è sede di alcune sorgenti di portata superiore anche ai 200 l/sec (Tab. 2, Fig. 79).

I Monti del Matese rappresentano una delle più imponenti strutture idrogeologiche dell'Appennino meridionale; il limite settentrionale di tale struttura è di norma costituito dal tamponamento operato dai depositi del "flysch del Molise"

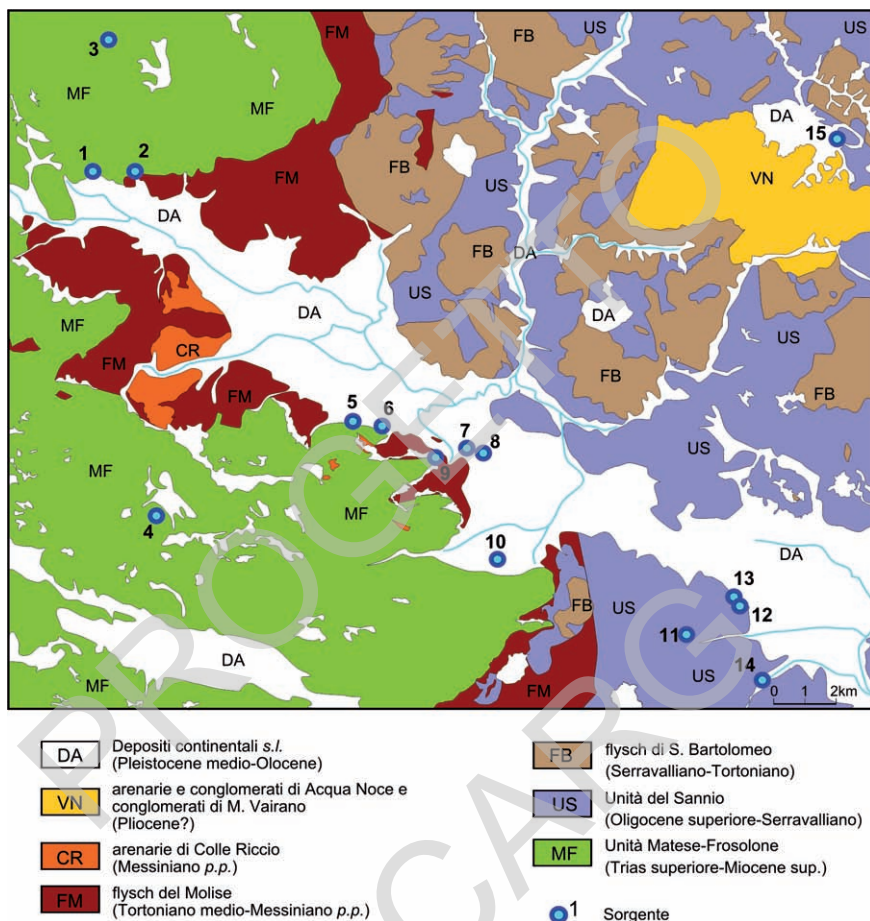


Fig. 79 - Ubicazione delle sorgenti ricadenti nel Foglio Campobasso con portata media superiore a 10 l/s.

(complesso arenaceo pelitico – Tab. 1) in contatto prevalentemente per faglia diretta, con i litotipi carbonatici costituenti l'acquifero principale.

Talvolta questo contatto è mascherato dalle coltri detritiche che raccordano i versanti del massiccio alle sottostanti piane o dai depositi alluvionali di queste ultime.

La parte di Monti del Matese ricadente all'interno del Foglio è in realtà solo una porzione della più vasta e complessa struttura idrogeologica e corrisponde, all'interno del Foglio, alla parte di dominio collegato all'emergenza delle sorgenti del Fiume Biferno (sorgenti di : S. Maria dei Rivoli, Pietre Cadute, Rio Freddo –

Tab. 2, Fig. 79) ubicate tra i comuni di Boiano e S. Polo Matese.

Le acque sotterranee di questa articolata struttura traboccano solo in parte in corrispondenza delle sorgenti del Fiume Biferno ubicate a quote comprese tra i 490 ed i 510 metri s.l.m., poiché cospicui volumi vanno ad alimentare, tramite travasi idrici sotterranei, le sorgenti di Torano e Grassano ubicate a quote inferiori (circa 200 m s.l.m.), nella porzione meridionale e sud-orientale del massiccio, ubicata al di fuori del Foglio Campobasso.

3. - CAVE

La presenza di litotipi con caratteristiche differenti (calcari, argille, ghiaie e sabbie) presenti nei vari settori della regione Molise ha reso fiorente, sin dal passato, un'attività estrattiva mirata prevalentemente all'utilizzo in ambito edilizio. Molte delle 624 cave distribuite sull'intero territorio sono attualmente dismesse, 108 per la provincia di Isernia e 433 per la provincia di Campobasso, solo 83 cave, regolarmente censite, sono attualmente attive (28 per la provincia di Isernia e 55 per la provincia di Campobasso). Nella provincia di Isernia l'attività estrattiva è concentrata prevalentemente sui litotipi calcarei, con una maggiore concentrazione di siti proprio nella zona di Isernia, mentre nella provincia di Campobasso oltre ai litotipi calcarei vengono estratti grossi quantitativi di ghiaie e subordinatamente di argille e pietra gessosa. Nel foglio geologico Campobasso ricadono un buon numero di cave, suddivisibili in tre principali categorie. Molte le cave di ghiaia e sabbia di origine alluvionale, che sono concentrate essenzialmente sull'ampia conoide di Campochiaro, alcune delle quali sono ancora in attività. Si tratta di cave a fossa, talvolta molto estese, con superfici anche superiori all'ettaro e profonde fino ai dieci metri (Cava Morrione) (**SIB_b**).

Abbastanza diffuse le cave di calcare o di calcare marnoso, di varie epoche e dimensioni. Sono tutte cave di collina, spesso ad anfiteatro, non sempre gradonate. In alcune di esse si opera ancora. Tra queste, la cava sita sui fianchi vallivi del T. La Valle, all'apice della conoide di Campochiaro, (**RDT**) e la cava situata nei pressi del quadrivio di Monteverde, nel Comune di Vinchiatureo (**ALV_a**).

Sfruttate anche le argille, soprattutto nel passato, per la coltivazione delle quali esistono sul territorio tre cave. In particolare se ne individua una nel Comune di Busso, in località Cava di Argilla, sulla destra idrografica del Fosso Ischia (**SBO₃**), un'altra, dismessa, nel Comune di Boiano, in località Pitoscia, sulla destra idrografica del T. Rapone, nei pressi della fornace di laterizi che ne utilizzava i materiali estratti (**MSO**), ed una nel Comune di Spinete, in località Monte (**ALV**).

ABSTRACT

The sector of southern Apennines falling within the geological sheet N. 405 (Fig. 1) is located predominantly in the external areas of the chain and is coincident with the zone of junction between the southern and the central-northern arcs of Apennine chain (PATACCA *et alii*, 1992a).

From a structural point of view in this area it is possible to distinguish different tectonic units (Fig. 2) overthrust during the orogenic phases occurred since the Tortonian period and due to the opening of the Tyrrhenian back arc basin (D'ARGENIO *et alii*, 1973, MOSTARDINI & MERLINI, 1986, PATACCA *et alii*, 1990, PATACCA & SCANDONE, 2007).

In the southern and western sectors of the Sheet, on Matese massif and Montagnola di Frosolone ridge, lithologies belonging to carbonatic platform and slope-basin sedimentary palaeoenvironments crop out respectively.

The central-eastern sector, between Boiano and Sepino plain to the south, and the area of Campobasso to the north, is characterized by outcropping of marly clay-limestone and siliciclastic basinal succession referring respectively to Sannio Units and S. Bartolomeo flysch deposits. These units represent, in this sector of the chain, the roof units of a duplex system, which, in its deepest portions is made up of carbonatic horses themselves overthrust on the western margin of the Apulian foreland.

Deformation history of this area is characterized by many compressional phases, occurred between Miocene and Pliocene period, responsible of block rotations, then followed by the development of strike slip structures and finally by extensional ones developed since the upper Pliocene-lower Pleistocene.

Below is presented a brief description of the outcropping succession corresponding to those presented in the legend of the geological sheet.

LEGEND

This part is a translation of the key given on the Sheet margins, using the same acronyms for the various units appearing on the map and in the correlative geological cross sections. Most of the Quaternary units are Unconformity Bounded Stratigraphical Units (UBSU), with the exception of still forming sediments (**h**, **b**, **b₂**, **a₁**, **a₃** and **e**) and lithostratigraphic units (**BGV**, **CPH**, **MNF** and **UNM**).

QUATERNARY DEPOSITS

NOT COMPLETELY FORMED UBIQUITARY UNITS

h - anthropic sediments

Humified fill grounds, sometimes with debris and clasts, in reclamation areas or associated to anthropic works.

b- alluvial sediments

Gravels, sands, sandy-gravels and/or sandy silts forming the deposits in the valley floors of the main water courses. Locally, these deposits appear slightly cut or terraced above the present-day valley floor.

HOLOCENE

b₂ - eluvial and colluvial sediments

Poorly sorted and often massive colluvial deposits mostly composed of clay, silt and/or sandy-silt, sometimes including sparse pebbles. Generally brown in colour (reworked topsoil material), they may contain intercalated palaeosoils. They characterise the piedmont surfaces and the fill of flat depressions. Into do-line and tectono-karstic depressions the deposits are composed by lag soils, red earths, and paleosoils with insoluble clasts. Variable thickness from a few metres up to 5 metres.

HOLOCENE p.p.

a₁ - landslide deposits

Landslide sediments composed of clays and silts with or without heterogeneous and heterometric coarse pebbles, located in a chaotic way within piedmont areas and along fluvial rims. Variable thickness from 1 to 10-15 m.

HOLOCENE p.p.

a₃ - talus slope and debris cones deposits

Loose angular-subangular heterometric carbonatic clasts with or without fine

matrix, characterising the base of carbonatic slopes.

HOLOCENE *p.p.*

e - palustrine-lacustrine sediments

Lacustrine-palustrine deposits composed of dark-brown clays and clayey-silts, characterising the seasonally submerged areas of lakes and marshes.

HOLOCENE *p.p.*

COMPLETELY FORMED UNITS LOCALIZED INTO BOIANO AND SEPINO PLAINS AND INTO BIFERNO VALLEY

SIB - Boiano synthem

It includes the units that were deposited during the Late Pleistocene and the Holocene within the alluvial plains of Boiano, Sepino and Biferno and in the piedmont areas of Mt Matese and of the molise-sannio sector. The synthem lower boundary is an erosional surface on the bedrock and/or on buried quaternary units. The synthem upper boundary is the present-day topographic surface and, only locally, are closed by erosional surfaces with or without deposits in course of formation.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

The synthem contains the following heteropic lithofacies:

SIB_{a3} - talus slope and debris cones deposits composed of angular-subangular heterometric carbonatic clasts, formed at the base of the main carbonatic slopes of Mt Matese. The lower portions of the exposed successions show layered and cemented debris while the upper portions are composed of not cemented debris in a volcanoclastic matrix rich in Neapolitan Yellow Tuff (**TGN**). Variable thickness from a few metres up to 20 m.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

SIB_b - Fluvial deposits composed of heterometric and heterogeneous pebbles with or without brown silty-clayey matrix. They are interbedded with dark-brown clayey-silty palaeosoils, sometimes volcanoclastics. They generally characterise the fluvial terraces, hanging at least 3 m above the present-day valley floors. Variable thickness from a few metres up to 30 m. They are partially heteropic and/or partially cover, through erosional contacts, the palustrine deposits of **SIB_{e3}** constituted by laminated silts and clays.

In piedmont areas, close to stream mouths, the fluvial deposits are constituted by heterometric and heterogeneous rounded and sub-rounded pebbles. They have open-work texture with volcanoclastic and clayey-sandy matrix and they are generated by alluvial fans.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

SIB_{e3} - Palustrine deposits constituted by alternation of dark-brown laminated clays and silty-clays with fossils and of sandy-silts and sandy-gravels layers interbedded with volcanoclastic deposits related to the Neapolitan Yellow Tuff (TGN). Variable thickness from a few metres up to 30 m.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

SIB_{e1} - Glacial deposits constituted by angular and sub-angular, strongly heterometric, calcareous clasts with sandy-silty matrix. They characterise the M. Mileto and La Gallinola slopes, up to 1.400 m asl, and the tectono-karstic depressions (Campitello Matese and Campo Puzzo). Variable thickness from a few metres up to 20 m.

LATE PLEISTOCENE

CPH - Campochiaro unit

Lithostratigraphic unit of alluvial fan deposits composed, in the upper part, of heterometric, layered, rounded pebbles and gravels, and in the lower part, of heterometric, not layered, rounded pebbles and gravels with sandy and clayey matrix. Lower boundary with angular discordance on bedrock and upper boundary that coincide with the present-day topographic surface. MIDDLE PLEISTOCENE

MNF - Roccamandolfi unit

Lithostratigraphic unit of glacial deposits composed of angular and sub-angular, strongly heterometric, calcareous clasts with sandy-silty matrix. They characterise the Matese slopes from Roccamandolfi to S. Massimo, at altitudes below 1.000 m asl.

MIDDLE PLEISTOCENE

UNM - San Massimo unit

Lithostratigraphic unit of palustrine-fluvial deposits constituted by laminated silts and clays with interlayered reworked volcanoclastic material and rounded pebbles. Lower boundary with angular discordance on bedrock and upper boundary corresponding to an erosional surface covered by reworked volcanoclastic materials and glacial heterometric carbonatic debris (MNF).

EARLY *p.p.*-MIDDLE PLEISTOCENE (1,1 My-0,6 My)

COMPLETELY FORMED UNITS LOCALIZED INTO TECTONO-KARSTIC DEPRESSION OF MATESE LAKE

MFS - Matese Lake synthem

It represents the units that was deposited in the Matese tectono-karstic depressions during the Late Pleistocene and the Holocene. The synthem lower boundary

is an erosional surface on bedrock and/or on buried Quaternary units. The synthem upper boundary is the present-day topographic surface which, only locally, is covered by deposits in course of formation.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

The synthem contains the following heteropic lithofacies:

MFS_b - Fluvial, streams and alluvial fan deposits constituted by rounded gravels, blocks and sands; with sandy-silty matrix. They are cut by the present-day rivers. Variable thickness from a few metres up to 50 m.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

MFS_{a3} - Slope talus and colluvial deposits constituted by cryogenic angular coarse clasts with sandy-silty volcanoclastic matrix. They form slope talus and debris cones at the base of the main carbonatic slopes. Variable thickness from a few metres up to 50 m. Locally, the slope talus are constituted prevalingly by volcanoclastic materials (pumices and ashes) related to the Phlegrean eruption of the Neapolitan Yellow Tuff.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.

MFS_e - Palustrine and lacustrine deposits constituted by dark-brown laminated clays and silts. They are present into doline and tectono-karstic depressions where are interbedded with eluvial and colluvial deposits constituted by lag soils, reworked tephra, red earths, and paleosoils.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

BGV - Serra Sbregavitelli breccias

Lithostratigraphic unit of slope talus deposits constituted by layered and cemented carbonatic breccias, with pink sandy-silt matrix. They crop out at the base of the carbonatic slopes of Serra Sbregavitelli and Miletto Mt.

The beddings demonstrate that these deposits are tilted by faults. Lower boundary with angular discordance on bedrock and upper boundary that coincide with the present-day topographic surface.

MIDDLE PLEISTOCENE?

SYNOROGENIC UNIT

NGL - M. Vairano conglomerates

Meter scale, lenticular, heterometric and poligenic conglomerate. They are characterized by well rounded, variously sized (a few up to 30-40 cm) clasts of calcareous, marly, siliceous sandy origin in abundant coarse sandy matrix. Meter-scale, well-cemented, coarse sandstones intercalate. Transitional environmental. Heteropic and stratigraphic passage on **AQN**. Average thickness 250-300 m.

PLIOCENE?

AQN - Acqua Noce sandstones and conglomerates

Fine-to-coarse grained, quartz-micaceous and calcareous sandstones, locally with abundant greenish marly clay matrix. Sandstones are laminated and thin bedded with centimeter-to-decimeter scale grey and greenish clay intercalations. Lens-like, well-rounded, polygenic conglomerates also occur. Transitional environmental. Lower limit in angular unconformity on **ALV**, **FYN** and **SBO**; upper limit stratigraphic and alternating with **NGL**. 100-to-350 m thick.

EARLY PLIOCENE

RCL - Colle Riccio sandstones

Medium-to-coarse, yellow-grey sandstones with 30-to-100 cm thick, locally amalgamated, tabular beds; clay clasts frequent. At various levels monometric conglomerates intercalate; they are characterized by polygenic, rounded, centimetric clasts of crystalline and sedimentary rocks, in a silty-sandy matrix. These conglomerates form up to 100 cm thick beds with lower erosive boundary. A/P ratio $\gg 1$; the lower part of the succession is badly exposed and characterized by thin bedded, fine-to-medium coarse grained sandstones with grey marls intercalations. Confinated deep turbidite basin environments with frequently extraformational material input. Lower limit in angular unconformity with **MSO**, **MSO_a** and **MSO₁**; upper limit not recognizable. Thickness not less than 250 m.

MESSINIAN

MSO - Molise flysch

Thin tabular bedded, grey, silty marls, silts and clays alternating with TBT type, sandy-silty turbidites. A/P ratio between $\ll 1$ and < 1 . In the lower part silty and marly levels prevail. In the middle part meter scale turbidites occur characterized by coarse sandstones with centimeter scale tractive carpets. In the upper part an increase of the sandy fraction is recognized; silty-sandy turbidites alternating with sandy-silty turbidites prevail with Tb-e Bouma intervals. This latter part of the unit has been mapped as silty-sandy lithofacies (**MSO_a**). Deep turbidite basin environments, in particular distal conoid. In the upper part of **MSO** a sandy member has been recognized (**MSO₁**). The lower limit is stratigraphic, alternating, with **LNG**; upper limit in angular unconformity with **RCL**. Estimated thickness not less than 400 m.

MIDDLE TORTONIAN – EARLY MESSINIAN (?)

MSO₁ - sandstone member

Coarse grained, often graded, yellow, turbiditic sandstones in thin-to-medium beds and slightly amalgamated banks; on top of the beds thin grey clay layers locally occur. A/P ratio $\gg 1$. Upsection bed thickness decreases and sandy-silty

and silty-sandy turbidites increase showing tabular strata and Tb-e Bouma intervals. In this part the A/P ratio is <1 and locally $=1$. Deep turbidite basin environments, in particular proximal conoid. Upper limit in angular unconformity, with **RCL**. Average thickness 300 m.

UPPER TORTONIAN – EARLY MESSINIAN (?)

SBO - San Bartolomeo flysch

Yellow, grey or brownish, quartz-feldspathic sandstones, 5 cm-to-6-8 m thick bedded, locally graded and/or laminated, intercalated with blue or grey clay and marls. Grey-to-beige marly clays and silty clay marls with thin and rare silt, sandstone and marl intercalations. Thin bedded, laminated and locally graded, quartz-lithic sandstones alternate with grey and green siltstone. The A/P ratio is variable, ranging between <1 to >1 . Locally thick polygenic conglomerates with sub-rounded clasts (often igneous and metamorphic) in sandy matrix, and meter-scale thick calcareous olistoliths (**oc**) intercalate in the previous lithologies. Turbiditic basin environment with sporadic exotic inputs. In the upper part a member is present (**SBO₃**). Lower limit in angular unconformity on **ALV** and **FYN**, partially heteropic with **SBO₃**; upper limit in angular unconformity with **AQN**. Maximum thickness 700 m.

SERRAVALLIAN-TORTONIAN

SBO₃ - pelitic-sandy member

Grey-blue, marly-silty clays alternating with coarse, centimeter-to-meter scale bedded, laminated, grey-to-yellow, arcose-lithic sandstones. At various levels dark, organic rich layers occur. A/P ratio range between $\ll 1$ and <1 . Turbiditic basin environments with scarce coarse deposit input. **AQN** overlays this unit with angular unconformity. 200-300 m thick.

TORTONIAN

SANNIO UNIT

FYN - numidian flysch

Yellow, grey or brown quartzarenites forming locally graded, massive levels. They contain well rounded and quartz clasts and carbonate or siliceous cement. Thin bedded, grey-green marly clays and grey limestones locally intercalate. Deep turbiditic basin environment. Upper limit in angular unconformity with **SBO**. Maximum thickness 350 m.

LATE BURDIGALIAN

FYN₆ - clays, marls and sponge spicule calcareous member

Grey-green clays and marly-clays with intercalations of a few centimeter-to-1,5 m thick, calcarenitic and bio-calcarenitic levels often laminated and bearing sponge spicule. Deep basin environment with carbonate turbiditic inputs. Thickness from 0 to 100-300 m.

EARLY MIOCENE

ALV - upper varicoloured clay

Red-violet – to – grey-green or blue argillites with rare centimeter-to-decimeter thick intercalations of marls and micritic limestones and arcose-lithic sandstones. Deep basin environment with locally carbonate and siliciclastic inputs. In the upper part a member **ALV₂** and a calcareous lithofacies **ALV_a** have been identified. Upper limit stratigraphic, alternating with **ALV₂**, in angular unconformity with **SBO**. 400-650 m thick.

EARLY OLIGOCENE *p.p.* – EARLY MIOCENE

ALV₂ - P.te Regio marls, clays and calcareous member

Pink, white and greenish marls alternating with greenish and grey clays, marly, calcareous and marly-calcareous, locally silicized levels. In this unit the calcareous lithofacies (**ALV_a**) is well represented and is characterized by calcarenites and hundreds of meter thick, locally recrystallized, light, calcareous breccias. Deep basin environment with frequent carbonate turbidite deposition. Upper limit stratigraphic, sharp, with **FYN** and **FYN₆**, in angular unconformity with **SBO**. Thickness range between 300 and 600 m.

EARLY MIOCENE.

NAC - Morgia del Monaco calcarenites and clays

Coarse grained bio-calcarenites and rare grey calcirudites rich in benthonic foraminifers (locally chert layer and nodules occur) associated with green clays and grey calcilutites. Locally thin bedded red clays and grey bio-lithoclastic calcarenites alternate. Red and green clays and subordinate coarse grey calcarenites. The lower part of this unit is undersigned by a ten-meters scale calcirudite level. Proximal basin environment with frequently turbiditic carbonate inputs. Upper limit stratigraphic with **ALV**. Thickness not less than 450 m.

EARLY PALEOCENE – EARLY OLIGOCENE *p.p.*

SEI - Sepino calcarenites and calcirudites

Grey bio-lithoclastic calcarenites and medium-coarse calcirudites, subordinate green argillites and breccias with tens of centimeters clasts. Slope base – basin environment with frequently turbiditic carbonates. Lower limit not recognizable in outcrop; upper limit stratigraphic with **NAC**. Thickness not less than 350 m.

CAMPANIAN – MAASTRICHTIAN

MATESE-FROSOLONE UNIT

Matese Mountains Succession

LNG - Longano formation

Locally graded, hemipelagic marls and marly limestones and mudstone alternating with thin-to-medium bedded grey marls bearing planktonic foraminifers, among which *Orbulina sp.*, and massive yellowish grainstone. In the lower part meter-scale, lensoidal, erosive, coarse limestone layers occur. They are composed of well rounded, tens of centimeters thick, carbonate clasts deriving from the carbonate units **CRQ**, **CBI** and **AEN**, and are supported by marly matrix. Hemipelagic/pelagic depositional settings with turbidite events along continental slope. Upper limit stratigraphic with **MSO**. Thickness not less than 70 m.

EARLY SERRAVALLIAN *p.p.* – MIDDLE TORTONIAN

RIV - poligenic calcirudites and calcarenites of M. Crivari

Meter-to-decameter thick, badly bedded and massive calcirudites, locally lens-like with sharp and erosive bases. Square centimeter-to-meter, subrounded and angular clasts mostly deriving from **CRQ** and **CBI**, more rarely **AEN**, in scarce silty-marly matrix. Thin turbidite marly layers intercalate, especially upward. Shelf margin-slope environment. Upper limit stratigraphic with **LNG**; the limit is evidenced by erosive surfaces and ferruginous crusts (hardground-type) when thickness is reduced. Thickness range between 0 to 150 m.

LANGHIAN?-EARLY SERRAVALLIAN *p.p.*

CUS - Cusano formation

Grey and white bioclastic calcirudites bearing lithotamni, oysters, pecten bivalves, bryozoans, echinoids, corals and foraminifers. Bedding between 30 and 100 cm. Less commonly grey bioclastic calcarenites bearing bryozoans, red algae, bivalves and foraminifers, 20-to-80 cm bedded. Subtropical, circalittoral, open shelf environment. Upper limit sharp, stratigraphic with **LNG**, locally evidenced by phosphatic and glauconitic layers. Thickness from 0 to 40 m.

BURDIGALIAN – EARLY SERRAVALLIAN *p.p.*

AEN - alveolinids and nummulites calcarenites

30-to-50 cm thick bedded, whitish calcarenites and carbonate breccias. Carbonate shelf slope environment. 10 meter thickness. Upper limit in disconformity with **RIV** and **LNG**.

EOCENE *p.p.*

CBI - bio-lithoclastic limestones with rudists

30-to-70 cm bedded, bioclastic grey and white limestones with rudist (radiolitid and hippuritid), oyster and bivalves fragments (“calcari pseudosaccaroidi bianchi” or “cristallini” *Auctt.*). Locally bioclastic, calcarenites-to-calcirudites, not more than 30 cm thick bedded with oriented clasts intercalate. Meter-scale lensoidal breccias made up of rounded-to-angular cretaceous clasts occur at various levels. Shelf margin-upper slope environments on which reworking processes occurred. Upper limit in disconformity with **AEN**, **RIV** and **LNG**. Outcropping thickness not less than 250 m.

CAMPANIAN *p.p.* - MAASTRICHTIAN

RDT - Limestones with radiolitids

Bedded and massive bio-lithoclastic calcarenites and calcirudites, locally with sharp, erosive lower boundaries and cross-lamination. Less commonly centimeter-to-decimeter bedded dolostones and dolomite limestones. Rudist (radiolitids and hippuritids) prevail forming decameter lens-like bioclastic bodies in which only a few rudist clusters have been recognized in growth position. Locally slumpings are present. High-energy, open shelf environment or inner shelf rapidly evolving into open-marginal shelf locally channelized. Upper limit sharp and stratigraphic, locally erosive, with **CBI**, in disconformity with **CUS**. Outcropping thickness not less than 150 m.

TURONIAN –CAMPANIAN *p.p.*

RDO - limestones with rudists and orbitolinids

Rudist (mostly radiolitids and caprinids), oyster and nerineid limestones in peloidal calcareous matrix, litho-bioclastic coarse limestones alternating with oncoid-bearing calcirudites. Common acteonid coquinas. Centimeter-to-meter scale bedding, locally massive, in places lensoidal with sharp erosive base. Gastropod and requienid rich calcarenites and algal laminites locally alternate. In the lower part 20-to-40 cm thick, ammonite and brachiopod layers and meter-scale lenticular intraformational breccias occur. Open shelf environment although innermost and/or continental conditions settled. Upper limit in disconformity with **RDT**, locally evidenced by clay layers. Average thickness 50-to-200 m.

LATE ALBIAN – CENOMANIAN *p.p.*

CRQ - limestones with requienids and gastropods

Decimeter-to-meter scale bedded grey limestones in which gastropod (among which nerineids), rudist (mostly requienid with contribution of caprinids, caprotinids and radiolitids), corals and intraclast rich levels commonly occur. Tabular bedding; lens-like, coarse bio-intraclastic limestones locally occur resting on sharp erosional bases. Upper bed plane usually associated with red or

green clay veins and/or centimeter-to-decimeter scale paleokarstic cavities filled with reddish or yellowish sediments or reworked bauxite deposits. A member is recognized in the lower part (**CRQ₁**). Inner shelf environment although more open as well as continental conditions have locally occurred. Average thickness between 600 and 650 m. Upper limit in disconformity with **RDO**.

LATE JURASSIC *p.p.* – ALBIAN *p.p.*

CRQ₁ - oolitic radial-fibrous limestones member

Grey limestones and minor dolomitic limestones and dolostones with bedding ranging between 20 and 120 cm. Oolitic limestones, dasycladales fine grained limestones and stromatolithic laminae commonly alternate. In the upper part coarse, intrabioclastic limestones intercalate in loferitic limestones. Inner shelf environment with high energy events. Average thickness 300 m. Upper limit stratigraphic, sharp with the remaining part of **CRQ**.

LATE JURASSIC *p.p.* – EARLY CRETACEOUS

CCM - limestones with *Cladocoropsis* and *Clypeina*

Bedded, locally massive, grey limestones. Coarse limestones bearing oncoids and intraclasts, locally oolitic limestones intercalate. Inner shelf environment with high-energy events. Average thickness 350 m. Upper limit stratigraphic and sharp with **CRQ₁**, in disconformity with **CBI**.

MIDDLE *p.p.*-LATE *p.p.* JURASSIC

CDO - oolitic and oncolitic limestones

White oolitic limestones and grey, brownish detrital and pseudoolitic limestones with yellowish grey dolostone intercalations. Bedding between 30 and 100 cm. Locally gastropod-rich layers are recognized. In the lower part oolitic calcareous sands prevail. Outer carbonate platform upward passing to inner platform. Average thickness 250 m. Stratigraphic upper limit alternating with **CCM**.

MIDDLE JURASSIC *p.p.*

CPL - limestones with *Palaeodasycladus*

30-to-70 cm thick, dark grey and brownish, calcareous sands and mudstone locally peloidal and with oncoids and rare dolostone intercalations. Gastropods and bivalves are the commonest macrofossils. Dasycladacean algae represent the main microfossils, among which *Palaeodasycladus mediterraneus* prevail. In the upper part recrystallized bivalves fragments of the “Facies a *Lithiotis Auct*” are recognized. Inner carbonate platform environment. The complete thickness is not recognizable because of the lack of the lower limit; thickness in outcrop is about 200 m. The upper limit is stratigraphic and sharp with **CDO**.

EARLY JURASSIC

*Montagnola di Frosolone Succession***LNG - Longano formation**

This formation is equivalent to the *Orbulina* marls member (**UAM₃**) in sheet n. 393 “Trivento”.

Hemipelagic calcareous marls and marly limestones alternating with thin-to-medium bedded grey marls bearing planktonic foraminifers, among which *Orbulina sp.*, and massive, a few decimeter thick, yellowish calcarenites and thin turbidite layers. Hemipelagic/pelagic depositional settings with turbidite events along continental slope. Upper limit stratigraphic with **MSO**. Estimated thickness not more than 150 m.

EARLY SERRAVALLIAN *p.p.*– MIDDLE TORTONIAN

RIV - poligenic calcirudites and calcarenites of M. Crivari

Meter-to-decameter thick, badly bedded and massive calcirudites, locally lens-like with sharp and erosive bases. Square centimeter-to-meter, subrounded and angular clasts mostly deriving from **VLO** and less commonly from **FMO** and **AEN** and the carbonate serie **CRQ** and **CBI**, in scarce silty-marly matrix. Thin turbidite marly layers intercalate, especially upward. Shelf margin-slope environment. Upper limit stratigraphic with **LNG**; the limit is evidenced by erosive surfaces and ferruginous crusts (hardground-type) when thickness is reduced. Thickness range between 0 to 150 m.

LANGHIAN?-EARLY SERRAVALLIAN *p.p.*

GOD - Macchiagodena formation

Grey, 5-60 thick bedded, calcareous marls and subordinate clays; whitish and grey calcilutites bearing planktonic foraminifers and black chert lens and nodules alternate. Turbiditic, bioclastic coarse calcarenites rich in benthonic foraminifers (operculinids, amphisteginids, lepidocyclinids) locally occur with 5-30 cm thick bedding. In the coarser calcarenites sponge spicules occur. Basinal environment with frequent slope detrital inputs. Upper limit in disconformity with **RIV** and **LNG**. Thickness from a few meters up to 150 m.

OLIGOCENE-BURDIGALIAN *p.p.*

FMO - Monaci formation

Meter-scale beds of calcirudites with angular clasts made up of foraminiferal calcarenites; they alternate with whitish, fine-to-coarse, bioclastic calcarenites, 15-20 cm bedded, rich in benthic foraminifers (alveolinids and nummulitids). These deposits alternate with 10-to-20 thick bedded, reddish marly limestones and whitish calcilutites bearing planktonic foraminifers and radiolaria; upward frequently white marls intercalate. Chert layers and nodules locally occur. In

places calcirudites with bioclastic calcarenitic clasts of **VLO** crop out. Basin environment characterized by slope carbonate detrital inputs. A marly-calcilitic member intercalate in this unit (**FMO₁**), characterized by locally clayed, reddish and greenish, thin bedded, calcilitites and marls, with frequent grey and red, basinal chert layers. Variable thickness, not more than 120 m. Upper limit stratigraphic with **GOD**, in disconformity with **RIV**. Estimated thickness not more than 300 m.

EOCENE

VLO - M. Calvello formation

Sugar-like white calcarenites and calcirudites. Thin to medium bedding alternate with 1-to 5 m thick lenticular beds, with thin plane-parallel laminations. Locally chert nodules are recognizable. 1-to 30 cm thick intercalations of grey marls and marly-clays and 2-3-m thick beds of calcirudites and breccias with 1-to-20 cm thick, oolitic calcareous, heterometric clasts also occur. Meter-scale slumpings are locally recognizable. Outer slope and/or proximal basin environments. Pass upward to **FMO** and **FMO₁**. Lower limit not recognizable. Thickness in outcrop 150-200 m.

CAMPANIAN *p.p.* - MAASTRICHTIAN

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G., CARBONE F. & SIRNA G. (1982a) - *Distribuzione delle facies cretatiche lungo il margine settentrionale della piattaforma del Matese*. Guida all'escursione del II Simposio "Ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche", Ist. Geol. Paleont. Università Roma, 34 pp.
- ACCORDI G., CARBONE, F. & SIRNA, G. (1982b) - *Relationship among tectonic setting, substratum and benthonic communities in the upper Cretaceous of north-eastern Matese (Molise, Italy)*. *Geologica Romana*, **21**, 755-793.
- ACCORDI G., CARBONE F. & SIRNA G. (1990) - *Rudist Communities and Substratum in the Matese Mounts, Molise, Italy*. 2nd Int. Conf. on Rudists. Rome-Bari, Oct. 1990, Field Trip, 43 pp.
- ACCORDI G. & PALLINI G. (1996) - *Early Cenomanian, Mantelli Zone, ammonite assemblage from a carbonate shelf edge sequence (Matese, Central Apennines)*. *Palaeopelagos*, **6**, 273-280.
- ALESSIO G., GODANO C., GORINI A. & RICCIARDI G.P. (1987) - *Studio della sequenza sismica del Gennaio 1986 presso Isernia*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **37**, 253-266.
- ALLOCCA V., CELICO F., CELICO P., DE VITA P., FABBROCINO S., MATTIA S., MUSILLI I., PISCOPO V. & SUMMA G. (2007) - *Note illustrative della Carta idrogeologica dell'Italia meridionale* - Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 211 pp.
- ALMAGIÀ R. (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia*. Volume II. L'Appennino centrale e meridionale. Conclusioni generali. *Mem. Soc. Geogr. It.*, **14**, 431 pp.
- AMANTI M., CASAGLI N., CATANI F., D'OROFICE M. & MOTTERAN G. (1996) - *Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione*. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali - Servizio Geologico. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 41 pp.
- AMORE O. (1990) - *Analisi biostratigrafica: nannoplankton calcareo dei sedimenti miocenici del bacino molisano*. Tesi di dottorato in geologia del sedimentario Università Federico II Napoli, 109 p.p.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1992a) - *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. (1992b) - *La successione miocenica nel Matese nord occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 311 - 319, Roma.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania)*. In *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n.356 del PFG, Sottoprogetto Neotettonica, CNR, 249-260.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1995) - *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Speciale **1995/2**, 41-52.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1997) - *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. *Il Quaternario*, **10** (2), 285-292.
- AUCELLI P.P.C., BALTEANU D., IZZO M. & ROSSKOPF C.M. (2004a) - *Types and mechanism of slope failure due to the rainfall event on January 2003 in Molise region (S. Italy)*. In: SAVINDRA SINGH, H. S. SHARMA & SUNIL KR DE (Ed.): <<Geomorphology and Environment>>. ACB Publications, Kolkata, India, 125-142.
- AUCELLI P.P.C., BALTEANU D., DI PAOLA G. & ROSSKOPF C. (2008) - *Landslide processes in mountain regions and their role in the landscape evolution: the case of Molise region*. Abstract book della IAG Regional Conference on Geomorphology "Landslides, Floods and Global Environmental Change in Mountain Regions", Braşov, Romania, September 2008.
- AUCELLI P.P.C., BARANELLO S., ROSSKOPF C.M., RUSSO M. & SCAPILLATI N. (2003) - *The rainfall*

- event of 24-26 January 2003 in the Molise region: its effects on soil erosion and slope failure. In *Proceedings of the Workshop on "Geomorphological sensitivity and system response"*, Camerino-Modena Apennines, July 2003.
- AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., RAVERA F. & ROSSKOPF C.M. (2004b) - *Landslide susceptibility along the Adriatic flank of Southern Apennines (Italy): the case of Molise Region*. In: Savindra Singh, H. S. Sharma & Sunil Kr De (Ed.). *Geomorphology and Environment*. ACB Publications, Kolkata, India, 168-181.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A. & ROSSKOPF C. (2001) - *Geomorphological map of the Trigno basin (Italy): explanatory notes*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **24** (1), 3-12.
- 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. Thomas Telford, London.
- AUCELLI P.P.C., RAVERA F. & ROSSKOPF C. (2002) - *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*. IAG Symposium Proceedings on the Relationships between man and the mountain environment in terms of geomorphological hazards and human impact in Europe. Dornbirn (Austria), 14 July 2002.
- 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.
- BARBERA C., CARANNANTE G., D'ARGENIO B. & SIMONE L. (1980) - *Il Miocene calcareo dell'Appennino meridionale: contributo della paleoecologia alla costruzione di un modello ambientale*. *Ann. Univ. di Ferrara (N.S.)*, Sez. IX, **6**, 281-289.
- BARBERA C., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1978) - *Depositi circolittorali di piattaforma aperta nel Miocene campano. Analisi sedimentologica e paleoecologica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 821-834.
- BIGI G., COLI M., COSENTINO D., PAROTTO M., PRATURLON A., SARTORI R., SCANDONE P. & TURCO E. (1992) - *Structural Model of Italy, Sheet 4, scale 1: 500,000*. CNR. Quaderni de «La Ricerca Scientifica», 114. Monografie finali, Progetto Finalizzato Geodinamica», 3.
- BLUMETTI A. M., CACIAGLI M., DI BUCCI D., GUERRIERI L., MICHETTI A. M. & NASO G. (2000) - *Evidenze di fagliazione superficiale olocenica nel bacino di Boiano (Molise)* GNGTS – Atti del 19° Convegno Nazionale / 01.09.
- BOIANO U. (2000) - *La Formazione torbida di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazioni sui caratteri dei bacini legati a prismi di accrezione*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**, 39-62.
- BOWN P.R. (1998) - *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleont. Soc. Publ. Series, 314 pp, Cambridge.
- BRANCACCIO L. (1974) - *Aspetti e problemi del carsismo epigeo in alcuni massicci calcarei dell'Italia meridionale*. *Ann. Speol. CAI Napoli*, 3-6.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1992) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino Campano-Lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 83-86.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., DI CRESCENZO, G., SANTANGELO, N. & SCARCIGLIA, F. (1997) - *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'Alta Valle del F. Volturno (Molise)*. *Il Quaternario*, **10** (2), 321– 328.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ORSI G., PECE R., ROLANDI G. & SGROSSO I. (1979) - *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sospesi sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. *Boll. Soc. Nat. Nap.*, **88**, 275-286.
- BREISLAK S. (1798) - *Topografia fisica della Campania*. Firenze.
- CARANNANTE G. (1982) - *Modello deposizionale e diagenetico di un livello fosfatico nel Miocene carbonatico dell'Appennino campano*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**, 15-20.

- CARANNANTE G., CHERCHI A., GRAZIANO R., RUBERTI D. & SIMONE L. (2008) - *Post-Turonian rudist-bearing limestones of the peri-tethyan region: evolution of the sedimentary patterns and lithofacies in the frame of global vs regional controls*. In: LUKASIK J & SIMO A. (Eds.): <<Controls on Carbonate Platform and Reef Development>>. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, **89**, 255–270.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., FERRERI V., MINDSZENTY A. & SIMONE L. (1988) - *Facies e ambienti carbonatici nell'intervallo Cretacico-Miocene dell'Appennino Campano. Fasi tardive nella evoluzione di un dominio di piattaforma tra emersioni ripetute ed annegamento (Matese, Camposauro, Monte Maggiore)*. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13-17 Settembre 1988. Guida alle escursioni.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., FERRERI V. & SIMONE L. (1987a) - *Cretaceous paleokarst of the Campanian Apennines from early diagenetic to late filling stage*. A case history. Rend. Soc. Geol. Ital., **9**, 251-256.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., MINDSZENTY A., RUBERTI D. & SIMONE L. (1994) - *Cretaceous-Miocene shallow water carbonate sequences. Regional unconformities and facies patterns*. IAS 15th Regional Meeting, Ischia, April 1994, Pre-meeting Field Trip Guide, 25-60.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., PAPPONE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (1999) - *Depositional system and response to sea-level oscillations of the Senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from Central Mediterranean areas*. *Facies*, **40**, 1-24.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., RUBERTI D. & SIMONE L. (1997) - *Upper Cretaceous temperate-type open shelves from Northern (Sardinia) and Southern (Apennines-Apulia) Mesozoic Tethyan margins*. In: JAMES N.P. & CLARKE J., (Eds.): <<Cool-Water Carbonates>>, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **56**, 309-325.
- CARANNANTE G., PESCATORE T., SENATORE M.R. & SIMONE L. (1987b) - *L'annegamento delle aree di avampaese miocenico e la migrazione delle facies a briozoi e litotamni (foramol) nell'Appennino meridionale*. Convegno Soc. Geol. It. "Giornate in memoria di Leo Ogniben", Naxos, Catania, 72-73.
- CARANNANTE G., PUGLIESE A., RUBERTI D., SIMONE L., VIGORITO M. & VIGLIOTTI M. (2009) - *Evoluzione cretacea di un settore della piattaforma apula da dati di sottosuolo e di affioramento (Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **128** (1), 3-31.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (1993) - *Rudists and related sediments in Late Cretaceous open shelf settings. A case history from Matese area (central Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, Bologna, **55** (1), 21-36.
- CARANNANTE G., RUBERTI D., SIMONE L. & VIGLIOTTI M. (2007) - *Cenomanian carbonate depositional settings: a case history from the central-southern Apennines (Italy)*. In: R.W. SCOTT (Ed.): <<Cretaceous Rudists and Carbonate Platforms: Environmental Feedback>>. SEPM Spec. Publ., **87**, 11-27.
- CARANNANTE G., SIGNORE M. & VIGORITO M. (2006) - *Vertebrate-rich Plattenkalk of Pietraroia (Lower Cretaceous, Southern Apennines, Italy): a new model*. *Facies*, **52**, 555-577.
- CARANNANTE G. & SIMONE L. (1996) - *Rhodolith facies in the Central-southern Apennines Mountains, Italy*. SEPM Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region IBSN, 261-275.
- CARANNANTE G., SIMONE L. & BARBERA C. (1981) - *"Calcarei a Briozoi e Litotamni" of Southern Apennines. Miocene analogous of recent Mediterranean rhodolithitic sediments*. IAS, 2nd European Meeting, Bologna (Italy). Abstracts book, 17-20.
- CASCIELLO E., CESARANO M., NASO G., PAPPONE G., PIACQUADIO G. & AUCIELLO E. (2002) - *Elaborazione tridimensionale di dati stratigrafici e strutturale di aree ad elevata pericolosità sismica: l'esempio della Piana di Boiano*. In: Atti del Convegno: "I sistemi di informazione geografica (GIS) nella gestione e lo sviluppo dell'ambiente e del territorio". Isernia, 20 Novembre 2002, 31-34.
- 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, **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, **20**, N. S1, 53-64.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGEL. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geologica Rom., **20**, 1-42.
- CASSETTI M. (1893) - *Appunti geologici sul Matese*. Boll. R. Com. Geol.d'It., **24**, 329-342. Roma.
- CASTALDO G. (1965) - *Sul glaciale del Monte Miletto (Massiccio del Matese)*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, **74**, 193-203.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2005) - CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, version 1.0. INGV-CNT, Roma <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CASTELLANO M. & SGROSSO I. (2001) - *Complesso Sicilide, Unità Sannitica e Argille Varicolori Molisane, nell'Appennino centro-meridionale*. Riassunto Convegno finale PRIN, Roma.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTINELLI L., (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Memorie di Scienze Geologiche, **49**, 207-253.
- CATENACCI V. & MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Civita di Pietraroia (Benevento)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, 65-92.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro – meridionale*. Memorie e note dell'Istituto di Geologia Applicata, **14**, 3 – 97, Napoli.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa per il Mezzogiorno, **4**, 2, 225 pp, Roma.
- CELICO P. (1988) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, Napoli.
- CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI, L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 155-161.
- CESTARI G., MALFERRARI N., MANFREDINI M. & ZATTINI N. (1975) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 162 Campobasso*. Serv. Geol. D'It., Roma.
- CHERCHI A., RUBERTI D. & SIRNA G. (1993) - *Osservazioni biostratigrafiche sul Cretaceo del Matese centro-settentrionale (Italia centrale)*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **60**, 91-110.
- 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.
- CINQUE A. (1992) - *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino Campano-Lucano: alcune riflessioni*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale. 1992/1, 33-38.
- CIVITA M., DE MEDICI G.B., DE RISO R., NICOTERA P. & NOTA D'ELOGIO E. (1973) - *Carta idrogeologica della Campania nord-occidentale e relativa memoria descrittiva*. Atti del 2° convegno internazionale sulle acque sotterranee, Palermo.
- 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.
- CNR - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000. guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, 203 p.p.
- COCCO E. (1972) - *Torbiditi calcaree ed arenacee nelle Argille Variegate dei Monti del Sannio*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 145-159.
- COLAMONICO C. (1930) - *Tracce glaciali sul Matese*. Atti 11° Congresso Geografico Italiano.

- COLTORTI M. & CREMASCHI M. (1981) – *Depositi Quaternari e movimenti neotettonici nella conca di Isernia*. In: Contributi conclusivi alla Carta Neotettonica d'Italia. CNR, P.F. Geodinamica, **506**, 173-198.
- 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**, 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)*. Atti V Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori, 8-11 ottobre 1996, 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.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & BUTLER R.W.H. (1997) - *Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): implications for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Apennine orogenic system*. J. Geol. Soc. London, **154**, 679-688.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & DAMIANI A. (1998) - *Rapporti tra le grandi unità stratigrafico-strutturali delle aree esterne dell'Appennino centrale: evoluzione geologica dell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 761-776.
- CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G. & VALENSISE, G. (2000) - *The role of pre-existing structures in Quaternary extensional tectonics of the Southern Apennines, Italy: the Boiano Basin case history*. J. Czech Geol. Soc., **45** (3/4), 217.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust belt (Italy) as reflected in modal composition of Cenozoic sandstones*. The Journal of Geology, **103**, 95-105.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *La formazione di Castelvetere nell'evoluzione petrografica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 615-634.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 121-142.
- CRUDEN D. M. & VARNES D. J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: TURNER A. K. & SCHUSTER R. L. (Eds.): <<Landslides: Investigation and mitigation>>. Transportation Research Board Special Report, **247**, 36-75.
- D'ARGENIO B. (1963) - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-52.
- D'ARGENIO B., FERRERI V. & RUBERTI D. (1989) - *Cyclic versus episodic deposition in a carbonate Platform sequence. Lower Cretaceous of Matese Mountains, Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 375-382.
- D'ARGENIO B., FERRERI V. & RUBERTI D. (1992) - *Cicli, ciclotemi e tempestiti nei depositi carbonatici aptiani del Matese (Appennino Campano)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 761-773.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1991) - *Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlations in the Cretaceous of the Mediterranean*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 85-92.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1992) - *Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites*. Giorn. di Geol., Bologna, se. 3°, **54** (1), 207-218.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1995) - *Bauxites and related paleokarst: Tectonic and climatic event markers at regional unconformities*. Eclogae Geologicae Helveticae, **88**, 453-499.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. In: <<Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino>>. Acc. Naz. dei Lin., Quad., **183**, 49-72.
- D'ARGENIO B., RADOICIC R. & SGROSSO I. (1971) - *A paleogeographic section through Italo-Dinaric external zone during Jurassic and Cretaceous time*. Nafta 22, 4-5, Zara.

- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: F. BARATTOLO, P. DE CASTRO & M. PARENTE (Eds.): «*Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae: Capri, 7-12 april 1991*»: 21-44, Giannini, Napoli.
- DE GORI P. & MOLISE WORKING GROUP (2004) - *Il terremoto del Molise: risultati dall'analisi dei sismogrammi registrati durante la sequenza sismica*. Atti del 23° Convegno Nazionale del GNGTS, 14-16 Dicembre, Roma.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera forming eruption (Campi Flegrei caldera-Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **133**, 157-170.
- DI BUCCI D., CORRADO S. & NASO G. (2002) - *Active faults at the boundary between Central and Southern Apennines (Isernia, Italy)*. Tectonophysics, **359**, 47-63.
- DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 13-30.
- DI BUCCI D., NASO G., CORRADO S. & VILLA I. M. (2005) - *Growth, interaction and seismogenic potential of coupled active normal faults (Isernia basin, central-southern Italy)*. Terra Nova, **17** (1), 44-55.
- DI LUCCIO F., FUKUYAMA E. & PINO N.A. (2005) - *The 2002 Molise earthquake sequence: What can we learn about the tectonics of Southern Italy?* Tectonophysics, **405**, 141-154.
- DI LUZIO E., PANICCIA D., PITZIANI P., SANSONNE P. & TOZZI M. (1999) - *Evoluzione tettonica dell'alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 287-315.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2001) - *Le Unità Sannitiche Auct. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuova ipotesi interpretativa con l'introduzione dell'unità di Frigento*. Studi Geol. camerti, N.S. 1, 87-102.
- DI STEFANO A., FORESI L. M., LIRER F., IACCARINO S. M., TURCO E., AMORE F. O., MAZZEI R., MORABITO S., SALVATORINI G. & ABDUL AZIZ H. (2008) - *Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **114**, 1, 51-76, Milano.
- FERRANTI L. (1994) - *Le strutture del bordo meridionale del massiccio del Matese (Appennino meridionale): elementi di tettonica compressiva e distensiva*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 157-171.
- FERRANTI L. (1997) - *Tettonica tardo pliocenica-quadernaria dei Monti del Matese (Appennino meridionale): raccorciamenti tardivi e distensione «neotettonica»*. Il Quaternario, **10** (2), 503-506.
- FERRERI V., WEISSERT H., D'ARGENIO B. & BUONOCUNTO F.P. (1997) - *Carbon isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation*. Terra Nova, **9**, 57-61.
- FESTA A., GHISETTI F. & VEZZANI L. (2006) - *Note illustrative della carta geologica del Molise in scala 1:100.000*. Regione Molise. 93 pp.
- FORESI L.M., IACCARINO S.M. & SALVATORINI G., (2002) - *Neoglobobadrina atlantica praeatlantica, new sub Species from late Middle Miocene*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108**, 325-336.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 37-63, New York.
- FORNACIARI E., RAFFI I., RIO D., VILLA G., BACKMAN J. & OLAFSSON G. (1990) - *Quantitative distribution patterns of Oligocene and Miocene calcareous nanofossils from the western equatorial Indian Ocean*. In DUNCAN, R.A., BACKMAN, J., PETERSON, L.C., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **115**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 237-254.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 1-37, New York.
- FREZZOTTI M. & NARCISI B. (1996) - *Late quaternary tephra-derived paleosols in central Italy's carbonate appennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. Quaternary International, **34-36**, 147-153.

- GALLI P., GALADINI F. & CAPINI S. (2002) - *Analisi archeosismologiche nel Santuario di Ercole di Campochiaro (Matese). Evidenze di un terremoto distruttivo sconosciuto ed implicazioni sismo-tettoniche*. Il Quaternario, **15** (2), 155-167.
- GE.MI.NA (1963) - *Il bacino del Tammaro*. In: <<Ligniti e torbe dell'Italia continentale>>. GE.MI.NA - Geomineraria nazionale (Ed.), 123-125, Torino.
- GIRAUDI C. (1999) - *Datazione diretta e correlazione di depositi glaciali con l'uso di tephra e loess: il caso del Matese (Campania-Molise)*. Il Quaternario, **12** (1), 11-16.
- GIRAUDI C. (2003) - *Middle Pleistocene to Holocene Apennine glaciations (Italy)*. Il Quaternario, **16** (Bis), 37-48.
- GORINI A., MARCUCCI S., MARSAN P. & MILANA G. (2004) - *Valutazione del moto a San Giuliano di Puglia per l'evento del 31 Ottobre 2002*. Atti del 23° Convegno Nazionale del GNGTS, 14-16 Dicembre, Roma.
- GRADSTEIN F., OGG F. & SMITH A. (2004) - *A Geological Time Scale 2004*. Univ. Press, Cambridge. 589 pp.
- GRAZIANO R. & TADDEI E. (2008) - *Cretaceous brachiopod-rich facies of the carbonate platform-to-basin transitions in southern Italy: stratigraphic and paleoenvironmental significance*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (2), 407-422.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003*. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, April 2004, pp. 65. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>
- GUERRIERI L. (1997) - *Evoluzione geologica recente della conca di Boiano e Sepino e possibili tendenze evolutive*. Tesi di dottorato Università degli Studi "La Sapienza" 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 Boiano in Molise*. Quaternario, **12** (2), 237-247.
- GUIDA M., LIONETTI C., PALMIERI M., PERRIELLO ZAMPELLI S., SALSANO G., SIVIERO V. & VALLARIO A. (1992a) - *L'archivio delle frane dei centri abitati della provincia di Campobasso (Molise)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **92**, Napoli.
- GUIDA M., LIONETTI C., PALMIERI M., PERRIELLO ZAMPELLI S., SALSANO G., SIVIERO V. & VALLARIO A. (1992b) - *Tipologia e caratteristiche delle frane di centri abitati della provincia di Campobasso (Molise)*. Geol. Tec. e Ambientale, **1**, Roma.
- HILGEN F.J., ABDUL AZIZ H., KRIJGSMAN W., RAFFI I. & TURCO, E. (2003) - *Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle–Upper Miocene, northern Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **199**, 229–264.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE, W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Giblicemi, Sicily*. Mar. Micropaleontol., **38**, 181–211.
- IACCARINO S., PREMOLI SILVA I., BIOLZI M., FORESI L.M., LIRER F. & TURCO E. (2007) - *Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, (Neogene Planktonic Foraminifera)*. Università di Perugia Press. 1-180.
- JETTO A. (1963) - *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72**, 112-116.
- IORIO M., NARDI G., PIERATTINI D. & TARLING, D.H. (1996) - *Paleomagnetic evidence of block rotations in the Matese Mountains, Southern Apennines, Italy*. In: MORRIS, A. & TARLIN D.H., (Eds.): <<Palomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region>>. Geological Society Special Publication, **105**, 133-139.
- 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.
- LAMBIASE S. & RUGGIERO A. (1980) - *La forra del Torano (Matese Centrale): un caso di convergenza*

- tra morfogenesi carsica e fluviale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **87**, 172-192.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1976) - *Osservazioni geologiche sul medio e basso bacino del F. Biferno (Molise, Italia centro-meridionale)*. Geol. Romana, **15**, 199-222.
- LAVECCHIA G., FERRARINI F., DE NARDIS R., VISINI F. & BARBANO M.S. (2007) - *Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): Some insights from integrated structural-kinematic and seismological data*. Tectonophysics, **445**, 145-167.
- LIRER F., PERSICO D. & VIGORITO M. (2005) - *Calcareous plankton biostratigraphy and age of the Middle-Miocene deposits of Longano Formation (Eastern Matese Mountains, Southern Apennines)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **111** (1), 91-108.
- LIRER F., CASCELLA A., CESARANO M., CASCIELLO E., PAPPONE G. (2007) - *Micropaleontological study on the Miocene calcareous turbidite deposits of Faeto and Tufillo formations (eastern sector of the Southern Apennine chain)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. **113**(2), 269-286.
- LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., ROHL U., SANFILIPPO A. & SCHMITZ B., (2004) - *The Paleogene Period*. In GRADSTEIN et alii (Eds.), <<A Geological Time Scale>>. Cambridge University Press, 384-408.
- MAINELLI M. (1983) - *Nuove Rudiste del Cretacico inferiore-medio di Monte La Costa (S. Polo Matese, Campobasso)*. Boll. Soc. Paleo. It., **22**, 189-208.
- MANFREDINI M. (1964a) - *Schema sull'evoluzione tettonica della Penisola Italiana*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 401-404.
- MANFREDINI M. (1964b) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione Molisano-Sannitica (Italia Meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86**, 87-112.
- MARSELLA E., BALLY A. W., CIPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CAPITELLI G. & BALLY A. W. (1992) - *L'origine interna dei terreni legonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc. Fis. Matem., **59**, 73-101.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. In: FARNACCI A. (Ed.) - Proc. II Plankt. Conf., Roma 1970, **II**, 738-785, Roma.
- MASSA M., ZOLEZZI F., FERRETTI G., SPALLAROSSA D. & EVA C. (2004) - *The 2002 Molise seismic sequence: preliminary outcomes*. Atti del 23° Convegno Nazionale del GNGTS, 14-16 Dicembre, Roma.
- MAXEY G.B. (1964) - *Hydrostratigraphic Units*. Journal of Hydrology, **2**, 124-129.
- 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)*. Rendiconti Lincei, Scienze Fisiche e Naturali, series 9, **11** (1), 5-39.
- MELIDORO G. (1971) - *Movimenti franosi e zonizzazione del bacino del fiume Fortore*. Geol. Appl. e Idrogeol., **6**, 17-38.
- MERCURI T. & RIZZO V. (1980) - *L'erosione del medio e basso bacino del fiume Biferno (Molise). Nota esplicativa della carta al 50.000 e prime osservazioni sulla distribuzione del dissesto erosivo*. Geol. Appl. e Idrogeol., **15**, Bari.
- MILANO G., DI GIOVAMBATTISTA R. & ALESSIO G. (1999) - *Earthquake swarms in the Southern Apennines chain (Italy): the 1997 seismic sequence in the Sannio-Matese mountains*. Tectonophysics, **306**, 57-78.
- MILANO G., DI GIOVAMBATTISTA R. & VENTURA G. (2005) - *The 2001 seismic activity near Isernia (Italy): Implications for the seismotectonics of the Central-Southern Apennines*. Tectonophysics, **401**, 167-178.
- MONTONE P., MARIUCCI M.T., PONDRELLI S. & AMATO A. (2004) - *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean)*. Journal of Geophysical Research, **109**, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.

- MOSTARDINI E. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- NASO G., DI BUCCI D., CORRADO S. & VALENSISE G. (1998) - *Il condizionamento delle strutture tettoniche preesistenti nello sviluppo dei sistemi estensionali quaternari: il caso del Bacino di Boiano (Appennino centro-meridionale)*. 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Palermo, Volume dei Riassunti, B, 624– 625.
- OGG J.G., AGTERBERG F.P. & GRADSTEIN F.M., (2004) - *The Cretaceous Period*. In GRADSTEIN *et alii* (Eds.), "A Geological Time Scale". Cambridge University Press, 344-383.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. *Geology*, **12**, 475-478.
- ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZO' A. (1975) - *Prime considerazioni sulla presenza del Flysch Numidico nell'Appennino Sannita*. *Boll. Soc. Natur.*, **84**, 31-44.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1992) - *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sud appenninica*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1219-1227.
- PAGLIARO S. (1999) - *Geologia dei Monti del Sannio: ipotesi sulla posizione paleogeografica del dominio deposizionale dell'Unità Sannio*. Vol. Abstract "Geoitalia 1999, 2° Forum FIST", **1**, 293-295.
- PAGLIARO S. (2000) - *On the palaeogeographic position of the depositional domain of the Sannio Unit (Southern Apennines)*. Vol. Abstracts, Conv. in mem prof. G. PIALI "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino" 240-242.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arc: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): identification and characterization of the causative fault*. *Journal of Seismology*, **8**, 259-273.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It. (Italian Journal of Geosciences)*. Special Issue, **7**, 75-120.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992a) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/92**, 417-441.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. *Memorie di Scienze Geologiche*, **18**, 297-337.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS F.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) - *«Plankton Stratigraphy»*, **1**, 427-554, Univ. Press, Cambridge.
- PESCATORE T. (1962a) - *Una serie stratigrafica nel flysch a S-E del Matese (Sannio)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**, 3, 39-43.
- PESCATORE T. (1962b) - *Ulteriori osservazioni sul flysch a S-E del Matese*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**, 4, 133-146.
- PESCATORE T. (1965) - *Ricerche sulla depressione molisano-sannitica*. *Atti dell'Acc. di Sc. Fi. e Mat. di Napoli*, **5**, serie 4, 101-145.
- PILLA L. (1833) - *Osservazioni geognostiche sulla parte settentrionale e meridionale della Campania*. *Ann. Civ. Regno Due Sic.*, **3**, 6, 117-147, Napoli.
- PILLA L. (1847) - *Trattato di Geologia*. Pisa.
- PINTO A.V., TSIONIS G., MOLA E. & TAUCER F. (2003) - *Preliminary investigation of the Molise (Italy) Earthquakes of 31 October and 1 November*. *Bull. of Earth. Eng.*, **1**, 349-370.
- RAFFI I. & FLORES J. A. (1995) - *Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean (ODP Leg 138)*. In Pisias, N. G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Handel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **138**, 233-286.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **49** (1), 1-26.

- RUBUSTINI P., CORRADO S., DI BUCCI D., CALABRÒ R.A. & TORNAGHI M. (2003) - *Comparison between contractional deformation styles in the Matese mountain: implications for shortening rates in Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **122**, 295-306.
- ROSSKOPF C.M. & AUCELLI P.P.C. (2007) - *Analisi del dissesto da frana in Molise*. In: Rapporto sulle frane in Italia. Il progetto IFFI – Metodologia, risultati e rapporti regionali. Rapporti APAT N. 78.
- RUBERTI D. (1991) - *Facies biocostruite a rudiste nel Senoniano del Matese. Aspetti deposizionali e paleoecologici*. Boll. Serv. Geol. It., **60**, 249-258.
- RUBERTI D. (1992) - *Le lacune stratigrafiche nel Cretacico del Matese centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 283-289.
- RUBERTI D. (1993a) - *Osservazioni stratigrafiche sul Cretacico della successione di Colle Salva Signore (Matese centro-settentrionale, Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 955-976.
- RUBERTI D. (1993b) - *Late Cretaceous carbonate shelf-to-slope facies in the central-western Matese (Central Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, Bologna, **55** (1), 21-36.
- RUBERTI D. (1997) - *Facies analysis of a Upper Cretaceous high-energy rudist dominated carbonate ramp (Matese Mts., central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles*. Sedimentary Geology (Elsevier), **103**, 81-110.
- RUSSO F. & TERRIBILE F. (1995) - *Osservazioni geomorfologiche, stratigrafiche e pedologiche sul quaternario del Bacino di Boiano (Campobasso)*. Il Quaternario, **8** (1), 239-254.
- RUSSO ERMOLLI E., AUCELLI P., DI ROLLO A., MATTEI M., PETROSINO P., PORRECA M. & ROSSKOPF C. (2009) - *An integrated stratigraphical approach to the late Middle Pleistocene succession of the Sessano lacustrine basin (Molise, Italy)*. Quaternary International, in stampa.
- SACCHI A. (1838) - *Cenno di un viaggio nel Matese*. Il Lucifero, **1**, 33. Napoli.
- 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.
- SCARPATI C., COLE P. & PERROTTA A. (1993) - *The Neapolitan Yellow Tuff a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. of Volc., **55**, 343-356.
- 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 sovrascorrimenti nell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1995** (2), 407-418.
- SCROCCA D. & TOZZI M. (1999) - *Tetogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 255-286.
- SELLI R. (1957) - *Sulla Trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giornale di Geologia, s.2, **26**, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-790.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1962) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, foglio 162 Campobasso*.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1966) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, foglio 161 Isernia*.
- SGROSSO I. (1978) - *Contatto stratigrafico tra le Arenarie di Frosolone e i calcari mesozoici del Matese*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 19-20.
- 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. (1988) - *Le Argille varicolori del Bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 431-436.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-252.
- SGROSSO I. (1996) - *I rapporti tra depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 263 - 272, Roma.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.

- SIGNORINI R. (1957) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **75**, 69-93.
- SIGNORINI R. & DEVOTO G. (1962) - *Il paleogene nell'Alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 461-514.
- SIMONE L. & CARANNANTE G. (1985) - *Evolution of a carbonate open shelf up to its drowning*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., **53**, 1-43.
- SIMONE L. & CARANNANTE G. (1988) - *The fate of foramol ("temperate-type") carbonate platforms*. Sedimentary Geology, **60**, 347-354.
- SIMONE, L., CARANNANTE, G., RUBERTI, D., SIRNA, M., SIRNA, G., LAVIANO, A. & TROPEANO, M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high energy vs low-energy settings*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **200**, 5-29.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**, 37-65.
- SPERANZA F., MATTEI M., NASO G., DI BUCCI D. & CORRADO S. (1998) - *Neogene-Quaternary evolution of the central Apennine orogenic system (Italy): a structural and palaeomagnetic approach in the Molise region*. Tectonophysics, **299**, 143-157.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An Integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108**, 337-353, Milano.
- TCHILHACHEFF P. DE (1842) - *Coup d'oeil sur la constitution geologique des provinces meridionales au Royaume de Naples et observations sur les environs de Nice. Avec carte geologique de St. Germano (Cassino) jusqu a l'extremite meridionale de la Calabre*. Berlin.
- TORTORICI L. (1975) - *Osservazioni geologiche sul Flysch di San Bartolomeo nell'area compresa tra il Fiume Trigno e Benevento (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1791-1809.
- VALENSISE G., PANTOSTI D. & BASILI R. (2004) - *Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake*. Earthquake Spectra, **20**, N.S1, S23-S37.
- VEZZANI L., GHISSETTI F., FESTA A. & FOLLADOR U. (2004) - *Carta Geologica del Molise*. Un. Torino, Un. Catania, Reg. Molise.
- VIGORITO M. (2005) - *Anatomy of submarine channels in carbonate and mixed carbonate-siliciclastic depositional settings. Implication for basin geology and hydrocarbon exploration and production. Mesozoic-Tertiary analogues from the Central- Southern Apennines and Sardinia syn-rift sub-basins*. Tesi di dottorato inedita. Dip. di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", 410 pp.
- VILARDO, G., NAPPI, R., PETTI, P. & VENTURA, G. (2003) - *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquake: inference on the active deformation in Southern Apennines*. Tectonophysics, **363**, 259-271.
- VITA-FINZI G. (1969) - *The mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge Un. Pr.
- WHITE K. H., DRAKE N., MILLINGTON A. & STOKES S. (1996) - *Constraining the timing of alluvial fan response to Late Quaternary climatic changes, southern Tunisia*. Geomorphology, **17**, 295-304.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG