

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 266 **MERCATO SARACENO**

G. Cornamusini<sup>1,2</sup>, L. Martelli<sup>3</sup>, P. Conti<sup>1,2</sup>, P. Pieruccini<sup>2</sup>, A. Benini<sup>3</sup>, F. Bonciani<sup>1</sup>, I. Callegari<sup>1</sup>, L. Carmignani<sup>1,2</sup>

# Con contributi di:

Stratigrafia del Quaternario del settore marchigiano: M. Coltorti<sup>2</sup> Biostratigrafia: L.M. Foresi<sup>2</sup>, R. Catanzariti<sup>4</sup>





<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Centro di Geotecnologie, Università degli Studi di Siena

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> IGG-Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR-Pisa

# Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna: R. Pignone per la Regione Marche: M. Principi

Per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:

Revisione scientifica:

C. D'Ambrogi, M. D'Orefice, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipollini, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec (coord.), S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SIENA:

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Graziosi, D. Graziosi, M.F. Bastone

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

B. Graziosi, L. Giannetti

Allestimento cartografico per la stampa da banca dati: Laboratorio Cartografia Digitale e GIS, Centro di Geotecnologie, Università degli Studi di Siena

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

M.T. Lettieri – Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia

G. Falanga, S. Stagni – Regione Emilia-Romagna

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

# INDICE

I	- INTRODUZIONE Pag	. 7
II	- STUDI PRECEDENTI»	11
Ш	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO	
	GEOLOGICO»	15
1.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA»	15
2.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO»	16
IV	- STRATIGRAFIA»	23
1.	- SUCCESSIONE PRE-EVAPORITICA	
	UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA»	24
1.1.	- FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA»	24
1.1.1		28
1.1.2		29
1.1.3		29
1.1.4		31
	Membro di Galeata»	31
	Litofacies marnosa»	32
1.1.7	Membro di Collina»	32
1.1.8	Litofacies arenaceo-pelitica»	32
1.1.9	Litofacies pelitico-arenacea	33
1.1.1	0 Membro di Monte Coronaro»	33
1.1.1	1 Membro di Civitella»	34
1.1.1	2 Litofacies arenaceo-pelitica»	34
	3 Membro di Castel del Rio	35
	4 Litofacies arenacea	35
	5 Membro di Fontanelice	35
	6 Membro di Borgo Tossignano	36
1.1.1	7 Gli orizzonti guida della Formazione Marnoso-Arenacea	36
1.0	Romagnola»	
1.2.	- MARNE DI S. PAOLO	41
1.3.	- FORMAZIONE DEI GHIOLI DI LETTO	41
131	- Litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria »	42

1.4.	- TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE	<b>»</b>	43
2.	- SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE		
	PADANO-ADRIATICO	<b>&gt;&gt;</b>	44
2.1.	- FORMAZIONE DI TETTO		44
2.1.1.	- Litofacies "Gessoso-solfifera" risedimentata	<b>&gt;&gt;</b>	46
2.2.	- FORMAZIONE A COLOMBACCI	<b>&gt;&gt;</b>	49
2.2.1.	- Litofacies di Pietrarubbia		50
2.3.	- MARNE DI CELLA		51
2.4.	- ARGILLE AZZURRE		51
2.4.1.	- Litofacies arenaceo-conglomeratica di Monte Perticara		53
2.4.2.	- Membro delle arenarie di Borello		55
2.4.3.	- Litofacies pelitico-arenacea		56
2.4.4.	- Litofacies arenacea		56
2.4.5.	- Litofacies conglomeratica		58
2.4.6.	- Litofacies arenaceo-pelitica		58
2.4.7.	- Olistostroma di S. Maria di Riopetra	<b>»</b>	58
3.	- UNITÀ LIGURI	<b>&gt;&gt;</b>	59
3.1.	- ARGILLE VARICOLORI	<b>&gt;&gt;</b>	59
3.1.1.	- Litofacies marnosa	<b>&gt;&gt;</b>	61
3.1.2.	- Litofacies arenacea	<b>»</b>	61
3.2.	- FORMAZIONE DI SILLANO		61
3.3.	- FORMAZIONE DI MONTE MORELLO	<b>»</b>	63
3.3.1.	- Litofacies di C. Nuova	<b>&gt;&gt;</b>	66
4.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	<b>&gt;&gt;</b>	66
4.1.	- COMPLESSO DELLA VALLE DEL SAVIO	<b>&gt;&gt;</b>	66
4.2.	- FORMAZIONE DI MONTE COMERO	<b>&gt;&gt;</b>	67
4.2.1.	- Litofacies arenacea	<b>&gt;&gt;</b>	68
4.2.2.	- Litofacies arenaceo-calcareo-marnosa	<b>&gt;&gt;</b>	68
4.3.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA		69
4.4.	- FORMAZIONE DI POGGIO CARNAIO	<b>&gt;&gt;</b>	70
4.5.	- FORMAZIONE DI CAMPAOLO.	<b>&gt;&gt;</b>	71
4.6.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO	<b>&gt;&gt;</b>	71
4.7.	- FORMAZIONE DI SAN MARINO	<b>&gt;&gt;</b>	72
4.7.1.	- Membro di base		73
4.7.2.	- Membro dei calcari stratificati		74
4.7.3.	- Membro di San Alberico	<b>&gt;&gt;</b>	74
4.8.	- FORMAZIONE DI MONTE FUMAIOLO	<b>&gt;&gt;</b>	74

	4.8.1.	- Membro di Monte Aquilone	<b>»</b>	75
		- Membro della Vetta		76
	4.9.	- FORMAZIONE DEL BARBOTTO	<b>&gt;&gt;</b>	76
	4.9.1.	- Litofacies marnoso-calcarea	<b>&gt;&gt;</b>	77
		- Litofacies marnoso-arenacea		77
		- Litofacies arenacea		77
		- Litofacies marnoso-argillosa		77
	4.10.	- FORMAZIONE DI ACQUAVIVA		78
	4.10.1.	- Litofacies conglomeratica		78
	4.11.	- ARGILLE DI CASA I GESSI	<b>&gt;&gt;</b>	79
	4.12.	- FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA	<b>&gt;&gt;</b>	80
	5.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	<b>&gt;&gt;</b>	80
	5.1.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO		80
	5.1.1.	- Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore		81
		Subsintema di Villa Verucchio		81
		Subsintema di Ravenna		82
		Unità di Modena	<b>&gt;&gt;</b>	83
	5.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI CONNOTAZIONE		
		STRATIGRAFICA		84
		<ul> <li>Depositi di versante, coltri eluvio-colluviali, detriti di falda</li> <li>Depositi di frana in evoluzione, depositi di frana senza indizi di</li> </ul>	<b>&gt;&gt;</b>	84
	3.2.2.	evoluzione evoluzione, depositi di frand senza indizi di	"	85
		Crotazione	'/	05
	<b>X</b> 7	TETTONICA		07
	V	- TETTONICA		87
	1.	- QUADRO TETTONICO	<b>&gt;&gt;</b>	87
•	2.	- EVOLUZIONE STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL		
		MARECCHIA	<b>&gt;&gt;</b>	92
		With Collection 1	'/	)2
	VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.		97
	. –			
	1.	- FRANE E FENOMENI DI EROSIONE ACCELERATA		97
	1.1.	- TIPOLOGIE E DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI - Frane per colamento		100 100
		- Colamenti di piccole dimensioni		100
		Colamenti di "impluvio"		101
		Colamenti complessi		
		- Frane per scivolamento		

1.1.3.	- Frane per crollo e ribaltamento»	104
1.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE»	105
1.3.	- CARATTERISTICHE DELLE FRANE PIÙ SIGNIFICATIVE»	105
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE»	107
3.	- ACQUE MINERALI E TERMALI»	111
4.	- CAVITÀ IPOGEE»	113
	BIBLIOGRAFIA»	114

#### I – INTRODUZIONE

Il Foglio 266 "Mercato Saraceno" ricade nel settore centrale del versante padano-adriatico dell'Appennino Settentrionale. E' compreso nelle province di Forlì-Cesena (Emilia-Romagna) e Pesaro-Urbino (Marche) e, per minima parte, nella provincia di Arezzo (Toscana).

La parte occidentale del Foglio 266 ricade principalmente nel bacino idrografico del Fiume Savio, quella orientale nel bacino idrografico del Fiume Marecchia; altre porzioni limitate del Foglio, ricadono nel bacino idrografico del Fiume Bidente (estremità nord-occidentale) e nel bacino del Fiume Uso (quadrante nord-orientale).

Le quote altimetriche passano da meno di 100 m s.l.m. nei fondovalle dei quadranti settentrionali a 1415 m s.l.m. del Monte Carpegna nell'estremità sudorientale del Foglio. Nel quadrante sud-occidentale, i rilievi maggiori sono costituiti dal Monte Comero (1371 m s.l.m.) e dal versante settentrionale del Monte Fumaiolo, la cui cima raggiunge i 1407 metri s.l.m. poco a sud del limite meridionale, nel Foglio 278-Pieve Santo Stefano.

Nelle due vallate principali si sviluppano anche le maggiori vie di comunicazione, quali la SS 3bis o superstrada E 45 Orte-Ravenna, e la SS 71, che collega il Casentino a Cesena, nella valle del Savio; e la SS 258 che collega la Val Tiberina a Rimini, in Val Marecchia.

Oltre a Mercato Saraceno, i maggiori centri urbani presenti nel Foglio sono Sarsina in val Savio, Novafeltria e Pennabilli in val Marecchia e Sant'Agata Feltria sullo spartiacque che divide i due bacini principali.

Il rilevamento del Foglio 266-Mercato Saraceno della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99), tramite Accordo di Programma tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Emilia-Romagna e tramite Convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Marche.

I primi rilievi geologici alla scala 1:10.000 svolti dalla Regione Emilia-Romagna nel rispettivo territorio regionale del Foglio 266-Mercato Saraceno, risalgono all'inizio degli anni '80, effettuati nell'ambito del progetto "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000", in convenzione con l'Università degli Studi di Bologna.

Successivamente, dal 1993 al 2000, tutto il territorio che ricade nella parte romagnola del Foglio è stato revisionato allo scopo di rendere omogenei i rilevamenti, con quelli più recenti svolti nelle aree limitrofe e per l'allestimento del foglio CARG alla scala 1:50.000.

La Regione Marche ha messo a disposizione i rilevamenti a scala 1:10.000 della porzione del Foglio compresa nel suo territorio regionale, realizzati nell'ambito di uno specifico progetto di cartografia geologica e geomorfologica, dall'Università degli Studi di Siena negli anni 2000 e 2001 (Responsabile del Progetto per la Regione Marche: M. Principi e per l'Università di Siena: L. Carmignani, Coordinatore scientifico per la geomorfologia: M. Coltorti).

Il Responsabile del Foglio 266-Mercato Saraceno a scala 1:50.000 è R. Pignone della Regione Emilia-Romagna. Il rilevamento geologico dell'area romagnola è stato curato dalla Regione Emilia-Romagna, con Direttori del rilevamento geologico G. Cremonini ed E. Farabegoli, e rilevatori A. Benini, P. Antolini, L. Pieri e S. Quagliere. La revisione del rilevamento geologico dell'area romagnola è stata effettuata da A. Benini, sotto il coordinamento di L. Martelli. Il rilevamento geologico della porzione del Foglio compresa nella Regione Marche è stato eseguito dall'Università degli Studi di Siena: Coordinatore scientifico L. Carmignani, Direttori del Rilevamento G. Cornamusini e P. Conti, rilevatori F. Bonciani, I. Callegari, P. Conti, G. Cornamusini, G. Masetti, P. Mannucci e A. Lordo. Il Coordinatore del rilevamento delle coperture quaternarie per il territorio marchigiano è stato P. Pieruccini.

La banca dati organizzata alla scala 1:25.000 contiene tutti i dati rilevati, mentre per la stampa del Foglio a scala 1:50.000 sono state effettuate alcune semplificazioni.

Il rilevamento geologico è stato condotto secondo criteri litostratigrafici per le unità pre-quaternarie, secondo il criterio delle Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU, in SALVADOR, 1987; 1994) per i terreni quaternari alluvionali, mentre i depositi quaternari di versante sono stati cartografati secondo criteri litologici e morfogenetici, indipendentemente dal bacino di appartenenza. A supporto delle attività cartografiche di campagna, sono state eseguite campionature a fini biostratigrafici e petrografici sulle unità pre-quaternarie. Le analisi biostratigrafiche hanno riguardato lo studio delle associazioni a foraminiferi (L.M. Foresi e A.M. Borsetti) ed a nannofossili calcarei (R. Catanzariti). Le scale biostratigrafiche zonali utilizzate sono quelle di IACCARINO & SALVATORINI (1982) e di FORESI et alii (2002) per i foraminiferi (fig. 1), mentre per i nannofossili sono quelle di SISSINGH (1977) per il Cretacico, di Martini (1971), di Rio et alii (1990), di Fornaciari & Rio (1996), di FORNACIARI et alii (1996) e di CATANZARITI et alii (1997) per il Cenozoico. Le analisi petrografiche, rivolte in particolare ai sedimenti terrigeni, sono state condotte in sezione sottile da G. Cornamusini.

_												DIOCTD	ATIC	DAEIA		
نہ	. 9								_	Nannof	BIOSTRATIGRAFIA unofossili calcarei Foraminiferi planctonici					
M.A.	SERI	200	PIANO	MA	GNI EATH FIA	STO SRA	Martini (1971)	Bukry	(1973)	Fomaciani et al (1996), Fornaciani e Rio (1996) e Rio et al. (1990)		Foresi et alii (				
	Olo	cene	~	_	_			CI	NT.	(1990) MNN2Ib	"acn	ne" E. huxleyi ABE h			1	
		SUP.	E.			BRUNHES	NN 21	1:	5	MNN21a	Em	niliania huxleyi				
		30	0		ln		NN 20		ь	MNN20	Gephyrocapsa					
	ш	0	AN	8		罴	20	CN	-	1411420		oceanica LO P lac.	tı	Globorotalia uncatulinoides		
	PLEISTOCENI	MEDIO	IONIANO			_		CN 14	a	MNN 19f	1	Pseudoemiliania lacunosa AE"anall" Geph		excelsa		
1 —	IST	RE	ANO MILISICIL.				6INN			MNN 19e	"sn	nall" Gephyrocapsa			FO G truncatulinoides excelsa	
	PLE	INFERIORE	CALABRIANO SANTERNIANO [EMILI SLO		lr	MATUYAMA	_			MNN 19d MNN 19c	H. sellii	"large"Gephyrocapsa AB Gaph>5.5 µm G. caribbeanica Lo C. mac.		Globigerina cariacoensis		
		Z	CA			ŝ		CN		MNN 196	Goo	LO C. mac. ceanica-C. macintyrei FRO Cloc.				
			5		2n	IAT		13	a	MNN 19a	C	. doronicoides		CLI L	FO G cariacoensis	
2 —		<u>-</u>	2			Z						LRO D. bronneri	-	Globorotalia inflata		
		SUPERIORE	GELASIANO		2r		NN18		d	MNN 18	Dis	scoaster brouweri			FO G inflata	
			Ľ	ш			NNI7		,c	MNN	Disc	LO D. pentaradiatus	ralia	Globorotalia crassaformis		
			0						ь	16b-17	Disc	oaster pentaradiatus  LOD. tamalis	Globorotalia aemiliana	crassaformis		
3 —		2	ZA.			SS		CN 12				R. clavigera	ae Ge			
3 —	ш	MEDIO	MACENZIANO		2An	GAUSS	9				Discoaster tamalis	FOR clavigera				
	z	Z	PIA(			9	NN16		a	MNN	iscoaste	Gephyrocapsa		G. aemiliana- S. semin. s.l.	LOS seminulina s.l.	
	(m)						_		-	16a	σ.	spp.	123	G. bononiensis	FO G aemiliana	
	ш			П									cala		FO G bonomensis	
	0				2Ar		'NN15'	ļ				R. pseudoumbilica	G. puncticulata	G apertura		
4-	_						NN14	CN	ь	MNN 14-15	Disco	aster asymmetricus			LCO G mergeritee	
	,i	NFERIORE	ZANCLEANO	F		RT	NN13	11	a	MNN 13	Sp	henolithus abies		i puncticulata- i margaritae		
	д	E	AN AN			GILBERT	Z		С	1.5	SE SE				FO G puncticulata	
		_	7		3n	5					重量	C.rugosus- A.tricorniculatus		Globorotalia		
5 —							2	CN	ь	MNN 12	Amaurolithus ricorniculatus	Ceratolithus acutus		margaritae		
							Z	10	L			FOs A. tric., C. acutus	Sp	haeroidinellopsis	FO G margaritae	
1				f			~		a		Disc	oaster variabilis s.l.		seminulina s.l.		
6 —			MESSINIANO		3 r				d			Zona Sterile Scomparsa di associ	azioni a pla	Zona Sterile	cambiamento del	
			S	٥	3.4	\n					A. delicatrs- A.amplificus	A. amplificus	Turbo	rotalia quinqueloba Globorotalia	avvolgimento di N	
7_		R E	MES	П		Ar	NNII	CN 9	Ь		al dime.	R. rotaria	1	conomiozea	acostaensis da sinistrorso a destrorso	
		1 O R	-	Ħ		3n Br	Ź	2	-		Ama	FO.A. delicatus urolithus primus FO.A. prim.	Gl	oborotalia suterae	FO G conomiozea	
8 —		RI				n			a		Di	scoaster surculus	G.ol	oliquus extremus	FO G suterae	
		P E	IANO	f	4		NN10	CN 8	+		Di	scoaster calcaris			FO G extremus	
9 _	ш	S U	TORTONIANO		47		Z		a			LO D. bellus	N	eogloboquadrina acostaensis		
10-	Z		10				NN9	CN 7	b + a	MNN9	D	iscoaster bellus				
	m				5	n	NN8	CN		MNN 8b		FO D bellus			FRO N acostaensis	
11-	(3)		6		-	_	_ ~ ~			12/2	D	iscoaster bollii	G.	obliquus obliquus		
		0	ΙŽ	Ц	5	r	NN N		ь	ANN7 PMNN7c		LCO D. kugleri		loborotalia siakensis	LO P. siakensis LCO G. subquadratus	
12 —	0	D 1	E				Z	CN				scoaster kugleri		lantica praeatlantica Globot, decoraperta	FO N atlantica praeatl.	
	_	M	ZAV.		57			. 5	H	7a	Calc	FÇO D. kugleri idiscus macintyrei LCO C. premacintyrei	Paragl. partim.	Paragloborot mayeri Paragl partim - Globot druryi	LO P mayeri FO P mayeri	
13	Σ	_	SERRAVALLIANO		5 A	Ar An	NN6		a	9 6b 6a		Calcidiscus oremacintyrei	D	entoglobigerina Itispira altispira		
	_			-	3 A	Bn				<b>≥</b> 6a	1	LOS heteromorphus	_		LO G peripheroronda	
ь_																

Fig. 1 - Schema biostratigrafico utilizzato per l'inquadramento delle unità litostratigrafiche dell'intervallo Miocene medio-Pleistocene, integrato con la scala magnetostratigrafica e con quella geocronologica (da FORESI et alii, 2002).

#### II - STUDI PRECEDENTI

Questo settore dell'Appennino Settentrionale, che funge da cerniera tra l'Appennino romagnolo e l'Appennino umbro-marchigiano, data la peculiarità geologica e geomorfologica dovuta alla presenza della coltre alloctona della Val Marecchia, è sempre stato al centro di interesse da parte di numerosi studiosi e ricercatori. Tra i primi lavori, risalenti alla seconda metà dell'ottocento, sono da ricordare quelli di SCARABELLI GOMMI FLAMINI (1851, 1880) e di PARETO (1865), che definirono un primo quadro cartografico-geologico dell'area.

Con la I edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 dei fogli Mercato Saraceno e Pesaro (rispettive Note Illustrative di SACCO, 1937 e di PRINCIPI, 1939), fu definito in modo organico, per la prima volta, riprendendo i lavori già effettuati nell'area (es. DE GASPERI, 1922; PRINCIPI, 1925a, 1925b), il quadro geologico-stratigrafico.

La redazione di un quadro sintetico ed organico quale rappresentò a suo tempo la Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 innescò un'abbondante produzione di ricerche finalizzate ad un maggiore affinamento della stratigrafia e della tettonica della regione. Si ricordano i lavori di carattere stratigrafico di RUGGIERI (1953, 1954, 1956, 1958), di VENZO (1954), di SELLI (1952, 1954), di AMADESI (1962), di RICCI LUCCHI (1964) e di STERN (1969), infine i lavori pionieristici concernenti il quadro geologico-tettonico dell'area di SIGNORINI (1940, 1941, 1946, 1956). Questi culminarono con la redazione della II edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 del Foglio 108 (Mercato Saraceno) e le relative Note Illustrative di RUGGIERI (1970).

Uno dei principali dibattiti scientifici sulla geologia dell'area, che rimane tuttora aperto, ha riguardato le modalità della messa in posto della coltre alloctona della Val Marecchia. BONARELLI (1929) per primo definì il carattere alloctono dei terreni della coltre. Nella prima metà del secolo scorso, tra i modelli che tentarono di definire i rapporti tra la successione autoctona ed i terreni alloctoni, prevalse il modello puramente gravitativo (BONARELLI, 1929; SIGNORINI, 1940, 1942, 1946a, 1946b, 1956; MIGLIORINI, 1948; MERLA, 1951; RUGGIERI, 1956, 1958). Ad un modello di messa in posto di tipo prevalentemente gravitativo si sono rifatti recentemente anche alcuni Autori di scuola olandese (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER et alii, 1986; DE FEYTER, 1991), mentre altri Autori hanno elaborato un modello di messa in posto legato prevalentemente a tettonica compressiva (CONTI et alii, 1987; CONTI, 1986, 1989, 1994; CERRINA FERONI et alii, 2002), sulla base dei processi di formazione dei "complessi caotici" dell'Appennino emiliano-romagnolo (CASTELLARIN & PINI, 1987; BETTELLI et alii, 1987). Un'ipotesi di meccanismo ibrido, legato ad un innesco tettonico, ma con modalità di messa in posto di tipo gravitativo, è stata invocata da altri Autori (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1986; VENERI, 1986; Mannori & Sani, 1987; Bonciani et alii, 2006, 2007).

L'importanza della tettonica trasversale, sulla messa in posto della coltre alloctona è stata inoltre rimarcata da numerosi Autori (GHELARDONI, 1965; RICCI LUCCHI, 1975; LAVECCHIA & PIALLI, 1980; CONEDERA & ERCOLI, 1980; FAZZINI & GELMINI, 1982; RICCI LUCCHI et alii, 1982; CASTELLARIN et alii, 1985; BOCCALETTI et alii, 1985; LIOTTA, 1991), che hanno indicato l'esistenza di un importante lineamento antiappenninico in corrispondenza della Val Marecchia (linea Arbia-Val Marecchia).

Le sintesi geologiche più recenti, che raccolgono le varie interpretazioni sull'assetto stratigrafico-strutturale di buona parte dell'area, supportate da carta geologica, sono quelle di Conti (1989, 1994), De Feyter (1991), Bendkik *et alii* (1994), Cerrina Feroni *et alii* (2002) e la tesi di dottorato di ricerca di Bonciani (2005).

Altri lavori riguardano più specificamente singoli argomenti, sia di carattere stratigrafico-sedimentologico, che strutturale. Relativamente a ciò, la successione della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è descritta in dettaglio da RICCI LUCCHI (1967, 1975, 1981), da BENINI *et alii* (1990) e da ANTOLINI & CREMONINI (1990) e, in maniera più sintetica ma in un quadro regionale dell'evoluzione dell'avanfossa oligo-miocenica, da CIBIN *et alii* (2004).

La successione autoctona messiniana è stata studiata dal punto di vista stratigrafico, paleoambientale e sedimentologico da numerosi Autori, soprattutto relativamente ai rapporti tra i sedimenti pre- e post-evaporitici (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; SAVELLI & WEZEL, 1978; DE FEYTER & MOLENAAR 1984; MOLENAAR & DE FEYTER, 1985; BASSETTI et alii, 1994; ROVERI et alii, 1998,

2001, 2006). Una sintesi della successione pliocenica è descritta in RICCI LUCCHI *et alii* (1982).

Le successioni epiliguri sono state inquadrate e definite per quanto riguarda gli aspetti stratigrafici ed i rapporti con il substrato deposizionale alloctono, nei contributi di RICCI LUCCHI (1967, 1986), di CONTI *et alii* (1987), di CONTI (1994). Le caratteristiche dei termini liguri 1.s. coinvolti nella coltre alloctona, indicati nella I edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 come "Terreni caotici eterogenei" e come "Complesso indifferenziato" o "Complesso caotico", sono riportati nei lavori di VENERI (1986), CONTI (1989, 1994), DE FEYTER (1991).

La tettonica della successione autoctona umbro-romagnolo-marchigiana è stata trattata da Ten Haaf & Van Wamel (1979); Farabegoli *et alii* (1990), Capozzi *et alii* (1991); De Donatis & Mazzoli (1994), De Donatis *et alii* (1998), Coward *et alii* (1999).

Per un inquadramento a scala regionale dell'area, i principali riferimenti sono le cartografie di sintesì alla scala dell'Appennino Settentrionale, essenzialmente derivate dalla II edizione della Carta Geologica d'Italia, di BORTOLOTTI *et alii* (1969) e di BOCCALETTI & COLI (1982) e la recente Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000, sintesi di cartografie CARG e 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna ed aree limitrofe, di CERRINA FERONI *et alii* (2002).

Informazioni cartografiche a carattere più locale ma di maggior dettaglio, attualmente sono disponibili grazie alla Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna, su cui si basa la redazione della parte emiliano-romagnola di questo Foglio.



# III – CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

# 1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

I caratteri geomorfologici del Foglio 266 permettono di suddividere l'area in due parti, una nord-orientale ed una sud-occidentale.

La parte nord-orientale ha carattere collinare e di bassa montagna, di frequente denudata, con calanchi e frane, mentre quella sud-occidentale è più marcatamente montuosa, con boschi e foreste, pareti rocciose verticali, complessivamente più stabile dal punto di vista del dissesto.

I versanti del settore settentrionale-orientale sono generalmente meno acclivi, ma la presenza di litologie argillose determina frequentemente la formazione di forme di erosione e calanchi. Anche in questo settore non sono tuttavia assenti scarpate rocciose che mettono in risalto l'eterogeneità del substrato.

La presenza in affioramento delle evaporiti in spessori ragguardevoli, non è però evidenziata da un "contrafforte" come accade per la "Vena del Gesso" in Romagna occidentale, presumibilmente a causa delle differenze litologiche e del fatto che buona parte delle evaporiti affioranti nel Foglio 266 sono risedimentate (Formazione di tetto) e non in posizione primaria. Un ulteriore motivo potrebbe essere legato alla presenza, al di sotto delle evaporiti, seppure non direttamente, di litotipi altrettanto resistenti all'erosione, come le arenarie del Membro di

Fontanelice (FMA<sub>13</sub>) della Marnoso-Arenacea, che mascherano il risalto morfologico, invece solitamente presente.

Nella parte meridionale ed occidentale del foglio, i maggiori contrasti di acclività si osservano dove litotipi resistenti e/o cementati (ad esempio i calcari della Formazione di San Marino o le arenarie della Formazione di Monte Comero) si giustappongono ai *mélanges* argillitici; in questi casi ripide pareti rocciose hanno al piede versanti debolmente inclinati e caratterizzati da numerose frane. La presenza di estese coperture boschive protegge i versanti dall'erosione, ed in questi casi si osservano blandi pendii a quote elevate, simili ad altopiani. Sono inoltre diffusi massi esotici di dimensioni ragguardevoli (diverse decine di metri cubi) sia lungo i versanti, sia alla sommità dei rilievi, appartenenti ai calcari della Formazione di S. Marino. Essi rappresentano sia il materiale residuo dello smantellamento di antiche coltri detritiche in buona parte erose, ma che ancora esistono, come ad esempio a Selvapiana ed a San Piero in Bagno, al limite con il Foglio 265-Bagno di Romagna, sia i testimoni di processi fortemente sviluppati di *lateral spreading*, che hanno portato alla frammentazione ed allo scivolamento di porzioni di formazioni litoidi in appoggio su di un substrato plastico.

Le vallate non sono molto ampie, ad esclusione di quella del Fiume Savio, che taglia, per la parte centro-settentrionale, il Foglio da sud a nord. Allargamenti o restringimenti vallivi si susseguono, evidenziando i salti litologici tra formazioni più o meno resistenti e coperture detritiche quaternarie. I depositi alluvionali terrazzati ricoprono il substrato roccioso nella parte morfologicamente più bassa della valle; i terrazzi sono, a luoghi, ampi ed estesi lungo il Fiume Marecchia ed il Fiume Savio, dove si osservano anche a quote elevate. Tratti di fiume incassato sono incisi nella Formazione Marnoso-Arenacea tra Mercato Saraceno e Quarto, talora a creare veri e propri *canyons* profondi diverse decine di metri.

# 2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 266-Mercato Saraceno è rappresentativo della parte esterna della catena dell'Appennino Settentrionale (fig. 2). In quest'area si riconoscono due principali insiemi strutturali, rappresentativi di successioni appartenenti a domini paleogeografici distinti (fig. 3):

l'insieme della "Successione pre-evaporitica umbro-marchigianoromagnola" e della "Successione post-evaporitica del margine padanoadriatico" in posizione sostanzialmente autoctona, depostesi in un
intervallo di tempo esteso, rispettivamente, dal Burdigaliano superiore al
Messiniano inferiore e dal Messiniano superiore al Pliocene;

- la "Coltre della Val Marecchia" in posizione alloctona, costituita da una successione cretacico-terziaria intensamente deformata (Unità Liguri) e da una sovrastante successione eocenico-miocenica-?pliocenica p.p. meno deformata (Successione epiligure).

Sulla base dei rapporti con la Coltre della Val Marecchia, l'insieme autoctono (Successione pre-evaporitica umbro-marchigiano-romagnola e Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico) può essere suddiviso in (fig. 3):

- una successione "paleoautoctona" rappresentata da unità litostratigrafiche deposte precedentemente alla strutturazione della Coltre della Val Marecchia;
- una successione costituita da unità litostratigrafiche deposte al di sopra della Coltre della Val Marecchia, la quale è ulteriormente suddivisibile in una parte interna "parautoctona", depostasi negli stadi finali della messa in posto della coltre alloctona e che quindi ha subito traslazioni rispetto alla successione paleoautoctona, e una successione "neoautoctona" più esterna, solo blandamente deformata.

Le unità della Coltre della Val Marecchia possono essere suddivise in unità che hanno subito importanti traslazioni ("alloctono", cioè le Liguridi s.s.) e quelle deposte sulle unità alloctone mentre queste si andavano deformando ("semialloctono", cioè la Successione epiligure s.s.) (fig. 3).

La successione paleoautoctona è costituita da formazioni sottostanti la coltre alloctona, di età compresa tra il Burdigaliano sup. ed il Pliocene inferiore (Zona a *Globorotalia puncticulata*). La successione neoautoctona (post-coltre) è invece formata da depositi del Pliocene inferiore-medio (Zona a *G. puncticulata* e Zona a *G. aemiliana*).

La parte più interna della Successione pre-evaporitica umbro-marchigianoromagnola, costituita dalla Formazione Marnoso-Arenacea burdigalianoserravalliana, corrispondente allo stadio più interno dell'avanfossa romagnola
("Inner stage" di RICCI LUCCHI, 1975, 1981), è scollata dal suo substrato e
considerata da alcuni autori (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; VAN WAMEL &
ZWART, 1990; DE FEYTER *et alii*, 1986; DE FEYTER, 1991) come un'unità
sovrascorsa sulla Formazione Marnoso-Arenacea di età tortoniano-messiniana,
corrispondente al riempimento dell'avanfossa tardo-miocenica o esterna ("Outer
stage" di RICCI LUCCHI, 1976, 1981).

Il complesso alloctono comprende le formazioni liguri di età compresa tra il Cretacico e l'Eocene medio, tipicamente costituite da sedimenti bacinali profondi con elementi di rocce derivate da crosta e mantello oceanico, provenienti dai settori più interni dell'orogene, mentre il complesso semialloctono è costituito da

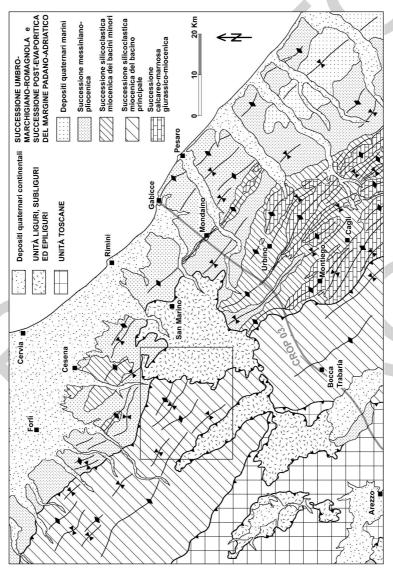


Fig. 2 - Schema tettonico dell'Appennino emiliano-romagnolo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 266-Mercato Saraceno. In grigio è indicata la traccia del profilo CROP 03.

termini formazionali di età compresa tra l'Eocene medio-superiore ed il Messiniano superiore – Pliocene basale, che poggiano in discordanza angolare sulle formazioni liguri.

Il complesso alloctono della Coltre della Val Marecchia costituisce un lembo "isolato" di formazioni derivate dal Dominio Ligure, delimitato a nord ed a sud da successioni autoctone. Come già accennato, sono oggetto di dibattito le modalità di messa in posto della Coltre della Val Marecchia ed i suoi rapporti sia con le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale, sia con i depositi della Successione umbro-marchigiano-romagnola.

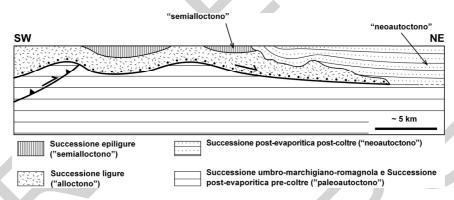


Fig. 3 - Sezione geologica schematica della Val Marecchia, che mostra i rapporti tra le varie tipologie di successioni (da DE FEYTER, 1991, modificato).

Non esiste infatti, un'interpretazione unanimemente accettata sui meccanismi di messa in posto della coltre; le ipotesi variano fra meccanismi di scivolamento gravitativo (MERLA, 1951; SELLI, 1967; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; REUTTER et alii, 1980; VENERI, 1986; VAN DEN BERG, 1990; DE FEYTER et alii, 1986; DE FEYTER, 1991), meccanismi puramente tettonici (CONTI, 1989, 1994; CONTI & GELMINI, 1995; CONTI & TOSATTI, 1996; CERRINA FERONI et alii, 2002), meccanismi misti tettonico-gravitativi, tipici delle frane orogeniche (RICCI LUCCHI, 1987; ROVERI et alii, 1999; CARMIGNANI et alii, 2002; BONCIANI et alii, 2005, 2006, 2007). Quest'ultima tipologia ad innesco tettonico e sviluppo gravitativo, trova confronto con i sistemi tettono-gravitativi cenozoici del Golfo del Messico (RANGIN et alii, 2008), seppure in un diverso contesto geodinamico (estensionale invece che compressivo). Dibattuta è anche l'interpretazione dei limiti della Coltre della Val Marecchia. Difatti, alcuni autori li considerano primari, ovvero quella attualmente osservabile, sarebbe approssimativamente l'originaria estensione delle unità alloctone nell'area (LUCENTE et alii, 2002 cum

bibl.), altri autori invece considerano l'attuale affioramento della Coltre, ciò che rimane dopo che il processo erosivo ha smantellato la quasi totalità dei terreni alloctoni che originariamente coprivano un'area molto più vasta, in continuità con le falde liguri s.l. dell'Appennino emiliano (VAI, 1988; ANELLI et alii, 1994; ZATTIN et alii, 2000; CERRINA FERONI et alii, 2001).

Le unità geologiche presenti nel Foglio possono essere raggruppate in cinque grandi insiemi:

- Successione pre-evaporitica umbro-marchigiano-romagnola
- Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico
- Unità Liguri
- Successione Epiligure
- Depositi continentali quaternari.

La Successione pre-evaporitica umbro-marchigiano-romagnola è costituita prevalentemente dalle torbiditi di avanfossa della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (Burdigaliano superiore-Messiniano inferiore), che passano al tetto a depositi prevalentemente pelitici, marne di età prevalentemente tortoniana nella parte più interna (Marne di S. Paolo o Marne di Verghereto p.p. *Auctt.*), di età messiniana inferiore verso il margine appenninico (Formazione dei Ghioli di letto) ed a depositi fini di ambiente anossico (Tripoli e marne tripolacee) del Messiniano inferiore.

Nella successione autoctona della Romagna orientale, ovvero nell'ambito del Foglio, non sono conservate evaporiti messiniane primarie, ossia non risedimentate, presenti invece nella Romagna occidentale, dove costituiscono la Formazione Gessoso-solfifera. Al riguardo va precisato, che a seguito delle indicazioni del Comitato di Coordinamento Appennino Settentrionale e di quanto riportato nella scheda formazionale della Gessoso-solfifera contenuta nei Quaderni APAT (CITA *et alii*, 2007), le evaporiti primarie della Romagna occidentale sono denominate formazione della Vena del Gesso, in quanto il termine Gessoso-solfifera è stato attribuito ad un'unità con il rango di Gruppo, comprendente sia le evaporiti primarie che quelle risedimentate.

La Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico ha inizio nel Messiniano superiore con la deposizione della Formazione di tetto, costituita prevalentemente da depositi risedimentati, derivanti dallo smantellamento gravitativo delle evaporiti messiniane (in ROVERI *et alii*, 2006 *cum bibl.*), la quale evolve poi nei depositi di transizione e di lago-mare della Formazione a Colombacci.

La transizione Miocene-Pliocene è marcata da una forte trasgressione marina che determina un regime di sedimentazione terrigena prevalentemente fine, responsabile dell'accumulo delle potenti successioni appartenenti al Gruppo del Santerno Auctt.. Questo ultimo comprende i termini pliocenici deposti al di sopra dell'ultimo livello calcareo messiniano (colombaccio) (vedi capitolo Stratigrafia). Il Gruppo del Santerno (termine non più in uso nei fogli CARG) è costituito da formazioni terrigene, che variano da ambiente batiale profondo fino ad ambiente di piattaforma interna in prossimità della costa. Più in dettaglio, in continuità stratigrafica sulla Formazione a Colombacci si trovano delle marne biancastre ricchissime in fossili, caratterizzate dalla presenza di Sphaeroidinellopsis (Marne di Cella, CEA), e successivamente le argille e marne della formazione delle Argille Azzurre (FAA). L'arrivo della coltre alloctona ha poi indotto forti variazioni nel complesso deposizionale autoctono, sia rendendo irregolare il fondo bacinale, sia determinando processi di traslazione che hanno eliso i termini sedimentari sottostanti, determinando, in taluni casi, la sovrapposizione di depositi contemporanei alla messa in posto della coltre, come le arenarie del Membro delle arenarie di Borello (FAA2) o l'olistrostroma di S. Maria Riopetra (FAA2e), direttamente sui depositi tortoniani.

Le Unità Liguri e la Successione Epiligure, formano le falde alloctone, già note in letteratura come "Coltre (o colata) della val Marecchia" e "colata di S. Piero in Bagno" (RUGGIERI, 1958), e ricoprono la Successione umbromarchigiano-romagnola e la porzione inferiore della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico. Esse affiorano estesamente nel quadrante sud-occidentale, nella sinclinale di S. Piero in Bagno (colata di S. Piero in Bagno), e nella parte orientale del foglio (Coltre alloctona della Val Marecchia).

La messa in posto dei terreni alloctoni, iniziata nel Tortoniano nella parte interna della catena, si è sviluppata soprattutto nel Messiniano-Pliocene inferiore, terminando nell'ambito della Zona a *G. puncticulata*.

La successione post-evaporitica risulta così "interrotta" dalla messa in posto della coltre alloctona ed è suddivisibile in una parte inferiore "pre-coltre" e una superiore "post-coltre".

I terreni alloctoni sono costituiti da scaglie tettoniche o tettono-gravitative di cui, analogamente a quanto avviene in altre parti dell'Appennino Settentrionale, risulta difficoltosa la ricostruzione della successione stratigrafica.

I terreni ad affinità ligure sono riferibili all'Unità tettonica Morello. Si tratta in prevalenza di argilliti policrome foliate, di età cretacico-paleogenica, riferibili alle Argille Varicolori, o alla Formazione di Villa a Radda *Auctt.*, di peliti grigie e varicolori con torbiditi marnoso-calcaree riferibili alla Formazione di Sillano del Cretacico superiore-Eocene inferiore, e di torbiditi calcareo-marnose dell'Eocene inferiore-medio riferibili alla Formazione di Monte Morello.

Sui terreni liguri poggia in netta discordanza angolare la Successione epiligure, la cui base è qui caratterizzata, come in tutto l'Appennino emilianoromagnolo, dalla presenza di unità stratigrafiche terrigene di ambiente marino relativamente profondo, ma con geometria fortemente lenticolare, come la successione torbiditica della Formazione di Monte Comero (Eocene mediosuperiore) e il *mélange* argilloso con calcari ad affinità ligure (Complesso della Valle del Savio). Quest'ultima unità caotica costituisce la base della restante porzione di successione assai più simile alla classica successione epiligure.

La successione prosegue, verso l'alto, con depositi ancora di ambiente relativamente profondo, quali: marne grigio-verdi oligocenico-aquitaniane riferibili alla Formazione di Antognola; torbiditi arenaceo-pelitiche di età Oligocene terminale-Aquitaniano, facenti parte della Formazione di Poggio Carnaio; torbiditi pelitico-arenacee appartenenti alla Formazione di Campaolo; marne con selce di età aquitaniano-burdigaliana, della Formazione di Contignaco.

Quest'ultima formazione è delimitata al tetto da una discordanza stratigrafica di importanza regionale, con lacuna nel Burdigaliano superiore, al di sopra della quale la sedimentazione riprende con calcari di piattaforma di età Burdigaliano superiore noti come Formazione di S. Marino. La successione prosegue, fino al Serravalliano, con arenarie ancora di mare poco profondo (Formazione del Monte Fumaiolo) per proseguire, in ambiente relativamente più profondo, con le torbiditi pelitico-arenacee serravalliano-tortoniane della Formazione del Barbotto.

La sequenza soprastante è poi data alla base dalla Formazione di Acquaviva, che passa in alto alle Argille di Casa i gessi, e poi alla Formazione Gessososolfifera. Al di sopra, attraverso una marcata discordanza angolare, sono presenti i depositi pliocenici.

Infine, sono presenti i depositi ghiaiosi e sabbiosi alluvionali del Pleistocene superiore-Olocene, che sormontano tramite una forte troncatura erosiva, tutti i termini sottostanti.

#### IV - STRATIGRAFIA

Le unità stratigrafiche pre-quaternarie sono state rilevate secondo il criterio litostratigrafico e raggruppate in grandi insiemi sulla base del dominio paleogeografico di appartenenza.

I depositi alluvionali quaternari sono stati invece rilevati secondo il criterio delle unità a limiti inconformi (UBSU) e descritti come sintemi e subsintemi organizzati in supersintemi di importanza regionale.

Come introdotto nel cap. III, le unità pre-quaternarie sono riconducibili all'insieme della coltre alloctona, costituita da Liguridi e Successione epiligure, alla Successione pre-evaporitica umbro-marchigiano-romagnola ed alla Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Poiché la principale fase di messa in posto della coltre alloctona avviene nel Pliocene Inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*, durante la deposizione delle Argille Azzurre (Pliocene inferiore-medio), senza interromperne la sedimentazione, risulta che quest'ultima formazione sormonta in discordanza ed è sormontata dalla coltre stessa.

Nell'area del Montefeltro (fogli 266 e 267), la legenda delle unità litostratigrafiche non può quindi essere strutturata per semplice sovrapposizione geometrica. Per questo motivo, la legenda è organizzata per insiemi principali, corrispondenti ai domini paleogeografici. I grandi insiemi individuati, in ordine di sovrapposizione, sono i seguenti (fig. 4):

- Successione pre-evaporitica umbro-marchigiano-romagnola
- Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico
- Unità Liguri

- Successione epiligure
- Depositi continentali quaternari.

Questi ultimi si dividono in depositi distinti in base al bacino di appartenenza e suddivisi in unità sintemiche, ed in depositi non distinti in base al bacino di appartenenza, indicati come coltri eluvio-colluviali, detriti di falda e di versante e frane. I primi appartengono alla parte alta del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, parte stratigraficamente superiore del Supersintema Emiliano-Romagnolo.

Come già accennato, si tenga presente che i depositi più recenti della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico, occupano in parte anche una posizione stratigrafico-strutturale soprastante le Unità Liguri e la Successione epiligure.

# 1. - SUCCESSIONE PRE-EVAPORITICA UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Di questa successione, nel Foglio 266 "Mercato Saraceno", è presente la porzione corrispondente al riempimento torbiditico dell'avanfossa romagnola sino ai depositi pre-evaporitici messiniani; la successione è costituita dalla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, dalle Marne di S. Paolo, dalla Formazione dei Ghioli di letto e dalla formazione del Tripoli e marne tripolacee, complessivamente di età compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Messiniano inferiore.

# 1.1. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (FMA)

La Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è per gli aspetti litologici piuttosto monotona, composta da ripetute sequenze torbiditiche di strati bipartiti arenaria-pelite, con intercalazioni di emipelagiti marnose. Essa rappresenta il riempimento dell'avanfossa miocenica del Dominio umbro-marchigianoromagnolo. Della formazione, sono riconoscibili due successioni; una più antica ed interna rispetto all'avampaese, corrispondente alla fase di riempimento tardo burdigaliana-serravalliana (*Inner stage* di RICCI LUCCHI, 1981), ed una più giovane ed esterna, corrispondente alla fase di riempimento tardo serravalliana-messiniana inferiore (*Outer stage* di RICCI LUCCHI, 1981).

I livelli arenacei sono caratterizzati dalla presenza di numerose strutture sedimentarie di tipo torbiditico, quali gradazione, laminazione incrociata e piano-

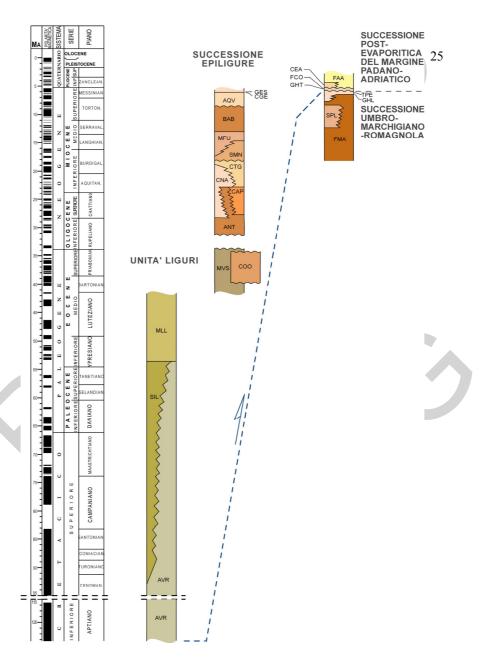


Fig. 4 - Schema dei rapporti tra le successioni stratigrafiche dell'area della Val Marecchia. Sono evidenziate le principali discordanze poste come limiti di sequenza da RICCI LUCCHI (1986).

parallela a comporre intervalli di BOUMA (1962), mud-clasts, fughe di fluidi, controimpronte di fondo da corrente (flute casts e groove casts) e da carico (load casts). La granulometria delle arenarie varia generalmente da media a molto fine, mentre è grossolana o molto grossolana solo alla base degli strati più spessi. Al tetto degli strati arenacei, sono presenti peliti laminate di colore grigio, a loro volta sormontate da marne e marne siltose grigio chiare e compatte, di origine emipelagica. Le controimpronte di fondo presenti alla base degli strati arenacei, indicano direzioni di scorrimento torbiditico da NNO/ONO e subordinatamente da SO. La composizione delle arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea è descritta in GANDOLFI et alii (1983), la quale risulta variabile ed indicativa di sei petrofacies diverse, relative ad altrettante provenienze per le due principali fasi sedimentarie, di cui cinque extrabacinali ed una intrabacinale. Le arenarie con paleocorrenti che indicano paleoflussi da NNO/ONO, assolutamente dominanti hanno generalmente composizione arcosica, mentre le arenarie con apporti da SO, deposte durante la prima fase, sono areniti ibride (sensu ZUFFA, 1980); diversamente le calcareniti (colombine Auctt.), definite a provenienza intrabacinale dagli stessi Autori, intercalate nella successione arenaceo-marnosa della prima fase di riempimento, mostrano direzioni di scorrimento da SSE.

Studi petrografici sono riportati, per gli affioramenti occidentali, ricadenti nel Foglio 253-Marradi e nell'alta valle del Bidente (Foglio 265-Bagno di Romagna), nelle rispettive note illustrative (es. MARTELLI, 2002), in particolare su strati arenacei appartenenti alla Litozona di Campigna del Membro di Premilcuore.

Recentemente, CIBIN *et alii* (2004) in uno studio stratigrafico-composizionale sull'intero complesso di avanfossa nordappenninico, hanno riportato le composizioni modali medie per la Formazione Marnoso-Arenacea pre-tortoniana, distinta in due sistemi torbiditici, uno inferiore ed uno superiore, questo ultimo corrispondente alla transizione tra l'*inner stage* e l'*outer stage* di RICCI LUCCHI (1981). Gli strati arenacei del sistema inferiore mostrano paleocorrenti provenienti da O-NO e raramente da E-SE ed una composizione feldspato-litica con media Q<sub>58</sub> F<sub>24</sub> L+C<sub>18</sub>. L'associazione dei frammenti litici a tessitura fine risulta essere piuttosto variabile, con alto tenore sia in litici metamorfici, che in litici sedimentari, e basso in litici vulcanici, la cui composizione litica media è Lm<sub>53</sub> Lv<sub>4</sub> Ls+C<sub>43</sub>.

Gli strati arenacei del sistema superiore mostrano paleocorrenti da NO, raramente da SE ed una composizione principale media in pratica identica alle arenarie del sistema inferiore ( $Q_{58}$   $F_{24}$   $L+C_{18}$ ), così come per la media della composizione litica a tessitura fine ( $Lm_{54}$   $Lv_2$   $Ls+C_{44}$ ). Quest'ultima composizione in particolare, ben si inserisce nel pattern composizionale-evolutivo, derivato dall'analisi delle mode detritiche dei sistemi oligo-miocenici

di avanfossa dell'Appennino Settentrionale (es. Di Giulio, 1999; Cibin et alii, 2004).

Per la composizione petrografica delle areniti ibride e delle "colombine" si rimanda alle Note Illustrative del Foglio 265-Bagno di Romagna (MARTELLI, 2002). Le areniti ibride si concentrano nella porzione langhiana mentre le "colombine" si depositano perlopiù nel Serravalliano inferiore. Per la loro particolarità composizionale e per le controimpronte che indicano flussi da SE, le "colombine" e le areniti ibride, queste ultime sono spesso megatorbiditi, costituiscono ottimi strati guida d'interesse regionale. Molti di questi strati sono stati riconosciuti fino alla valle del Savio, nell'Appennino cesenate (RICCI LUCCHI, 1975; 1981; BENINI et alii, 1990; ANTOLINI & CREMONINI, 1990; Foglio 265-Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002; Foglio 254-Modigliana, ANTOLINI et alii, 2001) e probabilmente sono correlabili con strati dell'Appennino Tosco-Umbro (DELLE ROSE et alii, 1991; Foglio 289-Città di Castello, PIALLI et alii, in stampa; BROZZETTI et alii, 2002); lo strato Contessa, un importante e spesso strato guida formato in basso da areniti ibride, è stato riconosciuto da Gubbio alla Valle del Santerno (RICCI LUCCHI, 1975, 1981).

Tuttavia, paleocorrenti dai quadranti meridionali sono state osservate anche per alcuni strati silicoclastici molto spessi, come ad esempio lo strato Turrito, parte della successione torbiditica tortoniana, affiorante nei pressi di Sarsina; nonostante la diversa provenienza di questo strato, non sono apprezzabili sostanziali differenze di tipo composizionale con gli strati silicoclastici che dominano la formazione, i quali hanno provenienza da NO. Ciò è spiegato da GANDOLFI *et alii* (1983), con il fatto che lo strato Turrito potrebbe essere il prodotto di una rimobilizzazione sedimentaria intrabacinale di arenarie precedentemente deposte.

La potenza affiorante massima dell'intera formazione è maggiore di 3.000 metri

Nella cartografia del Foglio, la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è stata interamente suddivisa in sottounità (membri di valenza regionale, e litofacies di interesse locale ma comunque cartografabili alla scala 1:50.000), sulla base della variazione del rapporto arenaria/pelite e dello spessore medio degli strati. I passaggi tra le sottounità sono generalmente graduali per alternanze, con parziale eteropia; talvolta i limiti dei membri corrispondono a strati od orizzonti guida di importanza regionale, mentre più frequentemente, questi ultimi ricorrono all'interno di uno o più membri. Difatti, in relazione alla morfologia del bacino, gli spessori dei membri sono generalmente molto variabili e, a causa dei rapporti di eteropia, sono frequenti i casi in cui gli orizzonti guida intersecano i limiti dei membri stessi (fig. 5).

L'età dei singoli membri e degli orizzonti guida della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è indicata sulla base di dati provenienti dalle analisi dei nannofossili calcarei per i membri pre-tortoniani e delle associazioni a foraminiferi per i membri tortoniani, elaborati soprattutto in occasione dell'allestimento dei fogli CARG più occidentali ed adiacenti, quali i Fogli 265-Bagno di Romagna (MARTELLI, 2002), 254-Modigliana (ANTOLINI et alii, 2001) e 253-Marradi (MARTELLI et alii, in stampa). Tali età sono pubblicate, oltre che nelle relative note illustrative, anche in ANTOLINI & CREMONINI (1990) e in CIBIN et alii (2004) e in CATANZARITI et alii (2002).

La base della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola non affiora in questo Foglio; il contatto di base è stato attraversato nei sondaggi per ricerca di idrocarburi Spinello e Montepietra 1, ed è descritto come un passaggio netto da marne calcaree dure ad argille marnose e siltose tipo Schlier del Miocene inferiore, estesamente affioranti in val Tiberina (Foglio 278-Pieve S. Stefano e Foglio 289-Città di Castello).

Nei quadranti meridionali, la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola passa verso l'alto rapidamente alle Marne di S. Paolo (Serravalliano superiore-Tortoniano), mentre nei quadranti settentrionali la sedimentazione torbiditica continua fino al Messiniano basale e passa rapidamente alle marne della Formazione dei Ghioli di letto.

L'ambiente deposizionale della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è riferito ad un complesso torbiditico sviluppato in una piana bacinale di avanfossa generalmente sovralimentata, in cui i sedimenti emipelagici venivano facilmente erosi dai frequenti apporti torbiditici; i membri sommitali presentano facies di scarpata, che preludono lo sviluppo della chiusura della sedimentazione clastica.

## 1.1.1. - Membro di Biserno (FMA<sub>1</sub>)

Rappresenta il membro basale della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. E' dato da alternanze di prevalenti peliti con subordinate arenarie. Rari gli strati arenacei con detrito carbonatico. I depositi emipelagici, costituiti da marne, sono molto frequenti. Il rapporto arenaria/pelite è inferiore a 1/3, generalmente = 1/5. Gli strati arenacei sono sottili e medi, raramente spessi. Frequenti paleocorrenti di tipo *flute casts* alla base. Sono presenti livelli di *slump* non cartografati e livelli guida, all'interno di questo membro ed anche del Membro di Corniolo, date le forti variazioni laterali, quali lo strato di Fonte Abate (ab), lo strato di Calanca (ca), ed altri presenti solo localmente, quali lo strato di Raggio (rg).

Tale sottounità spesso costituisce uno dei livelli di scollamento preferenziali della formazione. Lo spessore di questo membro, nell'area esaminata, varia da 150 a circa 450 metri.

L'età di questo membro è indicata al Burdigaliano superiore – Langhiano inferiore per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative di tutte le biozone dalla MNN3b alla MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati dal Foglio 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

#### 1.1.2. - Membro di Corniolo (FMA2)

Caratterizzato da alternanza di peliti e arenarie, raramente calcareniti (orizzonti guida) e rare emipelagiti; il rapporto arenaria/pelite è circa 1/2-1/3. Le arenarie sono principalmente in strati sottili e medi, secondariamente spessi, raramente molto spessi. Le arenarie presentano un grado di cementazione minore rispetto agli altri membri. Verso la base, sono presenti, per spessori di pochi metri, livelli di *slumps* compresi in zone intensamente tettonizzate. I letti arenacei sono spesso caratterizzati da aspetto caotico e scarsa cementazione nella parte centrale mentre alla base e al tetto si osservano strutture sedimentarie e buona cementazione, con un aspetto generale della struttura a *sandwich* (*sensu* RICCI LUCCHI, 1978). Al suo interno si ritrova lo strato ibrido di Imolavilla (io).

Lo spessore del membro è di 150-200 metri.

L'età di questo membro è riferibile per lo più al Langhiano per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative di tutte le biozone dalla MNN4a (Burdigaliano terminale) alla MNN5b (Langhiano superiore) di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati da Foglio 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

#### 1.1.3. - Litofacies pelitica di Tombina (FMA<sub>2a</sub>)

Nella parte alta del membro è stata distinta la litofacies pelitica di Tombina, caratterizzata da un minore rapporto arenaria/pelite, generalente 1/6; le arenarie sono organizzate in strati sottili e medi, raramente spessi; la potenza massima è di circa 100 metri.

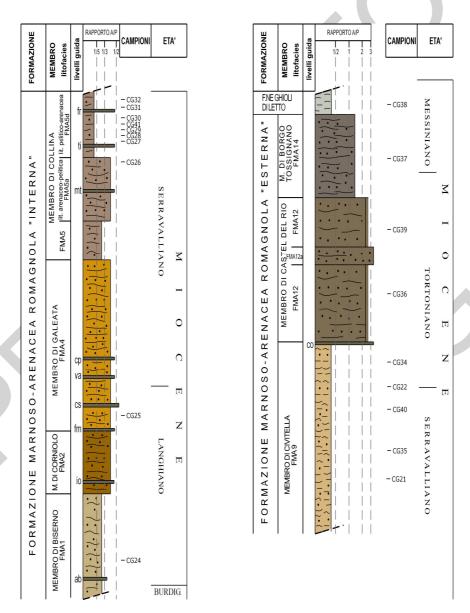


Fig. 5 - Successione della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola affiorante nel settore meridionale del Foglio.

#### 1.1.4. - Membro di Premilcuore (FMA3)

Questo membro affiora nel settore sudoccidentale del foglio. E' il membro più arenaceo della **FMA** tardo burdigaliana-serravalliana e individua piuttosto chiaramente le aree depocentrali. Il rispettivo corpo ha una geometria lenticolare e si chiude verso sud, dando luogo ad un passaggio diretto tra il Membro di Corniolo ed il Membro di Galeata. Esso è caratterizzato da strati spessi e molto spessi, subordinatamente medi, talora banchi, con rare emipelagiti; il rapporto arenaria/pelite varia da 1/2 a maggiore di 2. La potenza raggiunge i 150 metri.

L'età di questo membro è riferita al Langhiano per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative delle biozone MNN5a e MNN5b di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

# 1.1.5. - Membro di Galeata (FMA4)

Costituito dall'alternanza di peliti e arenarie, talora calcareniti ed emipelagiti; il rapporto arenaria/pelite è circa 1/2-1/3. Le arenarie sono organizzate in strati da sottili a spessi, talora molto spessi.

Sono localmente presenti orizzonti più arenacei e con strati di maggiore spessore, cartografabili, ma non rappresentati per consentire una migliore chiarezza e leggibilità della carta.

Localmente è stata distinta una litofacies marnosa (FMA4a).

La base del membro, nell'area in esame, corrisponde con il livello arenaceo guida di Fiumicello (**fm**).

In questo membro sono presenti numerosi strati guida a composizione carbonatica (colombine) quali la "colombina" della Valbura (va) e la "colombina" di Fosso Caprie (cp), e lo strato Contessa (cs), la cui arenite è caratterizzata da composizione ibrida.

La potenza di questo membro supera i 400 metri.

L'età di questo membro è riferibile all'intervallo Langhiano superiore – Serravalliano inferiore per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative di tutte le biozone dalla MNN5b alla MNN6b di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

#### 1.1.6. – Litofacies marnosa (FMA<sub>4a</sub>)

Essa è caratterizzata da rapporto arenaria/pelite inferiore a 1/5, con strati da molto sottili a sottili, talora medi, e cementazione media, con abbondanti emipelagiti. Si riconoscono al suo interno sia le colombine che i principali livelli guida nonostante l'esiguità della frazione grossolana; presenti talora lenti decametriche dei membri laterali; lo spessore supera i 300 metri.

# 1.1.7. - Membro di Collina (FMA5)

Membro costituito da un'alternanza di prevalenti marne e subordinate arenarie, talora calcareniti, e frequenti emipelagiti; il rapporto arenaria/pelite è inferiore a 1/3, generalmente 1/5. Le arenarie sono organizzate in letti sottili e medi, raramente spessi.

A varie altezze si intercalano corpi arenacei lenticolari, spessi fino a qualche decina di metri, difficilmente cartografabili.

Anche in questo membro, come nel precedente, si ritrovano numerosi strati a composizione prevalentemente carbonatica, di cui quelli di potenza maggiore sono stati cartografati. Questi sono la "colombina" di Montellero (**mt**), la "colombina" di Tiravento (**ti**) e la "colombina" della Fratta (**fr**).

Questo membro è caratterizzato da numerose intercalazioni caratterizzate da rapporti arenaria/pelite diversi, cartografate come litofacies e descritte, per chiarezza e comodità, alla fine della descrizione del membro.

La potenza complessiva del membro è di circa 950 metri.

L'età di questo membro è riferita al Serravalliano per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative delle biozone MNN6a, MNN6b e MNN7 di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati da Foglio 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

# 1.1.8. - Litofacies arenaceo-pelitica (FMA5a)

Alternanza di arenarie in strati medi e sottili alternate e peliti con marne emipelagiche al tetto degli strati; si differenzia dal resto del membro per il maggiore rapporto arenaria/pelite, che in questro caso è circa 1/2-1/3.

## 1.1.9. - Litofacies pelitico-arenacea (FMA5d)

Si tratta di prevalenti peliti e peliti marnose con intercalazioni di arenarie gradate e laminate in strati sottili e medi, occasionalmente spessi e molto spessi (fig. 6). Il rapporto arenaria/pelite è inferiore a 1/5.



Fig. 6 - Membro di Collina della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Peliti con intercalati strati arenitici sottili e molto spessi della litofacies pelitico-arenacea FMA5d (area di Poggio La Croce).

## 1.1.10. - Membro di Monte Coronaro (FMA6)

Precedentemente questa sottounità era considerata la base delle Marne di Verghereto; tuttavia per la frequenza di strati torbiditici e il passaggio estremamente graduale al membro di Collina riteniamo più corretto considerarla come il membro sommitale della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola di età langhiano-serravalliana.

Si tratta di marne siltose e alternanze pelitico-arenacee, ed in minor misura calcaree, con frequenti emipelagiti, caratterizzate da rapporto arenaria/pelite minore di 1/5. Le arenarie sono organizzate in strati generalmente sottili, raramente medi o spessi. Si intercalano livelli di *slump* non cartografabili.

La potenza massima è superiore a 150 metri, con forti variazioni laterali.

L'età di questo membro è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore ed al Serravalliano superiore per il riconoscimento di associazioni di nannofossili indicative delle biozone MNN6b e MNN7 di FORNACIARI *et alii* (1996) (dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

#### 1.1.11. - Membro di Civitella (FMA9)

È costituito da torbiditi pelitico-arenacee e rare emipelagiti con rapporto arenaria/pelite generalmente compreso tra 1/2 e 1/5 in cui si intercalano intervalli sia più pelitici, sia più arenacei, talora cartografabili.

Gli intervalli arenacei variano da sottili a spessi (generalmente inferiori a 50 centimetri), raramente molto spessi. Le arenarie sono gradate, da medie a fini, con numerose strutture sedimentarie torbiditiche. Vi sono intercalate arenarie marnose e marne più o meno sabbiose.

Caratteristica è la presenza di intercalazioni di orizzonti più arenacei talora cartografabili (litofacies arenaceo-pelitica, FMA9a). I corpi arenacei diventano sempre più frequenti verso l'alto.

Inoltre, vi è intercalato, nella parte intermedia, un potente strato-guida arenaceo silicoclastico con controimpronte di paleocorrenti, con senso di scorrimento dei flussi dai quadranti meridionali (strato di Turrito), oltre all'orizzonte di Castagnolo.

Nell'area del Foglio 266 questo membro raggiunge uno spessore di circa 2000 metri.

L'età di questo membro è indicata al Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; ANTOLINI et alii, 2001).

Dati provenienti da campioni raccolti nell'area del foglio confermano queste indicazioni, in quanto quelli relativi alla parte basale del membro hanno fornito associazioni di nannofossili tipiche dalla zona MNN7 (Serravalliano superiore) di FORNACIARI *et alii* (1996), mentre quelli in prossimità dello strato Turrito hanno fornito associazioni indicative della biozona MNN8a (Tortoniano basale) di FORNACIARI *et alii* (1996).

# 1.1.12. - Litofacies arenaceo-pelitica (FMA9a)

È data da arenarie torbiditiche in strati medi e spessi, generalmente caratterizzati dall'intera sequenza di Bouma, con subordinati strati sottili e peliti emipelagiche; il rapporto arenaria/pelite è superiore a 1/2, talora anche maggiore di 3.

#### 1.1.13. - Membro di Castel del Rio (FMA<sub>12</sub>)

Si tratta di un membro assai variabile al suo interno, caratterizzato da arenarie prevalenti, da grossolane a fini, in letti da molto sottili a spessi, in minor misura molto spessi e subordinati banchi. Il rapporto arenaria/pelite varia generalmente da 1/2 a 10, con moda uguale a 3. Sono presenti emipelagiti.

Lo spessore complessivo del membro è di circa 650 metri. Il limite inferiore stratigrafico sul Membro di Civitella **FMA9** è talora marcato dallo strato di Colombara.

L'età del membro è indicata al Tortoniano (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; ANTOLINI *et alii*, 2001).

#### 1.1.14. - Litofacies arenacea (FMA<sub>12a</sub>)

Arenarie prevalenti, da grossolane a medie, in letti da molto sottili a medi e spessi, in minor misura molto spessi e subordinati banchi. Rapporto 12/1>A/P>2/1 con moda 4,5/1. La cementazione delle arenarie è modesta, con strutture trattive visibili solo in strati da molto sottili a spessi. Vi sono inoltre inclusi pelitici, soprattutto negli strati molto spessi e nei banchi. Sono presenti corpi canalizzati osservabili in estensioni maggiori di 100 metri. Potenza complessiva circa 80 metri.

# 1.1.15. - Membro di Fontanelice (FMA<sub>13</sub>)

Corrisponde alle "Sabbie di Fontanelice", al "Membro 4" di RICCI LUCCHI (1967) e alle "Molasse tortoniane" di RUGGIERI (1970).

Questo membro affiora in prossimità di Sarsina nel settore centrale del Foglio. E' caratterizzato da arenarie torbiditiche e subordinate peliti, con rapporto arenaria/pelite sempre maggiore di 3, talora fino a 20, con strati arenacei a base erosiva. Le arenarie hanno granulometria variabile da grossolana a media, a cementazione talora differenziata, talora ricche in frustoli carboniosi e solfuri di ferro; gli strati sono generalmente spessi e molto spessi, talora amalgamati con spessori fino a 10 metri e geometria lenticolare, con inclusi pelitici e bioclasti; alla sommità del membro sono presenti strati medi di marne calcaree e lenti spesse da 1 a 5 metri di conglomerati poligenici, con clasti di dimensioni da 2 a 15 centimetri composti per lo più da calcari, calcari marnosi e dolomie, provenienti dai terreni liguri e subordinatamente da rocce eruttive e metamorfi-

che. La parte inferiore diviene più pelitica verso est. Sono inoltre presenti livelli a *slumps*. Questo membro è fortemente lenticolare e discontinuo.

Lo spessore varia da 0 a circa 400 metri.

L'età è indicata al Tortoniano superiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; ANTOLINI et alii, 2001).

#### 1.1.16. - Membro di Borgo Tossignano (FMA14)

Rappresenta il membro stratigraficamente più alto della Marnoso-Arenacea Romagnola. Corrisponde al "*Membro 5*" di RICCI LUCCHI (1967). E' dato da alternanze di arenarie e peliti di tipo torbiditico, con rapporto arenaria/pelite sempre inferiore a 1 (fig. 7).

Prevalgono le marne, talora argillose, con emipelagiti grigie e grigio-azzurre ricche in Foraminiferi. Gli strati arenacei sono medi e sottili, raramente spessi; le arenarie hanno granulometria fine, raramente media. Sono presenti occasionali corpi arenacei, potenti 5-7 metri, con strati amalgamati e rapporto arenaria/pelite maggiore di 3; è presente anche uno *slump* intraformazionale molto potente. Questo membro passa gradualmente verso l'alto alla Formazione dei Ghioli di letto.

Lo spessore complessivo è di circa 200 metri.

L'età è riferibile al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; ANTOLINI *et alii*, 2001).

## 1.1.17. - Gli orizzonti guida della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola

Nella parte inferiore della **FMA** si osservano non di rado torbiditi carbonatiche con controimpronte di paleocorrenti di provenienza da SE e da ESE (fig. 8). Già negli anni '60 fu riconosciuto uno strato guida (RENZI, 1964), indicato da RICCI LUCCHI & PIALLI (1973) come "Strato Contessa" (**cs**), megatorbidite caratterizzata da composizione ibrida (*sensu* ZUFFA, 1980) con associata una porzione marnosa emipelagica di spessore prevalente rispetto alla porzione arenitica.

Analisi biostratigrafiche del nannoplancton calcareo (cfr. F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002) indicano che questo strato si è deposto nel Langhiano superiore (associazioni indicative della biozona MNN5b di FORNACIARI *et alii*, 1996).

Anche le torbiditi carbonatiche più antiche dello strato Contessa hanno composizione ibrida e spessori plurimetrici, con frazione marnosa sempre

prevalente sulla frazione arenacea. La loro età, sempre sulla base delle associazioni del nannoplancton calcareo, è riferibile al Langhiano (associazioni indicative delle biozone MNN5a e MNN5b di FORNACIARI *et alii*, 1996; dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).



Fig. 7 - Membro di Borgo Tossignano della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA<sub>14</sub>). Alternanze peliti - arenarie sottili. Zona a sud-est di Pereto.

Le torbiditi carbonatiche poste al di sopra dello strato Contessa sono invece caratterizzate da una base calcarenitica a granulometria fine, quasi sempre di spessore inferiore al metro; anche in questo caso la porzione marnosa prevale rispetto allo spessore della porzione calcarenitica. RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) hanno denominato "colombine" queste torbiditi marnoso-calcarenitiche. Le "colombine", dalle analisi del nannoplancton calcareo si concentrano nel Serravalliano inferiore (associazioni indicative delle biozone MNN6a e MNN6b di FORNACIARI *et alii*, 1996; dati da Foglio 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).

Talora questi orizzonti o strati guida sono stati utilizzati per marcare i limiti tra membri, mentre più spesso essi sono contenuti all'interno dei membri stessi, attraversando i rispettivi limiti litostratigrafici, dato che questi ultimi sono caratterizzati anche da marcate eteropie (cfr. con ANTOLINI *et alii*, 2001 e con

#### MARTELLI, 2002).

Riassumendo, i principali orizzonti o strati guida carbonatici, silicoclastici ed ibridi, presenti anche solo localmente, sono i seguenti.

- strato di Raggio (**rg**): strato di arenaria spesso da 1,8 a 2 m e pelite da 2,5 a 3 m; età Langhiano inferiore (MNN5a);
- strato di Calanca (ca): arenite ibrida spessa da 1,8 a 3 m e pelite da 3 a 5 m; età Langhiano inferiore (MNN5a);
- colombina di Fonte Abate (**ab**): calcarenite spessa 25-50 cm e pelite di circa 80 cm; età Langhiano;
- strato di Imolavilla (io): arenite ibrida spessa da 90 a 180 cm e pelite da 2 a 3 m; si colloca nella parte alta della biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996);, pochi metri al di sopra è stato riconosciuto il passaggio alla biozona MNN5b; questo limite corrisponde al passaggio Langhiano inferiore-superiore (dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002); strato "Contessa" (cs): strato di arenite ibrida spessa da 2,8 a 5 m sormontato da pelite spessa da 5 a 8 m; età Langhiano superiore (MNN5b);
- colombina della Valbura (va): strato di calcarenite spesso 60-90 cm con pelite di circa 2-2,5 m di spessore; al di sopra è generalmente presente una coppia di torbiditi arenacee con in strati spessi 30-50 cm, con pelite subordinata; età Serravalliano inferiore (MNN6a);
- colombina di Fosso Caprie (**cp**) (fig. 9): strato di calcarenite spesso circa 85 cm con pelite di circa 200 cm; età Serravalliano inferiore (MNN6a);
- colombina di Montellero (mt): strato di calcarenite spesso 90 cm con pelite
- di circa 2 m; età Serravalliano inferiore (MNN6b);
- colombina di Tiravento (ti): strato di calcarenite spesso 80 cm con pelite di spessore circa 150 cm; età Serravalliano inferiore (MNN6b);
- colombina della Fratta (**fr**): strato di calcarenite di 85 cm con porzione pelitica di circa 170 cm; età Serravalliano inferiore (MNN6b).



Fig. 8 - Base di uno strato calcarenitico di una "colombina", intercalato a strati di arenarie silicoclastiche. Numerosi flute-casts alla base dello strato calcarenitico, indicano uno scorrimento delle paleocorrenti esattamente opposto a quelle degli strati arenacei (sullo strato in primo piano).

Di seguito sono elencati i principali orizzonti guida silicoclastici, generalmente caratterizzati da associazioni di strati che danno origine a forti spessori arenacei

Il più antico è il Livello di Fiumicello (**fm**), un'associazione di tre torbiditi formato da strati di arenarie arcosiche, corrispondenti al livello A1 di RICCI LUCCHI (1967, 1981); dal basso si ha uno strato di arenaria di spessore variabile da 1,5 a 2 m con pelite di circa 1 m, un secondo strato di arenaria di circa 50 cm di spessore con pelite di circa 30-50 cm, ed infine un terzo strato di arenaria di spessore variabile da 2,5 a oltre 3 m, con pelite spessa circa 2 m. Localmente i primi due strati si presentano assottigliati, mentre il terzo è sempre riconoscibile, in quanto si tratta di una megatorbidite. Spesso rappresenta il limite superiore del Membro di Premilcuore. E' posizionato ad un'altezza stratigrafica variabile da circa 50 a circa 55 metri sotto lo strato Contessa; le associazioni a nannofossili sono riferibili alla biozona MNN5b di FORNACIARI *et alii* (1996) del Langhiano superiore (dati da F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002).



Fig. 9 - Torbidite carbonatica (colombina di Fosso Caprie) in giacitura rovesciata, molto inclinata. La parte calcarenitica è visibile a destra, mentre la soprastante porzione marnosa torbiditico-emipelagica è osservabile a sinistra. Area di Monte Castello.

È stata riconosciuta, ma non cartografata, la megatorbidite di Susinana (su), affiorante all'altezza delle "colombine" più alte; per posizione stratigrafica, l'età di questo strato è quindi riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore. Nella parte mediana del membro di Civitella è presente lo strato di Turrito (tu), una megatorbidite con spessore del letto arenaceo di oltre 6 m e peliti spesse da 2 a 4 m; le controimpronte di paleocorrente indicano una provenienza dei flussi da SO. Tale strato è stato segnalato per la prima volta da RICCI LUCCHI (1967). L'analisi del nannoplancton calcareo in campioni provenienti da frazioni pelitiche in prossimità di questo strato, mostra un'associazione indicativa della biozona MNN8a (Tortoniano basale) di FORNACIARI et alii (1996).

Anche l'orizzonte di Castagnolo (ct) s'inserisce nel membro di Civitella; tale orizzonte è composto da due strati arenacei gradati da medi a fini, di spessore ciascuno di circa 2,5 m, separati da due metri di marne.

Per posizione stratigrafica l'età di questo orizzonte è riferibile al Tortoniano inferiore.

Al limite tra il membro di Civitella e quello di Castel del Rio è presente lo strato di Colombara (co); si tratta di un banco arenaceo di spessore di oltre 2,5

metri, gradato e mal strutturato con granulometria medio-grossolana alla base, impronte di fondo poco evidenti. Le peliti non superano i 2 metri di spessore.

#### 1.2. - MARNE DI S. PAOLO (SPL)

Affiorano lungo una stretta fascia al limite meridionale ed occidentale del foglio.

Si tratta di marne e marne argillose, spesso siltose, grigie, con sporadici intervalli arenacei sottili e abbondanti microfossili. La stratificazione è poco evidente sia per la scarsa diversificazione granulometrica che per la bioturbazione.

Queste marne costituiscono il tetto stratigrafico della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola langhiano-serravalliana (*Inner stage* di RICCI LUCCHI, 1981) e corrispondono al membro superiore delle Marne di Verghereto *Auctt.*.

Localmente affiorano facies pelitico-sabbiose di spessore metrico, non cartografabili, con rapporto arenite/pelite minore di 1/5. Le arenarie sono molto sottili, a grana fine e finissima, discontinue lateralmente.

La potenza massima affiorante è di circa 400 metri.

Il limite inferiore è netto su FMA6.

Il tetto della formazione è in contatto tettonico con i terreni della coltre alloctona ligure.

L'età è riferibile all'intervallo Serravalliano superiore-Tortoniano medio, essendo state riconosciute tutte le biozone tra la MNN7 e la MNN9 di FORNACIARI *et alii* (1996) e la zona NN10 di MARTINI (1971) (dati da Foglio 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002; vedere anche CATANZARITI *et alii*, 2002).

### 1.3. - FORMAZIONE DEI GHIOLI DI LETTO (GHL)

Formazione costituita da argille siltoso-marnose di colore variabile da grigio chiaro a nocciola, con intercalate arenarie siltitiche in strati sottili e medi e con, nella parte superiore, peliti bituminose e livelli carboniosi; rari strati di calcilutiti e di calcari marnosi grigiastri. Sono presenti anche emipelagiti argilloso-marnose grigio-azzurre o grigio-scure.

Si ritrovano anche livelli a *slumpings* dello spessore di diversi metri. Sono frequenti i livelli extraformazionali intercalati alle peliti, rappresentati da olistoliti ed olistostromi di formazioni alloctone epiliguri e liguri. In particolare, si hanno olistoliti derivati dalla Formazione di San Marino e dalla Formazione di Monte Fumaiolo per i primi e derivati dalla Formazione di Sillano e dalle Argille

Varicolori per i secondi. Gli olistostromi sono particolarmente diffusi nell'area di Sarsina, di Sant'Agata Feltria e di Petrella Guidi; sono inoltre presenti blocchi di "calcari a *Lucine*".

Circa 30 metri al di sotto del contatto con la soprastante Formazione di tetto, è presente uno strato arenaceo (livello guida) spesso circa 70-100 centimetri, con numerose strutture sedimentarie torbiditiche, indicato anche come strato arenaceo "di Base" (ar).

Sono presenti livelli lenticolari di arenarie indicate come litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria (GHL<sub>a</sub>).

#### 1.3.1. - Litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria (GHL<sub>a</sub>)

Si tratta di arenarie marroncino-giallastre in strati molto potenti e lenticolari (fig. 10). Le arenarie sono massive o grossolanamente gradate, con laminazione piano-parallela o ondulata a tetto degli strati. Frequenti e caratteristiche le superfici di amalgamazione. Le intercalazioni pelitiche sono molto rare; il rapporto arenaria/pelite è molto maggiore di 1. La composizione delle arenarie è quarzoso-feldspatica.

Lo spessore di tutta la formazione è variabile da circa 200 metri, dove mancano o quasi le intercalazioni sopra descritte (settore nord-occidentale del Foglio), ad alcune centinaia di metri, dove abbondano le intercalazioni arenacee e gli olistostromi (area di Sant'Agata Feltria).

La Formazione dei Ghioli di letto rappresenta la sedimentazione pelitica di chiusura dell'avanfossa torbiditica della Marnoso-Arenacea tortoniana (*Outer stage* di RICCI LUCCHI, 1981), precedente la fase evaporitica messiniana.

L'evidente variazione di spessore tra i due settori sopraindicati, è da mettere in relazione con una tettonica sinsedimentaria che ha determinato zone di alto e di basso bacinale nel settore considerato.



Fig. 10 - Arenarie grossolanein strati spessi della litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria della Formazione dei Ghioli di letto. L'amalgamazione e lenticolarità degli strati è molto accentuata. Strada S. Agata Feltria-Rocca Pratiffi.

Il limite inferiore è graduale con FMA<sub>14</sub>, quello superiore è graduale e parzialmente eteropico con TPE o netto e discontinuo con GHT. L'ambiente deposizionale è marino di piattaforma esterna da poco profonda a profonda.

L'età della Formazione dei Ghioli di letto è riferibile al Tortoniano superiore - Messiniano (dalla subzona a *G. suterae* alla "non distinctive zone"), anche per posizione stratigrafica e considerazioni di carattere regionale.

# 1.4. - TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE (TPE)

Argille marnose e marne siltose in strati sottili e molto sottili, talora bituminose, e silititi marnose e diatomiti biancastre, a volte fittamente laminate con lamine piano-parallele, grigio-chiare o bianche, con frequenti resti fossili di pesci; localmente, sono presenti sottili strati arenacei fittamente laminati.

Talora questi depositi anossici vengono a mancare, a seguito di elisioni dovute a fenomeni di scivolamento subacqueo e si intercalano nella parte bassa della Formazione di tetto. Raramente sono presenti strati molto spessi di arenarie gradate con base erosiva e con cementazione differenziale.

L'ambiente deposizionale è di mare relativamente basso, con apparati torbiditice e con locali condizioni euxiniche concentrate maggiormente verso l'alto stratigrafico.

La potenza massima è di qualche decina di metri.

Il limite inferiore è graduale ed eteropico con **GHL**, marcato dalla comparsa degli orizzonti bituminosi, dalla riduzione dei letti arenacei e da una stratificazione complessivamente più sottile.

Il limite superiore è discordante con la Formazione di tetto.

L'età, per posizione stratigrafica e considerazioni di carattere regionale, è riferibile al Messiniano inferiore.

# 2. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

Questa successione comprende tutti i depositi seguenti alla crisi di salinità del Messiniano (fig. 11). Nel foglio affiorano la Formazione di tetto e la Formazione a Colombacci del Messiniano superiore, le Marne di Cella del Pliocene inferiore, le Argille Azzurre del Pliocene inferiore-medio e i Depositi continentali quaternari.

La Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico poggia in discordanza stratigrafica angolare, relativa alla fase tettonica intramessiniana, sulla Successione umbro-marchigiano-romagnola (fig. 12).

# 2.1. - FORMAZIONE DI TETTO (GHT)

La Formazione di tetto corrisponde alla Formazione di Sapigno del Foglio 255 Cesena.

È stata definita da Selli (1954) per indicare essenzialmente terreni argillosi e sabbiosi, o di altra natura litologica, depositati sopra le evaporiti della Formazione Gessoso-solfifera. La Formazione di tetto è qui perlopiù costituita dai termini risedimentati bacinali della Formazione Gessoso-solfifera (vedi in Roveri et alii, 1998 ed in Ricci Lucchi et alii, 2002), che caratterizzano la litofacies "Gessoso-solfifera" risedimentata (GHT<sub>a</sub>), indicata da Roveri et alii (2005) come Formazione di Sapigno. E' correlabile con la Formazione di San Donato affiorante lungo il margine appenninico adriatico-marchigiano, in

particolare, la frazione pelitica soprastante  $GHT_a$ , anche indicata in BONCIANI (2005), come membro delle Argille di tetto della Formazione di Mondaino.

Nell'area di Sapigno ed in sinistra del Torrente Borello, affiora estesamente la litofacies costituita da gessi risedimentati (GHT<sub>a</sub>), sormontata da argille con sottili livelli siltitici ed arenitici fini.

La formazione è costituita da argille marnoso-siltose grigie e grigio scure laminate e bituminose, in strati da medi a molto sottili, più raramente spessi, con sottili intercalazioni lenticolari siltose e arenacee fini.

Il rapporto arenaria/pelite è generalmente compreso tra 1/3 e 1/5. A circa 60 metri dalla base si intercala un orizzonte guida formato da 4 strati sottili di arenarie vulcanoclastiche (tufiti), medie o grossolane, grigio-chiare, della potenza di circa mezzo metro (vulcanite di Osteria di Piavola **op**); talora presenta laminazione piano-parallela e sottili interstrati pelitici grigi.

I frammenti vulcanici sono rappresentati da prevalente vetro vescicolare e lamellare e da subordinati biotite feldspati e quarzo. Per la sua posizione stratigrafica, l'orizzonte potrebbe essere correlato con i livelli omologhi presenti nelle Marche (SELLI, 1954; FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973).

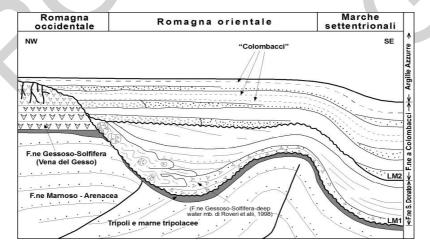


Fig. 11 - Schema stratigrafico della successione pre-evaporitica e post-evaporitica dell'area romagnolo-marchigiana (da ROVERI et alii, 1998).

Zancleano	Ма	U.B.S.U.		Torrente Borello (Foglio 266)	Sapigno (Foglio 266)	S. Agata Feltria (Foglio 266)	Macerata Feltria (Foglio 267)	Gemmano (Foglio 267)	Successione Epiligure (Foglio 267)
	5.33	sub- sintema	sintema	bacino profondo	bacino profondo	bacino profondo	bacino profondo	bacino marginale	bacini marginali epiliguri
		p-ev <sub>2</sub>	padano-adriatico	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre
o Nessiniano	5.60	ľ	Successione Successione del margine pada	FCO F.ne Colombacci	FCO F.ne Colombacci		FCO F.ne Colombacci	FCO F.ne Colombacci	SBT F.ne C.M. Sabatino
		p-ev <sub>1</sub>		GHT Formazione di tetto	GHT Formazione di tetto	COLTRE VAL MARECCHIA	FSD F.ne S. Donato	FSD	
				GHTa F.ne di tetto	GHTa F.ne di tetto (evap. risedimentate)		GHT F.ne di tetto (evap. risedimentate)	hiatus	hiatus
	5.96	3	A Successione umbro-marchigiano-romagnola	GHL F.ne dei Ghioli di letto	GHL F.ne dei Ghioli di letto	olistostromi liguri  GHLa • GHLa • Ilitof. Arenarie di S. Agata GHL Fine dei Ghioli di letto  FMA14 mb. Borgo Tossignano	FAM F.ne Marnoso- Arenacea Marchigiana	GES F.ne Gessoso- solfifera	GES F.ne Gessoso- solfifera
								TPE Tripoli e marne tripolacee	CGE Argille Casa i Gessi
	-				FMA14 mb. Borgo Tossignano FMA			FAM	AQV F.ne Acquaviva
Torto niano			5	F.ne Mar FMA13 mb. Fontanelice	noso-Arenacea Rom FMA13 mb. Fontanelice	agnola FMA13 mb. Fontanelice		Schlier	

Fig. 12 - Schema stratigrafico dei rapporti tra le unità formazionali della Successione umbromarchigiano-romagnola, della Successione post-evaporitica del margine padano adriatico e della Successione epiligure, di settori significativi del Foglio 266 (Mercato Saraceno) e dell'adiacente Foglio 267 (San Marino). Sono riportate anche le suddivisioni in U.B.S.U., basate sugli schemi di Roveri et alii (1999, 2004).

## 2.1.1. - Litofacies "Gessoso-solfifera" risedimentata (GHT<sub>a</sub>)

Questa litofacies corrisponde alla Litofacies di Pieve di Rivoschio, compresa all'interno della Formazione di Sapigno, del Foglio 255 Cesena.

E' caratterizzata da accumuli caotici lenticolari (*slump*) composti da: gessareniti grigie in strati medi e spessi, con subordinate siltiti e peliti in strati sottili; gessi meso- e macrocristallini risedimentati in strati spessi e ondulati (lenti discontinue separate da superfici erosive e con strutture da scivolamento gravitativo); alternanze decimetriche di gessareniti e gesso alabastrino brecciato; rare gessareniti massive e/o gradate in strati medi; sparsi blocchi e frammenti di evaporiti gessose e/o carbonatiche; marne siltose e gessose, grigie, compatte o fittamente laminate, inclusi micro- e meso-cristallini di gesso secondario, lenticolari (fig. 13).

Talora si osservano, tra il Torrente Boratella ed il Fiume Savio, blocchi isolati, strati o lenti discontinue, anche alla scala dell'affioramento, derivati dalla

Formazione Gessoso-solfifera, con frequenti strutture da scivolamento gravitativo, separate da superfici erosive e intersecate fittamente da vene di gesso secondario. Si tratta di accumuli caotici di gessi risedimentati, composti da frammenti derivanti dal «calcare di base» degli Autori, in clasti sparsi; gessareniti massive o gradate in strati medi (fig. 14); gessosiltiti laminate, grigie e clasti di gesso alabastrino, biancastro e cristallino; marne e marne siltose, grigie o nere, compatte o fittamente laminate, in lenti ondulate.



Fig. 13 - Successione evaporitica costituita da gesso risedimentato, della litofacies "Gessoso-solfifera" risedimentata della Formazione di tetto (Sinclinale di Sapigno, Torrente Fanante).

L'affioramento che caratterizza il nucleo della sinclinale di Sapigno, è caratterizzato da una successione di strati di gessareniti, gesso nodulare biancastro, gessi microcristrallini in strati laminati, alternati ad argille e argille marnose grigio-scure e livelli di calcare fetido, oltre a livelli caotici. Questa successione è ripartibile in due porzioni. Quella inferiore (stratified member di ROVERI et alii, 1998) è caratterizzata da alternanze di strati gessarenitici con caratteri torbiditici e livelli pelitici; questi ultimi sono dati da argille grigio scure bituminose ad elevato contenuto organico; sono presenti anche strati di gesso fittamente laminato (balatino) e gesso nodulare, con marne scure sericolitiche e marne bituminose fogliettate; localmente sono presenti strati di calcare fetido dall'aspetto brecciato; inoltre, vi sono livelli caotici e a slump derivati da processi di franamento sottomarino.



Fig. 14 - Contatto tra le peliti della Formazione dei Ghioli di letto e livelli gessarenitici della litofacies della Gessoso-solfifera risedimentata della Formazione di tetto (area a ovest di Perticara).

La porzione superiore (*chaotic member* di ROVERI *et alii*, 1998) è costituita in prevalenza da livelli caotici con clasti di gesso e matrice pelitica e porzioni deformate da *slumping*, con subordinati livelli pelitici e gessarenitici.

Il limite inferiore della Formazione di tetto è netto e discordante sulla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (sinistra del Torrente Borello), altrimenti sulla Formazione Gessoso-solfifera, o in paraconcordanza (fig. 14) sulla Formazione dei Ghioli di letto (destra del Torrente Borello e sinclinale di Sapigno). Essa è sormontata dalla Formazione a Colombacci, il cui contatto sembra corrispondere, nella zona di Sapigno-Perticara, ad una superficie di discordanza angolare (LM2 unconformity di ROVERI et alii, 1998).

La potenza affiorante massima è di circa 300 metri.

Il contenuto fossilifero è molto scarso e costituito da microfaune rimaneggiate.

L'ambiente deposizionale della formazione varia da marino asfittico (BASSETTI *et alii*, 1994; INVERNIZZI *et alii*, 1995) a continentale di "lago-mare".

La formazione è riferibile al Messiniano superiore (non distinctive zone) (RUGGIERI, 1970; CANTALAMESSA et alii, 1986b; ROVERI et alii, 1998) in base anche alla posizione stratigrafica.

Questa formazione è stata anche indicata anche come Formazione di Cusercoli da ROVERI et alii (1998).

E' costituita da argille e argille marnoso-siltose grigie e grigio-scure con intercalati strati carbonatici biancastri sottili e medi (colombacci), fortemente laminati, e subordinatamente straterelli siltitici e arenitici. Nelle arenarie sono presenti frustoli carboniosi, gusci di gasteropodi e lamellibranchi ed evidenze di bioturbazione. I livelli carbonatici (colombacci) hanno spessore variabile da pochi centimetri fino a circa 80 centimetri e talvolta un aspetto laminato. Essi sono costituiti da calcari micritici di origine evaporitica (SELLI, 1954; COLALONGO *et alii*, 1978a,b). Vi si intercalano subordinate sottili lenti di siltiti e arenarie mediofini, a laminazione incrociata-concava a piccola scala, da corrente o da onda; ritmiti sottili composte da marne, calcari marnosi e marne calcaree biancastre, che aumentano di spessore e frequenza in prossimità dei colombacci. Vi si intercalano inoltre lenti arenacee o conglomeratiche non cartografabili. Per le relazioni dei "colombacci" con i sedimenti clastici grossolani e le peliti, e le caratteristiche geochimiche si veda anche MOLENAAR & DE FEYTER (1985).

Nell'ambito della formazione si individuano più litofacies, distinte sulla base del rapporto arenite/pelite. Queste sono intercalate a più livelli all'interno della formazione e formano dei corpi più o meno lenticolari.

Sono presenti alcuni livelli derivati da franamenti sottomarini sinsedimentari, sia intraformazionali, che extraformazionali, non sempre cartografabili.

La Formazione a Colombacci poggia sulla Formazione di tetto tramite un contatto di tipo discordante e l'interposizione di un livello lenticolare arenaceo. Il livello clastico di base è correlabile con l'orizzonte di Corbara di ROVERI et alii (1998). La Formazione a Colombacci è sormontata dalle argille plioceniche trasgressive, la cui superficie di contatto assume la connotazione di maximum flooding surface (ROVERI et alii, 1998); solo nelle porzioni marginali del bacino (esterne al foglio), tale contatto è caratterizzato da una discordanza stratigrafica angolare, mentre nell'area in oggetto, il contatto sembra essere paraconcordante.

Le argille hanno un discreto contenuto organico dato da *Congerie*, oogoni di *Characeae*, ostracodi e resti vegetali. Scarso il contenuto microfaunistico, tra cui esemplari di *Ammonia beccarii tepida*, mentre sono frequenti gli ostracodi a guscio liscio e foraminiferi bentonici e planctonici rimaneggiati da formazioni più antiche. Abbondano talora, nei livelli di "marne nere", molluschi ipo- e mesoalini. L'alternarsi di queste diverse associazioni permette di ipotizzare un ambiente continuamente sollecitato da variazioni di salinità (COLALONGO *et alii*, 1978a,b).

La potenza massima è di oltre 300 metri.

L'età della formazione, prevalentemente sulla base del contenuto degli ostracodi, è riferibile al Messiniano superiore, "non distinctive zone" (COLALONGO et alii, 1978a,b; CANTALAMESSA et alii, 1986b; CONTI et alii, 1987; CONTI, 1989).

L'ambiente deposizionale della formazione è legato alle condizioni di "lagomare", in particolare di bacini chiusi con salinità variabile (da mesoaline a oligoaline, CASATI *et alii*, 1976; CREMONINI & MARABINI, 1982), dove si inserivano anche potenti complessi di delta-conoide (RUGGIERI, 1967; COLALONGO *et alii*, 1976a,b; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; BASSETTI *et alii*, 1994).

# 2.2.1. - Litofacies di Pietrarubbia (FCOb)

Corrisponde ai Conglomerati di Boreca, rilevati nel sottosuolo padano (DONDI & D'ANDREA, 1986) ed alle "Arenarie e conglomerati di Pietrarubbia".

Si tratta di strati spessi e banchi di conglomerati poligenici eterometrici clastosostenuti o matrice-sostenuti con matrice arenacea. Alcune porzioni di livelli conglomeratici hanno caratteristici festoni e laminazione grossolana.

I ciottoli sono arenacei, calcarei, selciferi, quarzosi o cristallini, derivanti dal disfacimento delle arenarie della Marnoso-Arenacea e dei flysch calcarei e arenacei dell'Appennino Settentrionale (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973). I ciottoli hanno diametro prevalentemente di pochi centimetri, raramente raggiunge i 30 cm; la matrice è arenacea medio-grossolana con, talvolta, una gradazione inversa alla base degli strati. Contengono spesso lenti arenacee in strati medi e spessi, con laminazione incrociata concava. Formano lenti a stratificazione non sempre netta (potenza massima sui 30 metri), talora intercalate anche tramite superfici erosive entro la formazione.

La base è marcatamente erosiva.

Le arenarie ed i conglomerati affioranti a Pietrarubbia sono interpretati come appartenenti a questa litofacies. Tali corpi conglomeratici sono stati riferiti da FARABEGOLI & RICCI LUCCHI (1973) e da DE FEYTER & MOLEENAR (1984) ad apparati fluvio-deltizi in ambiente semiarido (DE FEYTER, 1991).

## 2.3. - MARNE DI CELLA (CEA)

Marne e marne argillose di colore bianco sporco o grigio-chiaro, a stratificazione poco evidente, raramente netta e visibile, con abbondanti micro- e macrofossili. Questa formazione affiora al limite settentrionale, in una limitata fascia di affioramenti a ridosso dell'Azienda agricola S. Maria; verso sud scompare sotto la coltre alloctona.

Dove presente, occupa una posizione sottostante le Argille Azzurre, con limite graduale ed eteropico (aumento del contenuto argilloso; minore frequenza di fossili; comparsa di intercalazioni arenacee).

Il limite inferiore è netto e inconforme sulla Formazione a Colombacci e corrisponde all'ultimo strato di "colombaccio", che costituisce quindi un ottimo *marker* del limite Mio-Pliocene.

La potenza è variabile da pochi metri a 100 metri.

L'età è relativa al Pliocene basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*) (COLALONGO *et alii*, 1978a).

#### 2.4. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

La sedimentazione pliocenica del margine padano-adriatico e del Montefeltro è articolata in un complesso insieme di unità deposizionali interposte ed interagenti con la coltre alloctona. Questi sedimenti corrispondono alle unità P1a, P1b e P2 di RICCI LUCCHI et alii (1982) e di CANTALAMESSA et alii (1986a). In particolare, si riconoscono depositi sedimentati secondo un chiaro assetto neoautoctono, in posizione strutturale sia precoltre che postcoltre, ed altri depositi sedimentati sopra la coltre o su suoi lembi nella fase finale di messa in posto. Per questi ultimi in letteratura vi sono interpretazioni e definizioni diverse, da penealloctono a semiautoctono (vedi in CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982 e DE FEYTER, 1991).

Tuttavia, la distinzione tra depositi precedenti e successivi la messa in posto della coltre non si riflette sempre in caratteri litologici diversi, difatti, talora, i relativi sedimenti si presentano come una monotona successione pelitica distribuita dalla base del Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore, ed esternamente al fronte della coltre non è sempre possibile, su basi solo litostratigrafiche, una suddivisione delle argille plioceniche.

DE FEYTER (1991) ha indicato i sedimenti autoctoni del Pliocene inferiore, come Formazione del Santerno, CONTI (1994) li ha indicati come Argille Azzurre, e CREMONINI & FARABEGOLI (1982) e DONDI *et alii* (1982), come Argille del Santerno; nel Foglio 256 Rimini questa formazione è stata suddivisa

in Argille Azzurre inferiori, riferibili alla sequenza P1, e Argille Azzurre superiori, quelle relative alla sequenza P2 di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). In precedenza, per l'area in oggetto, si erano occupati delle Argille Azzurre, da un punto di vista prevalentemente cartografico, RUGGIERI (1970) e CARLONI *et alii* (1971), i quali hanno utilizzato una terminologia di carattere puramente litologico.

Nella successione prevalentemente pelitica si inseriscono a più livelli stratigrafici numerosi corpi litologicamente distinti. A seguito di ciò, in letteratura sono proliferati i termini litostratigrafici e le relative attribuzioni gerarchiche. Recentemente, nell'ambito del Comitato d'area per l'Appennino Settentrionale del Servizio Geologico Nazionale, un gruppo di lavoro costituito dalle regioni Emilia-Romagna e Marche, dalle università di Camerino e Urbino e dal Servizio Geologico Nazionale ha stabilito di attribuire alla successione pelitica il rango di formazione; le intercalazioni litologicamente distinguibili vengono descritte come membri quando è chiara la posizione stratigrafica e l'estensione geografica interessa più fogli geologici, come litofacies quando il corpo ha valore locale e la sua posizione stratigrafica non è univoca.

La formazione delle Argille Azzurre corrisponde dunque al Gruppo del Santerno della cartografia geologica 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna (cfr. anche F. 254 Modigliana, ANTOLINI *et alii*, 2001 e F. 256 Rimini, SEVERI *et alii*, 2005) ed alle Argille del Santerno di DONDI *et alii* (1982).

La formazione delle Argille Azzurre è prevalentemente costituita da argille e argille marnose grigio-azzurre con intercalazioni di arenarie giallastre e di argille siltose. Le argille sono massive e piuttosto plastiche, ricche in fossili (foraminiferi e localmente macrofossili).

Gli strati sono per lo più di spessore medio, raramente ben evidenti, con lamine e strati sottili siltosi e arenacei. Frequenti tracce di bioturbazione e abbondanti lamellibranchi e gasteropodi. Talora si inseriscono lenti e livelli metrici, non cartografabili, di argille marnoso-siltose grigio-azzurre, argille di colore grigio e grigio scuro, e argille siltoso-arenacee, arenarie, microbrecce e brecce grigio scure o talora con sfumature varicolori, a clasti prevalentemente argillosi, subordinatamente quarzosi e calcarei.

All'interno sono stati cartografati corpi clastici grossolani e lenticolari con caratteristiche diverse, ed indicati come membri e litofacies con rapporti tra loro eteropici. Sono inoltre diffusi corpi extraformazionali derivati da processi di franamento sottomarino. Essi sono dati da olistoliti di gesso derivati da unità formazionali evaporitiche e da olistostromi da formazioni liguri (e.g. Argille Varicolori caoticizzate).

Il limite inferiore è graduale con le Marne di Cella o trasgressivo direttamente sui sedimenti messiniani post-evaporitici (Formazione a Colombacci) attraverso un contatto discordante (visibile ad ovest di Perticara), oppure su termini liguri alloctoni o epiliguri della coltre, in evidente discordanza stratigrafica angolare. In tal caso si hanno sedimenti pliocenici neoautoctoni, deposti dopo la messa in posto dei corpi liguri, e sedimenti pliocenici semiautoctoni deposti almeno parzialmente sulle parti frontali dei corpi liguri durante la fase terminale del processo di messa in posto, o addirittura in una fase di vera e propria semialloctonia. In questo caso, non sempre riesce possibile distinguere la tipologia giaciturale del deposito. Localmente, si riconosce l'appoggio direttamente sui sedimenti messiniani neoautoctoni, tramite una superficie di discordanza.

La formazione è ricca in fossili, con associazioni di foraminiferi bentonici e soprattutto planctonici estremamente significative sia dal punto di vista cronostratigrafico, che paleoambientale. Tra i macrofossili sono presenti resti di Echinidi, Ostracodi, Molluschi (Lamellibranchi e Gasteropodi), Anellidi e frammenti di pesci; sono frequenti i frammenti vegetali carbonizzati.

Le Argille Azzurre del settore collinare dell'Appennino cesenate e del Montefeltro sono riferite all'intervallo Zancleano-Piacenziano parte bassa (Pliocene inferiore-medio, zone a Globorotalia margaritae, G. puncticulata, G. aemiliana) in accordo anche con datazioni ottenute da numerosi Autori (RUGGIERI, 1970; CARLONI et alii, 1971; CONTI et alii, 1987; CONTI, 1989; COLALONGO et alii, 1982; INVERNIZZI et alii, 1995). Si tratta dunque di depositi pliocenici precedenti e contemporanei alla messa in posto della coltre.

I rapporti plancton/benthos delle associazioni di foraminiferi e le facies descritte indicano condizioni paleoambientali marine perlopiù di piattaforma esterna, con oscillazioni sino al batiale o al limite piattaforma interna-esterna; alcune facies grossolane indicano ambiente di piattaforma interna.

## 2.4.1. - Litofacies arenaceo-conglomeratica di Monte Perticara (FAAh)

Questa litofacies caratterizza gli affioramenti arenaceo-conglomeratici distribuiti lungo la fascia Monte Perticara - Monte Pincio - Talamello - Maioletto. È caratterizzata da arenarie medio-grossolane in strati spessi ed intercalazioni di conglomerati poligenici. Carattere distintivo di questa litofacies, oltre alla granulometria grossolana, è la presenza di laminazione a lisca di pesce (herringbone).

Altri tipi di strutture sedimentarie riscontrate sono la laminazione obliqua ed incrociata. Laddove predominano le arenarie, la stratificazione è netta e bene riconoscibile (Maioletto).

Questa litofacies mostra rapporti di eteropia con le argille in direzione bacinale (verso NE), mentre poggia sui termini liguri della coltre, come rilevabile

negli affioramenti più sud-occidentali; questi ultimi rapporti non sono però bene evidenti, ma sembrano anzi dettati da un contatto di tipo tettonico che evidenzia la traslazione-tettonizzazione, anche se ridotta del corpo conglomeratico (figg. 15 e 16).

E' però evidente, dalla posizione strutturale e dai caratteri composizionali e sedimentologici dei conglomerati, che il relativo substrato deposizionale doveva essere costituito da termini formazionali appartenenti alla coltre. Al riguardo in letteratura sono presenti varie prese di posizione sul carattere strutturale-deposizionale di tale unità, epiligure secondo RICCI LUCCHI (1987) e CONTI (1991), penealloctono secondo DE FEYTER (1991), semiautoctono secondo FARABEGOLI (1983).

Le strutture sedimentarie e la posizione strutturale, indicano un ambiente deposizionale marino marginale, in alcuni casi di tipo tidale (Fig. 17).

Nella porzione intermedia delle Argille Azzurre, è presente una sottounità arenacea ed arenaceo-pelitica d'interesse regionale, di origine torbiditica, nota come arenarie di Borello o membro delle arenarie di Borello.



Fig. 15 - Contatto tettonico tra le arenarie di Monte Perticara (FAAh) e la Coltre alloctona ligure. La linea bianca evidenzia il contatto tettonico. Si osservi come la giacitura dei corpi arenacei immerga verso la Coltre ligure (in basso il paese di Perticara, foto da SE).



Fig. 16 - Contatto tettonico tra le arenarie di Monte Perticara (FAAh) e le Argille Varicolori (rupe di Maioletto). La stratificazione delle arenarie è a reggipoggio sul versante a destra, con aumento verso l'alto dei livelli conglomeratici.

# 2.4.2. - Membro delle arenarie di Borello (FAA2)

Questo membro era stato precedentemente descritto informalmente come unità da CREMONINI & FARABEGOLI (1981), i quali attribuiscono la sedimentazione in ambiente pelagico in conseguenza all'instaurazione e ritiro di un sistema torbiditico.

Si tratta di torbiditi prevalentemente arenaceo-pelitiche, organizzate in sequenze positive e negativo-positive di alcuni metri, con rapporto arenite/pelite in genere maggiore di 1. Le arenarie sono grigie, giallastre se alterate, generalmente poco cementate, in strati sottili e medi, con abbondanti biosomi e bioclasti grossolani.

Le argille sono marnose, siltose e sabbiose, con abbondanti microfossili. Sono presenti saltuarie calcareniti con clasti quarzosi. Sono diffusi i macrofossili rimaneggiati.

Il membro è interamente ripartito in litofacies che differiscono per granulometria, rapporto A/P e spessore medio degli strati, le quali si ripetono a più altezze stratigrafiche e mostrano rapporti di eteropia.

I caratteri sedimentari delle arenarie sono chiaramente di tipo torbiditico e relativamente distale per i livelli intercalati alle argille, mentre hanno carattere più prossimale nelle altre aree, dove sono in continuità con i corpi conglomeratici.

Il membro mostra un passaggio rapido dalle sottostanti Argille Azzurre, e la sua comparsa segnala un'ulteriore fase di avanzamento della Coltre della Val Marecchia (fase infrapliocenica databile alla Zona a *Globorotalia puncticulata*) con il conseguente aumento nella disponibilità di sedimenti. Il suo limite superiore, graduale, segna la fase trasgressiva al passaggio tra Pliocene inferiore e medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*).

Lo spessore, data la forte geometria lenticolare, è estremamente variabile e raggiunge i 1000 metri nel margine appenninico tra i fiumi Savio e Marecchia; localmente si riduce fino ad annullarsi.

# 2.4.3. - Litofacies pelitico-arenacea (FAA2a)

Argille e argille marnose di origine torbiditica piuttosto siltose, di colore grigio-azzurro e grigio plumbeo, in strati sottili e medi a giunti poco marcati per scarsa differenziazione litologica e bioturbazione. Sono frequenti strati argilloso-marnosi azzurrognoli sedimentati prevalentemente per decantazione, con abbondanti microfossili (emipelagiti). Sono presenti anche intercalazioni di sottili strati di arenarie giallastre a granulometria fine e molto fine e siltiti a geometria lenticolare su ampia distanza. Sono frequenti i macrofossili rimaneggiati, prevalentemente bivalvi, ostree e gasteropodi. Rapporto arenaria/pelite inferiore a 1. Spessore estremamente variabile e irregolare; la potenza massima è di alcune centinaia di metri.

# 2.4.4. - Litofacies arenacea (FAA<sub>2h</sub>)

Si tratta di alternanze tra arenarie e peliti con rapporto A/P >1. Le arenarie sono mediamente cementate, a granulometria variabile da medio-fine a medio-grossolana, di colore giallastro. Gli strati sono medio-spessi, con marcata tabularità laddove intercalati alle argille, mentre sono lenticolari nelle aree di eteropia con i conglomerati. Le strutture sedimentarie principali, tipicamente da flussi gravitativi fluidi, sono date da gradazione, laminazione piano-parallela ed incrociata, inclusi pelitici e superfici di amalgamazione. Le arenarie sono inoltre



Fig. 17 - Alternanze di arenarie e conglomerati della litofacies arenaceo-conglomeratica di Monte Perticara ( $FAA_h$ ) (sud-est di Perticara).

ricche in frammenti fossili, talora concentrati in particolari livelli. La potenza massima è di alcune centinaia di metri. Talora alla base si interdigitano lenti conglomeratiche (FAA2c). Ambiente di sedimentazione marino di piattaforma da interna ad esterna.

#### 2.4.5. - Litofacies conglomeratica (FAA<sub>2c</sub>)

Conglomerati poligenici massivi o grossolanamente stratificati, con grossolana laminazione obliqua, in strati da medi a molto spessi, con giunti di stratificazione poco marcati e riconoscibili per una differenziazione granulometrica, quali sottili interstrati sabbiosi o ghiaiosi. La stratificazione è sub-tabulare alla scala dell'affioramento, lenticolare a scala cartografica. I clasti sono di natura calcarea, calcareo-marnosa ed arenacea. Questi derivano prevalentemente dallo smantellamento di formazioni liguri ed epiliguri e subordinatamente dalla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. La tessitura dei conglomerati è sia clasto-sostenuta che matrice-sostenuta, i ciottoli sono bene arrotondati e piuttosto eterometrici, con dimensione massima di circa 40-50 centimetri e dimensione media di circa 15 centimetri. Sono organizzati in corpi lenticolari con spessore massimo inferiore a 100 metri. Si interdigitano o si pongono alla base di FAA2a. L'ambiente deposizionale è di delta-conoide marino.

### 2.4.6. – Litofacies arenaceo-pelitica (FAA2d)

Alternanza tra peliti sabbiose e sabbie argillose, da fini a grossolane con rapporto arenaria/pelite variabile da 2 a 1/2; stratificazione in strati da sottili a spessi, con geometria tabulare o lenticolare, talora troncati per erosione. La potenza supera i 150 metri.

### 2.4.7. – Olistostroma di S. Maria di Riopetra (FAA2e)

Nella parte bassa del membro, si intercala l'olistostroma di S. Maria di Riopetra. Si tratta di un complesso caotico a matrice argillosa con frammenti e blocchi ad affinità ligure e subligure principalmente costituiti da numerosi litotipi in blocchi più o meno disarticolati, quali: argilliti rosso-scure, rosate, verdi, nerastre, in strati molto sottili e sottili; arenarie fini, grigie con componente carbonatica; calcilutiti silicee grigie, gradate, in strati medi e spessi; calcilutiti marnose, marne calcaree e marne grigio-chiare o biancastre in strati spessi. I blocchi sono di dimensioni variabili da poche decine di metri fino ad essere cartografabili. Si osservano saltuariamente colate fortemente addensate. Lo spessore è al massimo di alcune centinaia di metri.

# 3. - UNITÀ LIGURI

I termini formazionali liguri affioranti in questo foglio appartengono al Supergruppo della Calvana (BORTOLOTTI *et alii*, 1969), facente parte, per l'aspetto paleogeografico, del Dominio Ligure esterno secondo ZANZUCCHI (1988) e BORTOLOTTI (1992), mentre secondo VAI & CASTELLARIN (1992), farebbe parte del Dominio Subligure. Nella recente Carta geologico-strutturale 1:250.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (CERRINA FERONI *et alii*, 2002), questi terreni sono attribuiti all'Unità Sporno-Carpegna.

#### 3.1. - ARGILLE VARICOLORI (AVR)

Le Argille Varicolori sono state considerate in modo indistinto come "Complesso caotico" (RUGGIERI; 1970; VENERI, 1986; MANNORI & SANI, 1987) e come "Terreni caotici eterogenei" da CARLONI *et alii* (1971). Successivamente, sono state distinte ed accorpate alla Formazione di Sillano (membro A di CONTI, 1989) o nella Formazione di Villa a Radda (DE FEYTER, 1991; CASAGLI *et alii*, 1993). Successivamente, CONTI (1994) in Val Marecchia le ha distinte come una formazione a sé stante.

Sono date prevalentemente da argilliti policrome, variabili da un colore rosso, a verde, a grigio scuro, talora ocraceo (fig. 18). Si intercalano livelli discontinui di calcareniti, calcilutiti biancastre e grigie o verdastre, areniti fini brune, siltiti di colore marrone scuro-rossastro e marne grigio-avana. Laddove tali associazioni di litotipi acquistano uno spessore notevole ed una discreta continuità laterale, queste sono state distinte e cartografate all'interno della formazione come litofacies. Si ritrovano anche marne e marne argillose di colore nero, indicate da RUGGIERI (1970) come livelli legati ad episodi anossici.

Nei calanchi alle falde del Monte Fumaiolo si osservano frequenti lembi calcarei biancastri e noduli piritici.

L'assetto fortemente scompaginato a seguito dell'intensa tettonizzazione (fig. 18), non consente valutazioni effettive dello spessore stratigrafico, anche se si può valutare in circa 500 metri lo spessore geometrico.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico profondo, con apporti di fanghi carbonatici risedimentati ed arenarie torbiditiche.

Le Argille Varicolori costituiscono il termine ligure geometricamente e stratigraficamente più basso. Esse sono caratterizzate da un passaggio verso l'alto alla Formazione di Sillano, che può essere netto o graduale; talora le due formazioni sono in rapporti eteropici. Le Argille Varicolori possono inoltre passare in alto direttamente alla Formazione di Monte Morello, secondo un passaggio stratigrafico netto.



Fig. 18 - Argille Varicolori caotiche e molto deformate. In alto a sinistra vi sono le arenarie plioceniche dell'affioramento di Maioletto, che poggiano sulleLiguridi tramite un contatto tettonico.

Il limite inferiore è tettonico sia sulle formazioni della successione umbromarchigiano-romagnola, sia sulle formazioni liguri ed epiliguri.

I campioni esaminati, provenienti da litotipi marnosi (campioni che ricadono nell'adiacente Foglio 267-San Marino, CORNAMUSINI *et alii*, 2009) hanno fornito associazioni di nannofossili calcarei riferibili alla biozona CC9 (*Eiffellithus turriseiffelii*) di SISSINGH (1977) del Cenomaniano inferiore-medio, così come i campioni prelevati da livelli marnosi intercalati alle argilliti policrome.

I campioni prelevati in litotipi arenacei e calcareo-marnosi (affioranti nel Foglio 267), hanno fornito associazioni di nannofossili riferibili alla biozona CC19 (*Calculites ovalis*) di SISSINGH (1977) del Campaniano inferiore.

L'età di questa formazione è riferita da RUGGIERI (1970), CONTI (1989), DE FEYTER (1991) e PERRONE *et alii* (1998) ad un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore e l'Eocene inferiore, anche se il maggiore spessore formazionale è di età cretacica, e solo per le porzioni che sostituiscono lateralmente la Formazione di Sillano, raggiunge un'età paleogenica.

L'ambiente deposizionale delle Argille Varicolori è marino profondo, con occasionali episodi torbiditici (litofacies arenacea) e deposizione emipelagica

carbonatica (litofacies marnosa), così come indicato da BORTOLOTTI (1962, 1967) e da RUGGIERI (1970).

Per le associazioni di facies, la posizione geometrica nella catena e l'età, le Argille Varicolori della Val Marecchia sembrano correlabili con le Argille Varicolori della Val Samoggia, affioranti nell'Appennino modenese e bolognese, tra la Val Secchia e le valli dei fiumi Sillaro e Santerno.

## 3.1.1. - Litofacies marnosa (AVR<sub>c</sub>)

Questa litofacies è osservabile in piccoli affioramenti, in livelli intercalati alle argilliti. Essa è stata indicata da RUGGIERI (1970) e da CONTI (1994) e riferita ad episodi deposizionali anossici. CONTI (1989) inserisce analoghi litotipi marnosi nel membro D della Formazione di Sillano.

Litologicamente consiste in marne fogliettate di colore grigio e marroncino chiaro con rari calcari marnosi grigio-biancastri fini. Le marne e i calcari si presentano in strati decimetrici a cui talvolta si intercalano sottili livelli di marne di colore grigio scuro.

## 3.1.2. - Litofacies arenacea (AVR<sub>a</sub>)

Si tratta di pacchi di strati a geometria lenticolare, di arenarie a composizione mista, silicoclastica e carbonatica, affine alla Pietraforte. Sono presenti occasionali intercalazioni di strati calcarei grigi (calcareniti e calcilutiti). Gli strati di arenarie hanno spessori variabili da pochi cm sino a 50 centimetri. La granulometria delle arenarie varia da molto fine a medio-grossolana. Sono caratteristiche le strutture sedimentarie torbiditiche quali laminazione pianoparallela, ripples e gradazione diretta.

# 3.2. - FORMAZIONE DI SILLANO (SIL)

Affiora estesamente sui due versanti del Fiume Marecchia all'altezza di Novafeltria e nel settore sudoccidentale del Foglio; livelli lenticolari di dimensioni ridotte sono diffusi in tutto il complesso ligure.

La Formazione di Sillano è stata istituita da BORTOLOTTI (1962) nei Monti del Chianti. In Val Marecchia, è stata riconosciuta e cartografata da RUGGIERI (1970), CONTI (1989, 1994), DE FEYTER (1991). Di questa formazione fanno parte anche gli affioramenti calcareo-pelitici indicati da CONTI (1994) come

Formazione di Pugliano. Questi ultimi, infatti, hanno caratteri litologici, posizione stratigrafica ed età del tutto identificabili con la Formazione di Sillano.

La Formazione di Sillano è caratterizzata, nell'area in oggetto, da un'alternanza di strati di spessore da decimetrico a metrico di peliti grigie e calcari grigio-verdastri. Le peliti possono talvolta essere policrome, specialmente nella parte basale della formazione dove diventano predominanti rispetto ai calcari. Localmente sono presenti marne calcaree rosate. La porzione carbonatica è rappresentata da calcareniti torbiditiche a grana fine, calcilutiti in strati da medi a spessi e calcari marnosi con colori che vanno dal grigio al verdastro, ma che spesso possono assumere colore nocciola chiaro.

La parte inferiore della formazione è caratterizzata da un passaggio graduale alle Argille Varicolori, con progressivo aumento delle peliti a discapito dei calcari. Le due formazioni sono inoltre caratterizzate da passaggi di tipo eteropico. Superiormente passa tramite un contatto netto alla Formazione di Monte Morello, anche se la parte alta della Formazione di Sillano è comunque contraddistinta da un elevato tenore in strati calcarei.

L'ambiente deposizionale è indicato da BORTOLOTTI (1962), BORTOLOTTI *et alii* (1970) e SESTINI (1970) in un contesto bacinale profondo.

Nel quadrante sud-occidentale del foglio, nei dintorni di Poggio Biancarda, sono presenti frequenti intercalazioni calcareo-marnose, costituite da calcari biancastri e grigio-nocciola alternati a marne grigio-nocciola, talora con stratificazione poco evidente, ondulata e lenticolare.

Lo spessore della Formazione di Sillano varia da pochi metri ad almeno 350 metri, tenendo conto dei limiti nella valutazione imposti dal forte grado di scompaginamento tettonico.

Nell'area del foglio, i campioni esaminati (Fiume Marecchia) per il contenuto in nannofossili calcarei (si tratta di campioni areali e non su serie stratigrafiche, per l'impossibilità di reperirne) hanno indicato la biozona NP4 (*Ellipsolithus macellus*) di MARTINI (1971), indicativa della parte alta del Daniano – parte basale del Selandiano (passaggio Paleocene inferiore-superiore). Più genericamente, in aree esterne al foglio, PLESI *et alii* (2002) documentano, nella successione dei Monti Rognosi (Val Tiberina), un'età corrispondente all'intervallo Maastrichtiano-Paleocene inferiore (CC25-NP2), mentre BETTELLI *et alii* (2002), nel Foglio 252 Barberino di Mugello, assegnano un intervallo molto più ampio che va dall'Albiano all'Eocene inferiore. Pertanto, la formazione affiorante nel foglio, sulla base dei risultati analitici e dei rapporti stratigrafici con le altre formazioni, viene indicativamente riferita all'intervallo Cretacico superiore–Eocene inferiore, in accordo con CATANZARITI *et alii* (2002).

#### 3.3. - FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (MLL)

La Formazione di Monte Morello è stata istituita da BORTOLOTTI (1962) nei dintorni di Firenze ed in passato è stata spesso indicata, anche in Val Marecchia, come Formazione dell'Alberese (BORTOLOTTI, 1964; RUGGIERI, 1970; CARLONI *et alii*, 1971). CONTI (1989), in Val Marecchia, ha ripartito la formazione in due membri.

La Formazione di Monte Morello affiora estesamente al Monte Carpegna, a Pennabilli, sui lati destro e sinistro del Fiume Marecchia all'altezza di Novafeltria, ad ovest di Monteti, e nella placca sud-occidentale del foglio, nei pressi di Poggio Biancarda.

All'interno della formazione, a circa 50-70 metri dalla base, è stata riconosciuta è distinta la litofacies di C. Nuova (MLL<sub>a</sub>), affiorante sui versanti del Monte Carpegna.

Questa formazione è costituita da un'alternanza di calcari e calcari marnosi, calcareniti torbiditiche e marne (figg. 19 e 20). I calcari hanno colore grigio chiaro e strati medi o spessi; le calcareniti presentano talvolta una base ruditica, laminazione e bioturbazione. Sono frequenti le controimpronte di fondo alla base degli strati calcarenitici, in particolare del tipo *flute* e *groove casts*, che hanno fornito indicazioni di paleocorrenti longitudinali al bacino, provenienti dai settori nord-occidentali, in accordo con i dati riportati da BORTOLOTTI (1964), PONZANA (1993), PAREA (1965) e VALLONI & ZUFFA (1984). Le marne e marne calcaree mostrano stratificazione sottile e colori che vanno dal nocciola al grigio. Localmente sono presenti livelli di calciruditi a nummuliti. Le intercalazioni pelitiche sono date da siltiti e argilliti siltose di colore grigio scuro, piuttosto fogliettate.

La Formazione di Monte Morello poggia tramite un contatto netto sulla Formazione di Sillano, e localmente direttamente anche sulle Argille Varicolori, laddove queste sostituiscono lateralmente la formazione precedente.

L'ambiente deposizionale è inquadrabile nell'ambito di un sistema torbiditico carbonatico, in posizione intermedio-distale, probabilmente al di sopra della CCD, come indicano i potenti pacchi emipelagici dati da marne (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; SESTINI, 1970).

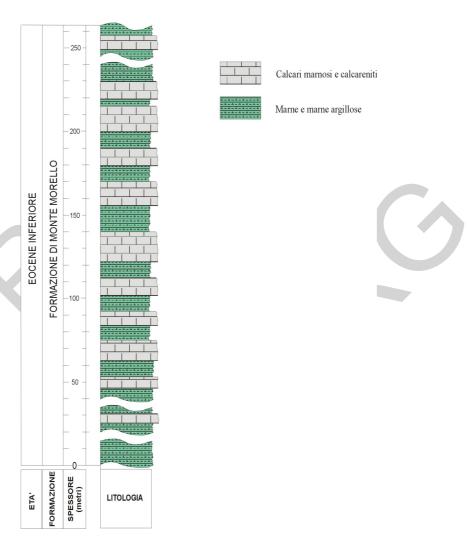


Fig. 19 - Formazione di Monte Morello. Alternanze di calcari marnosi con base calcarenitica e marne emipelagiche. Monte Carpegna, versante occidentale.

Il contenuto in nannofossili calcarei riscontrato su campioni prelevati su due campionature in serie, hanno dato i seguenti risultati. Nella sezione del Monte Carpegna, spessa circa 650-700 metri, i campioni prelevati alla base e nella parte bassa hanno fornito associazioni riferibili alla biozona NP11 (*Discoaster binodosus*) di MARTINI (1971), nella parte intermedia associazioni riferibili alla biozona NP12 (*Marthasterites tribrachiatus*) e nella parte superiore associazioni riferibili alla biozona NP13 (*Discoaster lodoensis*). Nei campioni prelevati a nord di Serra di Maiolo è stata identificata la biozona NP15 (*Chiphragmalithus alatus*) di MARTINI (1971), così come per un campione proveniente da un olistolite calcareo-marnoso all'interno della Formazione dei Ghioli di letto a nord di Sapigno.

L'età della successione di Monte Carpegna, rappresentativa della parte inferiore della formazione, dai dati riportati, è riferibile all'Ypresiano (Eocene inferiore), mentre la parte superiore/sommitale della formazione, arriva al Luteziano (Eocene medio). Questi dati sono in accordo con le età riportate in letteratura, che indicano l'Eocene inferiore-medio (VENERI, 1986; CONTI, 1994),

mentre DE FEYTER (1991) estende il tetto della formazione alla parte bassa dell'Eocene superiore, e PERRONE *et alii* (1998) all'Oligocene inferiore.



 $\begin{tabular}{lll} Fig. 20 - Porzione della successione della Formazione di Monte Morello affiorante a Monte Carpegna. \end{tabular}$ 

#### 3.3.1. - Litofacies di C. Nuova (MLL<sub>a</sub>)

Rappresenta un orizzonte guida, collocato nella parte bassa della formazione, affiorante nella parte bassa del versante di Monte Carpegna. Questa litofacies è costituita da marne e calcari marnosi rosa-rossastri alternati a argilliti scure e policrome. La stratificazione è generalmente netta e bene evidente.

#### 4. - SUCCESSIONE EPILIGURE

Si tratta di sedimenti depostisi tra l'Eocene medio ed il Messiniano -?Pliocene basale, nell'ambito di bacini episuturali tipo "piggy back", al di sopra della coltre alloctona, "ligure" s.s., o al suo fronte, in un contesto analogo a quello riconosciuto per i depositi epiliguri dell'Appennino Emiliano (SESTINI, 1970; ORI & FRIEND, 1984; RICCI LUCCHI, 1986) e successivamente coinvolti nelle varie fasi di deformazione; attualmente affiorano in lembi fisicamente separati.

#### 4.1. - COMPLESSO DELLA VALLE DEL SAVIO (MVS)

Questo complesso costituisce la porzione occidentale dell'attuale coltre alloctona del Montefeltro ed è noto in letteratura anche come complesso caotico, argille scagliose p.p., colata di S. Piero in Bagno p.p., colata di Liguridi s.l. o Complesso Liguride s.l. p.p., e trova forti similitudini con le Brecce poligeniche di Sasso Simone e Simoncello di CONTI (1994), riconosciute dal suddetto Autore, più a sudest, al di sotto di "placche" della Formazione di San Marino.

Si tratta di un'unità intensamente deformata, con struttura caotica, costituita da argilliti, talora marnose, grigie e varicolorate, foliate, litologicamente assai simili alle Argille Varicolori liguri e da brecce a matrice argillosa varicolorata inglobante inclusi litologicamente eterogenei (calcareniti, calcilutiti, siltiti, diaspri, marne e arenarie) ad affinità ligure, subligure (tipo flysch ad elmintoidi e flysch calcareo-marnosi terziari) ed epiligure. Le dimensioni degli inclusi variano dalla scala del campione a mano a quella di olistoliti cartografabili.

La potenza massima affiorante è superiore a 400 metri.

Il limite inferiore è perlopiù tettonico sulle Marne di San Paolo e sui membri sommitali della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

Il limite superiore è netto e discordante, complicato dalla tettonica, perlopiù con le Formazione di Antognola e con la Formazione di Poggio Carnaio, talora con la Formazione di San Marino.

Sulla base degli inclusi presenti e della posizione stratigrafica l'età di formazione di questo complesso, se considerato di origine sedimentaria, risulta

compresa tra l'Eocene medio e l'Eocene superiore; tuttavia, la posizione geometrica tra il tetto dei depositi "autoctoni" e la base delle unità alloctone potrebbe suggerire anche che questa unità possa avere il significato di *mélange* tettonico e quindi non si può escludere un'età di formazione più recente, fino a tortoniana superiore, legata alla messa in posto della coltre alloctona sui depositi di avanfossa, analogamente al "Mélange basale della Val Sillaro" (Appennino bolognese) di CERRINA FERONI *et alii* (2002).

#### 4.2. - FORMAZIONE DI MONTE COMERO (COO)

Questa formazione è stata correlata in passato da molti Autori con la Formazione di Monte Senario che nell'area tipo, indicata sia come Arenarie di Monte Senario (MICHELI, 1967) sia come Calcari e brecciole di Monte Senario (a seconda delle aree di affioramento e dei litotipi prevalenti), è classicamente attribuita al Dominio Subligure (ABBATE & SAGRI, 1970). Recentemente, altri autori l'hanno attribuita alla Successione Epiligure affine con la Formazione di Ranzano (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1987) o come formazione a sè stante (Arenarie di Monte Comero di CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

La formazione è data da arenarie grossolane grigio-verdaste in strati medi e spessi a composizione quarzoso-feldspatica alternate a marne, marne argillose e siltiti giallastre. Le arenarie spesso hanno un alto contenuto di miche e minerali di origine vulcanica; a vari livelli sono intercalati microconglomerati con ciottoli quarzosi, di micascisti, filladi e calcareniti. Alla base vi sono brecciole e calcareniti con selci, argilloscisti e calcari marnosi. Localmente è suddivisibile in due litofacies giustapposte e parzialmente eteropiche.

La potenza totale della formazione raggiunge i 1200 metri.

Nell'affioramento di Monte Ercole e al Monte Comero, queste arenarie poggiano direttamente sulle Argille Varicolori, pertanto assumono una posizione stratigrafico-strutturale tipica delle formazioni epiliguri (fig. 21).

Non affiora il tetto stratigrafico. Campioni provenienti dall'area di Monte Comero (CATANZARITI *et alii*, 2002) hanno fornito associazioni di nannofossili indicative delle zone NP17 e NP18 di MARTINI (1971) (Eocene medio - Eocene superiore p.p.).

# 4.2.1. - Litofacies arenacea (COO<sub>a</sub>)

Arenarie quarzoso-feldspatiche gradate, conglomeratiche alla base e talora sino a metà strato; strati da molto spessi a medi e sottili; il colore è grigio-beige, giallastro se alterate. Si alternano a strati medi e sottili di marne argillose o marne di colore grigio-azzurro o plumbee, generalmente prive di microfossili. Il rapporto arenaria/pelite è maggiore di 1 e talora arriva sino a 6, con strati arenacei amalgamati; la potenza supera gli 800 metri.



Fig. 21 - Successione stratigrafico-strutturale (dal basso): Formazione dei Ghioli di letto - Unità Liguri (Argille Varicolori) – Formazione di Monte Comero (area di M. Ercole).

# 4.2.2. - Litofacies arenaceo-calcareo-marnosa ( $COO_c$ )

Differisce dalla precedente litofacies per la presenza, alla base, di strati arenacei e calcareo-marnosi biancastri o gialli in spessori da medi a sottili. La potenza massima affiorante è di 450 metri.

#### 4.3. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Essa è costituita da marne argillose e siltose, verdognole o grigie, moderatamente cementate, con classica frattura "a cipolla", con patine manganesifere e noduli di solfuri; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. La stratificazione è generalmente poco evidente, anche per l'intensa bioturbazione.

Si osservano (località Saliceto) sottili livelli vulcanoclastici di colore marrone o rossastro per alterazione.

Alla base poggiano in contatto netto, in discordanza, sul Complesso della Valle del Savio e sulle Argille Varicolori, mentre al tetto, in Val Savio, sono in contatto netto con la Formazione di Poggio Carnaio e la Formazione di Campaolo, e localmente in contatto discordante, con la Formazione di San Marino.

Questa formazione corrisponde in parte alle "Marne verdine" di RUGGIERI (1958, 1970) ed alla Formazione di Antognola degli Autori.

L'ambiente deposizionale è probabilmente di scarpata o di bacino confinato relativamente profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, 2002), e la formazione costituisce la base stratigrafica della soprastante Formazione di San Marino. L'originaria base stratigrafica della formazione è data dalle Unità liguri s.l., in particolare dalle Argille Varicolori, ma il contatto risulta sempre "rimobilizzato", in particolare per motivi tettonici dovuti alla differente competenza delle litologie contermini. Il conseguente "piallamento" degli spessori ha portato alla riduzione della potenza in affioramento, spesso di poche decine di metri.

Nell'area in oggetto, il rinvenimento dell'associazione data da specie markers quali *Sphenolitus ciperoensis e S. distentus* in associazione con: *Helicosphaera euphratis, H. recta, H. perchnielseniae, Dictyococcites bisectus* e *Cyclicargolithus abisectus*, è indicativo della Zona MNP24; mentre la presenza di specie *markers* quali *S. ciperoensis* in associazione con *D. bisectus, C. abisectus* di dimensioni superiori ai 10 micron e *H. euphratis* indica la biozona MNP25a; la biozona MNP25b anch'essa riconosciuta nelle rocce in oggetto, è caratterizzata dalla presenza di: *D. bisectus, D. hesslandii, C. abisectus* di dimensioni superiori e inferiori ai 10 micron, *H. euphratis, Sphenolithus conicus* e *S. dissimilis*; la sottobiozona MNN1a è caratterizzata da un'associazione simile alla precedente, ma in assenza di *D. bisectus*; la sottobiozona MNN1b si distingue per la presenza della specie *marker Sphenolihus delphix* qui in associazione con *C. abisectus, H. euphratis, S. conicus, S. dissimilis, Helicosphaera carteri* e *H. bramlettei*; la sottobiozona MNN1c si determina per l'assenza di *S. delphix* in un'associazione simile alla precedente.

Pertanto, in base alle associazioni di nannofossili calcarei, gli affioramenti campionati sono riferibili all'intervallo Rupeliano superiore-Aquitaniano inferiore.

L'età indicata in letteratura per questa formazione nell'Appennino emiliano è Rupeliano superiore-Burdigaliano basale (FORNACIARI & RIO, 1996; CATANZARITI *et alii*, 1997, 2002; cfr. anche dati da F. 198 Bardi, ZANZUCCHI & MARTINI, 2000, e da F. 217 Neviano degli Arduini, CERRINA FERONI *et alii*, 2002a). In Val Savio (Foglio 265-Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002) sono state documentate associazioni di nannofossili indicative del Chattiano.

## 4.4. - FORMAZIONE DI POGGIO CARNAIO (CNA)

La sezione di riferimento della formazione affiora lungo la S.P. 26 a nord di Poggio Carnaio (F. 265-Bagno di Romagna MARTELLI, 2002; vedere anche PASSERINI, 1958, e "Formazioni Geologiche, fascicolo V", Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., Roma, 1970).

La formazione di Poggio Carnaio affiora in modo estremamente limitato nel quadrante sud-ovest del Foglio. La formazione è data da strati prevalentemente pelitico-arenacei e subordinatatamente da strati arenaceo-pelitici, costituiti da alternanze di arenarie silicoclastiche grigie, molto micacee, gradate da medie a fini, e peliti grigio-verdi. La successione è costituita essenzialmente da due litofacies, non distinte in carta anche data l'esiguità dell'affioramento, così composte dal basso verso l'alto: alternanze di pacchi di strati sottili e medi e pacchi di strati medi e spessi, talora molto spessi, con rapporto arenite/pelite inferiore a 1; un megastrato prevalentemente arenaceo potente fino a circa 40 metri (strato delle Trappole del F. 265-Bagno di Romagna) che marca il passaggio dalla litofacies inferiore a quella superiore, e segna l'inizio di alternanze di pacchi di strati medi e spessi e pacchi di strati molto spessi fino a megastrati, talora a geometria lenticolare, con rapporto arenite/pelite ancora inferiore o talora uguale a 1. Sono presenti anche locali depositi caotici da frana sottomarina. Alla base degli strati sono presenti controimpronte di corrente che indicano una provenienza dei paleoflussi da nord-ovest.

La potenza massima affiorante è di circa 250 metri.

Il limite inferiore è netto, talora tettonizzato, sulla Formazione di Antognola o sul Complesso della Valle del Savio e sulle Argille Varicolori. Non affiora il tetto

La sezione campionata a fini biostratigrafici, proprio al Poggio del Carnaio (F. 265-Bagno di Romagna; MARTELLI, 2002), risulta ben databile nella parte inferiore dove è stata riconosciuta la sottobiozona MNN1b di FORNACIARI & RIO (1996), caratterizzata dalla presenza della specie *marker S. delphix* in

associazione con *S. dissimilis, H. euphratis* e *H. carteri*. La parte superiore della sezione non è databile per la presenza, nelle associazioni studiate, di fossili cretacei e paleogenici rimaneggiati e per l'assenza di *markers* più recenti di quelli individuati nella parte sottostante.

L'età, sulla base delle associazioni sopra riportate, è quindi riferibile al passaggio Oligocene sup. – Miocene inf.. Diversamente, DI STASO *et alii* (2009) sempre in base alle associazioni di nannofossili, ritengono che la formazione non sia più antica del Langhiano.

Questa unità è stata interpretata come riferibile all'impostazione di un sistema torbiditico, nell'ambito di un bacino ristretto e relativamente profondo.

### 4.5. - FORMAZIONE DI CAMPAOLO (CAP)

Tale formazione è stata definita per la prima volta da ANGELI & VEGGIANI (1964) e da RUGGIERI (1970).

La formazione è data da arenarie sottili, fini, cementate e laminate, ricche in miche, alternate a marne grigie molto sporche e fratturate e ad argille sterili.

Lo spessore formazionale affiorante è di alcune decine di metri.

Il limite stratigrafico di base è discordante sul Complesso della Valle del Savio. La formazione è in contatto tettonico con la Formazione di Monte Comero, con il Complesso della Valle del Savio e con la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

L'età indicata in letteratura (CONTI, 1989) è indicata all'Oligocene superiore-Aquitaniano.

# 4.6. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

Questa formazione presenta la sezione tipo nell'Appennino emiliano. A questa vengono riferite le cosiddette "marne selciose" indicate nella letteratura.

La formazione è costituita da marne calcaree e marne con selce, molto fratturate con spalmature di ossidi di manganese, in strati di spessore da medio a sottile. Affiorano limitatamente alla parte sud-occidentale del Foglio.

I limiti stratigrafici non sono definibili, poiché il corpo affiorante nel Foglio, è delimitato solo tettonicamente.

L'ambiente deposizionale è di scarpata sottomarina.

La potenza è inferiore a 100 metri.

Le determinazioni delle associazioni del nannoplancton calcareo, effettuate per la realizzazione di altri fogli, su campioni provenienti dall'area tipo (F. 198Bardi, ZANZUCCHI & MARTINI, 2000) e dalla Val Secchia (F. 218-Castelnovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002; vedere anche FORNACIARI & RIO, 1996 e CERRINA FERONI *et alii*, 2002), hanno indicato un'età riferibile all'intervallo Aquitaniano superiore-Burdigaliano inferiore per la presenza di associazioni tipiche delle biozone MNN1d e MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996).

#### 4.7. - FORMAZIONE DI SAN MARINO (SMN)

La Formazione di San Marino (RUGGIERI, 1958; RICCI LUCCHI, 1964; CONTI, 1989) rappresenta la base della sequenza LT1 di RICCI LUCCHI (1986) e di ROVERI *et alii* (1999) e corrisponde alla sequenza S1 di AMOROSI (1990; 1992), ovvero alla Formazione di Pantano (AMOROSI *et alii*, 1996) dell'Appennino emiliano ed ai Calcari de La Verna dell'Appennino toscano. La Formazione di San Marino insieme con la Formazione di Monte Fumaiolo e con la Formazione del Barbotto p.p., corrispondono al Gruppo di Bismantova dell'Appennino emiliano.

La formazione costituisce la base di molte "placche epiliguri" del Montefeltro. Gli affioramenti principali corrispondono alla parte settentrionale della placca del Monte Fumaiolo, nell'estremità sud-occidentale del foglio, e quello di Pennabilli, mentre quelli sul versante sinistro del Fiume Marecchia a nord di Novafeltria, costituiscono degli affioramenti minori. La Formazione di San Marino è costituita da calcari organogeni grigi e calcareniti bianco-grigiastre ricche in bioclasti. La stratificazione è concavo-convessa, talora parallela-ondulata da tempesta ed incrociata con megaripples, o fortemente incrociata e localmente bisensoriale nella parte alta. Talvolta le calcareniti diventano siltoso-sabbiose e glauconitiche, in particolare verso l'alto della formazione. Infatti, nella parte alta compaiono sempre più diffusamente strati di arenarie ibride con abbondanti granuli di origine organica, che segnano il passaggio alla Formazione di Monte Fumaiolo. Tale passaggio è graduale; localmente, a sud di Ripa della Moia, è marcato da un debris-flow spesso 1-2 metri. Questo passaggio corrisponde inoltre, ad un limite di sequenza di ordine minore, in cui si colloca una litozona glauconitica di estensione regionale (RICCI LUCCHI, 1967; AMOROSI, 1992; ROVERI et alii, 1999). La formazione poggia in discordanza stratigrafica quasi sempre sulle Argille Varicolori, talora tramite una breccia od un conglomerato poligenico ad elementi provenienti dalle formazioni liguri, e sul Complesso della Valle del Savio; localmente poggia in discordanza su lembi della Formazione di Contignaco e della Formazione di Antognola, talora tramite un orizzonte a glauconie (AMOROSI, 1992). Blocchi calcarei isolati della Formazione di San Marino si ritrovano sparsi in tutta l'area della Val Marecchia. Le placche isolate di questa formazione sono generalmente intensamente fratturate ed interessate da processi

di *lateral spreading*. Inoltre, quasi sempre il contatto di base con i termini plastici delle Argille Varicolori e del Complesso della Valle del Savio, risulta essere fortemente deformato, a seguito di processi tettonici e/o gravitativi, formando in queste ultime unità, delle strutture di tipo *peripheral bulge*.

I calcari organogeni caratterizzanti la maggiore parte della formazione sono formati da frammenti o resti integri di briozoi, alghe calcaree, rodoliti, molluschi (in particolare ostreidi e pectinidi), macroforaminiferi bentonici e echinodermi. I livelli meno carbonatici e più sabbiosi, sono frequentemente bioturbati con ricorrenti tracce fossili.

L'età della formazione è indicata al Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore secondo RICCI LUCCHI (1964) e RUGGIERI (1970), mentre secondo AMOROSI (1992) (sequenza S1) e CATANZARITI *et alii* (2002) è limitata al Burdigaliano superiore.

L'ambiente deposizionale della Formazione di San Marino è di mare poco profondo, con deposizione clastica carbonatica e progressivo aumento della frazione silicoclastica verso l'alto, dovuto all'incremento di apporti silicoclastici, interagenti e poi disattivanti il sistema deposizionale carbonatico. Si riconosce un trend regressivo verso la parte medio-alta della formazione (shallowing upward), con passaggio da ambiente di piattaforma interna/esterna a piattaforma interna, da upper shoreface sino a foreshore, con influenze tidali, mentre nella parte sommitale è evidente un trend trasgressivo.

La Formazione di San Marino laddove possibile è stata suddivisa in tre membri, sulla base di differenze litologiche e soprattutto del rapporto frazione carbonatica/terrigena. Tali membri possono essere parzialmente eteropici tra loro e hanno generalmente spessori massimi dell'ordine di alcune decine di metri.

## 4.7.1. - Membro di base (SMN<sub>1</sub>)

Questo membro costituisce la base della formazione. È costituito da biocalcareniti ruditiche, calciruditi e ruditi polimittiche, a stratificazione spesso indistinta e dall'aspetto massivo, talora con intercalazioni di strati più arenacei con tracce fossili. Il colore è biancastro, variabile al grigio o grigio-verdastro. Frequente la bioturbazione dei sedimenti ed abbondante il contenuto macrofossilifero, soprattutto in Pectinidi, Echinidi, Ostree e Briozoi. Localmente, come nella placca di Monte Fumaiolo, la base è caratterizzata da un livello spesso alcuni metri di conglomerati poligenici ad abbondante matrice carbonatica. I clasti provengono dallo smantellamento di formazioni liguri ed epiliguri più antiche, spesso incrostati da pellicole algali, ed associati con rodoliti. Questo testimonia lo stazionamento dei clasti in ambiente marino marginale, poi ripresi da processi di debris flows e rideposti in condizioni più profonde. I ciottoli,

matrice sostenuti, sono sia bene arrtondati, sia molto spigolosi, ad indicare diverse entità di trasporto. Lo spessore massimo è di poche decine di metri.

#### 4.7.2. - Membro dei calcari stratificati (SMN<sub>2</sub>)

È costituito da strati molto spessi, o con stratificazione poco marcata, di biocalcareniti. La stratificazione è blandamente ondulata ed irregolare. Verso la parte alta del membro, diminuisce in generale la granulometria dei sedimenti, ed aumenta la componente non carbonatica, perlopiù data da granuli glauconitici. La componente carbonatica è data da frammenti fossili in associazioni simili al membro sottostante; sono diffusi bioclasti ruditici. Lo spessore massimo di questo membro è circa 20 metri.

#### 4.7.3. - Membro di San Alberico (SMN3).

È il membro sommitale della formazione, ed è caratterizzato da un passaggio graduale al membro sottostante (SMN<sub>2</sub>). Difatti, alla base è costituito da biocalcareniti, di colore grigio-verdastro, con una discreta componente di clasti non carbonatici (tra cui risulta evidente della glauconite cloritizzata). Questi sedimenti sono organizzati in strati medi e spessi, con laminazione e stratificazione incrociata, talvolta bisensoriale. Tra gli elementi carbonatici delle calcareniti, prevalgono i frammenti di fossili, in particolare elementi rodolitici allineati con la laminazione.

Il progressivo aumento della frazione non carbonatica e prevalentemente glauconitica, segna il passaggio alla soprastante Formazione di Monte Fumaiolo. Lo spessore è di poche decine di metri.

#### 4.8. - FORMAZIONE DI MONTE FUMAIOLO (MFU)

Questa formazione affiora nell'area di Ripa della Moia - Monte Aquilone, all'estremità sud-occidentale del foglio, ed in minore misura in altre aree (Borgnano).

La formazione è costituita da arenarie ibride grigio-giallastre non gradate a stratificazione medio-sottile, concavo-convessa, talora incrociata con *megaripples*, che si assottiglia verso l'alto. Alla base si osserva stratificazione incrociata a festoni.

A sud della Ripa della Moia è presente un debris flow di spessore variabile da

1 a 2 metri con clasti extraformazionali che localmente marca il contatto con i sottostanti calcari della Formazione di San Marino.

La Formazione di Monte Fumaiolo è costituita da un insieme di sottounità litostratigrafiche (membri) parzialmente eteropiche, deposte in ambienti di sedimentazione diversi.

Poggia tramite contatto graduale sulla Formazione di San Marino.

Nell'insieme, la Formazione di Monte Fumaiolo si distingue composizionalmente dalla sottostante Formazione di San Marino per un aumento della frazione clastica non carbonatica e per una maggiore concentrazione in glauconite cloritizzata. Il passaggio da una formazione all'altra, è spesso marcato da un orizzonte glauconitico.

Questa unità ha uno spessore di circa 100-150 metri, con variabilità della potenza dei singoli membri.

L'ambiente deposizionale è marino poco profondo, con elevato tasso di apporto di materiale clastico. In particolare, la porzione inferiore calcarenitica ed arenitica è riferita ad un ambiente di piattaforma interna, mentre la porzione superiore più marnosa ed argillosa è riferita ad un ambiente di piattaforma esterna (RICCI LUCCHI, 1975; ROVERI *et alii*, 1999). Corrisponde alle sequenze S2 e S3 p.p. di AMOROSI (1992).

La formazione viene riferita al Serravalliano da RICCI LUCCHI (1964, 1967a, 1975), in particolare la parte basale è attribuita da CONTI (1989) al Serravalliano inferiore Zona a Orbulina universa. In ROVERI *et alii* (1999) la formazione viene attribuita al Langhiano sup. – Serravalliano p.p., mentre secondo AMOROSI (1992) e CATANZARITI *et alii* (2002) l'età della formazione è Burdigaliano superiore – Langhiano.

Sulla base di differenze litologiche, la formazione è suddivisa in membri (AMOROSI, 1992) di cui solo il Membro di Monte Aquilone affiora nell'area del foglio.

#### 4.8.1. - Membro di Monte Aquilone (MFU<sub>1</sub>)

È costituito da banchi o pacchi di strati amalgamati di arenarie carbonatiche e calcari arenacei a stratificazione piano-parallela, obliqua a basso angolo o massiva. Livelli di marne sabbiose bioturbate e fossilifere sono intercalate alle arenarie. La composizione delle arenarie è di tipo misto-ibrido, data da granuli carbonatici e silicoclastici, oltre ad abbondanti granuli di glauconite che conferiscono alla roccia un colore grigio-verdastro. Le arenarie sono caratterizzate anch'esse da frequente bioturbazione e da strutture quali laminazione piano-parallela ed inclinata. Lo spessore è di qualche decina di metri.

## 4.8.2 – Membro della Vetta (MFU<sub>2</sub>)

Affiora limitatamente a Ripa della Moia, dove poggia sulla Formazione di San Marino. E' rappresentato da alternanze di strati medi e spessi di arenarie ibride con granuli carbonatici e granuli verdi (glauconite) e di marne sabbiose bioturbate con gusci integri o in frammenti di bivalvi. La stratificazione è netta e regolare, con laminazione incrociata a basso angolo.

## 4.9. - FORMAZIONE DEL BARBOTTO (BAB)

Si tratta di depositi prevalentemente marnosi con intercalazioni arenacee, ripartiti in quattro litofacies fortemente eteropiche.

E' una formazione di nuova istituzione. Questi terreni erano stati in precedenza cartografati come appartenenti alla Formazione di Campaolo o informalmente come marne mioceniche (cfr. F. 108-Mercato Saraceno della Carta geologica d'Italia, 1:100.000).

La potenza complessiva della formazione affiorante supera i 500 metri.

I limiti stratigrafici sono di natura inconforme sia alla base che al tetto. La formazione del Barbotto risulta compresa tra le Argille Varicolori e la Formazione di Monte Comero alla base, ed i depositi pliocenici al tetto.

Essa è frequentemente in contatto tettonico sulle formazioni "autoctone" della Successione umbro-marchigiano-romagnola o su quelle della Successione postevaporitica del margine padano-adriatico, ed è sovrascorsa dalle Unità Liguri.

Per posizione geometrica ed in base alle analisi biostratigrafiche delle associazioni di foraminiferi, eseguite su alcuni campioni sparsi, l'età risulta compresa tra il Serravalliano inferiore ed il Tortoniano.

L'ambiente deposizionale varia da piattaforma esterna a rampa/scarpata batiale superiore, con afflussi torbiditici.

Questa formazione presenta forti analogie litologiche, di età e di posizione stratigrafica, con la Formazione di Cigarello p.p. e le Marne del Termina p.p. dell'Appennino emiliano. E' possibile che la parte inferiore possa rappresentare il corrispondente distale della Formazione di Monte Fumaiolo.

#### 4.9.1. - Litofacies marnoso-calcarea (BAB<sub>a</sub>)

Marne e marne calcaree grigio-azzurre e biancastre, bioturbate, spesso siltose e micacee, con livelli arricchiti in minerali femici, con stratificazione media generalmente poco evidente.

Questa litofacies generalmente costituisce la base della formazione.

Passa verso l'alto ad una litofacies marnoso-arenacea (BAB<sub>b</sub>), talora con passaggio stratigrafico netto e a luoghi con marcate interdigitazioni.

La potenza affiorante supera i 150 metri.

## 4.9.2. - Litofacies marnoso-arenacea (BABb)

Alternanza di arenarie e marne argillose con rapporto generalmente paritario e stratificazione media. Alla base sono presenti livelli di *slump*, un paio di banchi arenacei ed un corpo lenticolare arenaceo spesso qualche decina di metri. Le arenarie sono fini e medie di colore grigio e marroni, da mediamente a poco cementate, mentre le peliti sono grigio scuro; sempre assenti le emipelagiti.

La potenza affiorante è maggiore di 200 metri.

## 4.9.3. - Litofacies arenacea (BAB<sub>c</sub>)

Si tratta di alcuni corpi arenacei lenticolari compresi in  $BAB_b$ . La stratificazione varia da media a molto spessa, con strati generalmente amalgamati; sabbie da medie a grossolane, di colore giallastro.

La potenza varia da pochi metri a 25 metri con una estensione laterale massima inferiore al chilometro.

## 4.9.4. - Litofacies marnoso-argillosa (BABd)

Si pone in genere al tetto della formazione. Prevalenti marne e argille con intercalazioni di livelli arenacei generalmente sottili e medi. Il rapporto arenaria/pelite è sempre inferiore a 1/6; le arenarie sono del tutto simili a quelle descritte in  ${\bf BAB_b}$  e le peliti sono di colore grigio-azzurro, generalmente ricche in microfossili. La stratificazione è poco marcata.

La potenza affiorante supera i 200 metri.

## 4.10. - FORMAZIONE DI ACQUAVIVA (AQV)

La formazione, indicata per la prima volta da RUGGIERI (1970), corrisponde ai "conglomerati, molasse ed argille ad *Ancilla glandiformis* e *Cardita jouanneti*" di RUGGIERI (1958). Corrisponde inoltre alla parte bassa della sequenza T2 di RICCI LUCCHI (1986). Della formazione di Acquaviva fanno parte gli affioramenti di Ugrigno, ed altri minori.

La formazione di Acquaviva è formata in prevalenza da arenarie grossolane con ciottoli sparsi in strati irregolari, generalmente massivi e spessi ed in banchi, lateralmente discontinui. Subordinati sono i livelli conglomeratici generalmente lenticolari. Laddove essi assumono una potenza rilevante, sono stati cartografati come "litofacies conglomeratica". Le arenarie sono grigio-giallastre, talora con strutture sedimentarie, quali laminazione incrociata e piano-parallela, e strutture da fuga di fluidi. Sono inoltre generalmente piuttosto bioturbate e con abbondanti resti fossili, sia sotto forma di livelli di tritume conchigliare che di frammenti sparsi nelle arenarie. Sono inoltre diffusi i frustoli carboniosi. Subordinati sono i livelli pelitici intercalati. Sono presenti anche livelli leggermente più pelitici debolmente deformati da processi di *slumping*.

La potenza massima di questa formazione è di 150-200 metri.

La formazione poggia in discordanza stratigrafica sui termini epiliguri sottostanti, o direttamente sulle formazioni liguri. Passa in alto in concordanza, e talvolta con passaggio graduale, alle Argille di Casa i Gessi.

La formazione è stata datata al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (RUGGIERI, 1970; RICCI LUCCHI, 1987; CONTI, 1989).

Le strutture sedimentarie riconosciute nella formazione, sono indicative di ambiente marino prossimale, in particolare individuabile in apparati deltizi marini, in accordo con CAPUANO *et alii* (1987).

#### 4.10.1. - Litofacies conglomeratica (AQV<sub>a</sub>)

Questa litofacies, quando presente, caratterizza la base della formazione. I banchi conglomeratici posssono assumere uno spessore rilevante (alcune decine di metri). Si tratta di conglomerati poligenici sia matrice-sostenuti, sia clasto-sostenuti in banchi lenticolari e con superfici erosive. I ciottoli, estremamente eterometrici, sono perlopiù dati da calcari ed arenarie delle formazioni liguri; i primi sono intensamente perforati da organismi litofagi. La matrice è costituita da granuli misti litici e bioclastici con frustoli carboniosi. I conglomerati matrice-sostenuti mostrano una scarsa o nulla organizzazione tessiturale, mentre i conglomerati clasto-sostenuti, mostrano una blanda embriciatura ed un'organizzazione dei clasti, a formare una grossolana laminazione incrociata. I

clasti eterometrici sono bene arrotondati e con una forma discoidale. Il sistema deposizionale dei conglomerati è di tipo marino-deltizio, associato ai delta-conoide dei corpi arenacei; inoltre, le facies più organizzate e sciacquate clasto-sostenute, possono essere indicative di *gravel-beach* associate agli apparati deltizi.

## 4.11. - ARGILLE DI CASA I GESSI (CGE)

I depositi di questa formazione, sono stati indicati anche come "argille saheliane" da RUGGIERI (1958). Tale unità comprende le Marne di Ca' Bertoldo di DE FEYTER (1991). Le Argille di Casa i Gessi affiorano tra Ugrigno e Sant'Agata Feltria e lungo il Fiume Marecchia a nord di Novafeltria.

Si tratta di argille ed argille siltose grigio scure, generalmente a stratificazione indistinta, con rari e sottili strati marnosi di colore grigio chiaro. Sono presenti anche livelli sabbiosi, prevalentemente nella parte bassa, prossima al contatto con la Formazione di Acquaviva. In alto è delimitata dalla Formazione Gessososolfifera, laddove presente, oppure tramite contatto discordante dalle Argille Azzurre, oppure, dalle Unità Liguri.

Lo spessore massimo della formazione è alcune decine di metri.

Le Argille di Casa i Gessi sono caratterizzate da un contenuto microfaunistico abbastanza ricco, dove generalmente il benthos prevale sul plancton, ad eccezione di alcuni campioni, dove il rapporto P/B è invertito.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono caratterizzate dalla presenza di *Helicosphaera carteri* e *Calcidiscus leptoporus*. Localmente sono presenti livelli ricchi in macrofossili, come lamellibranchi, scafopodi, gasteropodi e radioli di echinidi.

L'età indicata dai foraminiferi risulta riferibile al Messiniano (Zona a *G. conomiozea – "non distinctive zone"*), in accordo con il dato di CONTI *et alii* (1987) per le successioni della Val Marecchia.

L'ambiente deposizionale, valutato sulla base del rapporto plancton/benthos, varia, dal basso verso l'alto, da marino di piattaforma interna a marino di piattaforma interna-esterna – piattaforma esterna profonda, dando luogo ad un *trend* di tipo trasgressivo. In prossimità del contatto con la Formazione Gessososolfifera, il benthos è molto maggiore del plancton, con buliminidi e residuo ricco di solfuri e gesso di neoformazione, ad indicare un ambiente marino di acque basse a salinità anormale.

#### 4.12. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (GES)

Costituisce il termine epiligure più alto, affiorante nel Foglio 266. In questo caso essa rappresenta le evaporiti deposte nell'ambito della successione epiligure, corrispondente sia temporalmente, che per quanto riguarda le condizioni paleoambientali, alle evaporiti che costituiscono la Vena del Gesso della Romagna occidentale e dell'Appennino bolognese.

La formazione è costituita da banchi di alcuni metri di spessore di gesso microcristallino di colore biancastro con intercalazioni pelitiche grigio scure, e da spessi banchi di gesso macrocristallino selenitico di colore grigio, anch'essi con intercalati livelli pelitici decimetrici e bituminosi grigio scuri.

L'unità in oggetto ha uno spessore di circa 30 metri. Poggia stratigraficamente sulle Argille di Casa i Gessi, mentre al tetto è sormontata, in discordanza stratigrafica, direttamente dalle Argille Azzurre. Inoltre, la forte differenza di competenza con la sottostante unità argillosa delle Argille di Casa i Gessi, fa sì che in alcuni casi il contatto di base sia spesso tettonizzato.

La formazione, in base alla posizione stratigrafica, a correlazioni con altre aree di affioramento delle evaporiti messiniane e a considerazioni di carattere regionale è riferita alla parte bassa del Messiniano superiore.

## 5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Per il rilevamento dei depositi quaternari continentali alluvionali è stato seguito il criterio delle unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU) (SALVADOR, 1987). I depositi continentali quaternari di versante, detriti e frane sono invece descritti sulla base delle litologie e dei processi morfogenetici e trattati come unità ubiquitarie, non distinte in base al bacino di appartenenza e senza connotazione stratigrafica.

I depositi alluvionali sono stati correlati alla parte alta dei depositi intravallivi del Supersintema Emiliano-Romagnolo (RER & ENI-AGIP, 1998).

#### 5.1. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

E' un'unità stratigrafica a limiti inconformi istituita per descrivere i depositi alluvionali del margine appenninico-padano e della Pianura Padana. La correlazione delle *unconformities* presenti alla base dei terrazzi con quelle riconoscibili lungo il margine e nel sottosuolo padano ha permesso di inquadrare in questa unità anche i depositi alluvionali intravallivi del versante padano dell'Appennino Settentrionale.

L'unità è stata suddivisa a scala regionale nel Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (**AEI**) e nel Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (**AES**); in questo Foglio sono presenti solo i termini del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore di età Pleistocene Superiore-Olocene.

## 5.1.1. - Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES)

È dato in prevalenza da sabbie e ghiaie con subordinati limi argillosi costituenti i terrazzi intravallivi e i conoidi, talora con indizi di pedogenesi, e i depositi attualmente in evoluzione nei fondovalle.

Il contatto inferiore è erosivo e discordante sui vari terreni pre-quaternari.

Ogni deposito alluvionale inizia con ghiaie a base erosiva seguite da limi sabbiosi e limi argillosi di tracimazione e piana alluvionale, secondo una tipica sequenza positiva. I depositi grossolani sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa e sabbioso-limosa, il cui spessore è compreso generalmente tra 2-3 metri; la porzione fine è generalmente di colore bruno e lo spessore varia da qualche metro ad oltre 10 metri. Verso l'alto sono talora presenti orizzonti scuri o nerastri (paleosuoli) in numero massimo di tre; ricoprono localmente i depositi alluvionali con materiale di colore rossastro o nero per la presenza di materiale carbonioso con noduli carbonatici.

Sono frequenti anche depositi di conoide e, nelle valli secondarie, quelli torrentizi o detritico-alluvionali. La maggior parte di essi si pongono al di sopra degli ordini terrazzati recenti.

Sono riconoscibili più ordini di terrazzi; tuttavia, per i terrazzi più antichi, causa la cattiva conservazione dovuta a erosione e deformazioni tettoniche che possono dislocare a quote differenti terrazzi dello stesso ordine, non è possibile determinare con sicurezza l'esatta posizione stratigrafica del singolo terrazzo.

Il sintema è stato regionalmente suddiviso in subsintemi, dei quali, in questo Foglio, affiorano solamente i due superiori attribuiti al Pleistocene Superiore e all'Olocene, quali il Subsintema di Villa Verucchio ed il Subsintema di Ravenna, alla sommità del quale è stata distinta l'Unità di Modena.

#### 5.1.1.1. - Subsintema di Villa Verucchio (AES7)

È dato da depositi alluvionali terrazzati, che costituiscono ampi terrazzi alluvionali sia incassati sia sospesi, ad un'altezza variabile da circa 20 m a diverse decine di metri sul *thalweg* attuale. La scarpata che li separa dall'unità più recente è generalmente ben conservata e mostra un andamento particolarmente sinuoso.

Litologicamente questi depositi sono costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti da arrotondati a subangolosi localmente molto appiattiti, con matrice sabbiosa, intercalati a livelli e lenti irregolari sabbioso-siltose. Le ghiaie presentano spesso stratificazione incrociata. Lo spessore massimo è di circa 10 m. L'età, sulla base di considerazioni e correlazioni a scala regionale, è riferita al Pleistocene superiore.

## 5.1.1.2. - Subsintema di Ravenna (AES8)

È costituito da depositi alluvionali corrispondenti ai depositi terrazzati e di conoide alluvionale più bassi.

Rientrano in questo subsintema anche le alluvioni attualmente in evoluzione in alveo e che costituiscono spesso forme di letto tipiche di corsi *braided* quali barre longitudinali e trasversali (Unità di Modena **AES**<sub>8a</sub>).

I sedimenti sono tipicamente eterometrici, dalle ghiaie alle argille con proporzioni variabili di matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazioni sia dirette sia inverse, caratteristiche di dinamiche di massa tipo *debris-flow*. Sedimenti fini, sabbiosi e limosi, caratterizzati da laminazioni pianoparallele e incrociate e sottili livelli fangosi, vengono deposti durante le fasi di calo delle piene alla sommità delle barre longitudinali o sui fianchi di quelle laterali.

I depositi alluvionali terrazzati di questa unità sono organizzati in due livelli topografici distinti: uno sospeso generalmente fino a circa 10-15 m sull'alveo, più esteso e spesso sede di attività agricole ed insediamenti urbani, e uno ad un'altezza di circa 1-2 m sull'alveo, talora fissato da arbusti.

Localmente, all'interno del terrazzo più alto, possono essere presenti scarpate erosive minori che testimoniano i processi di approfondimento olocenici.

Allo sbocco delle valli montane sono presenti frequentemente depositi di piccole conoidi alluvionali, la cui origine è probabilmente dovuta all'interazione del trasporto torrentizio e della gravità.

Lo spessore di questa unità è variabile da 1 a 10 metri.

L'età varia dal Pleistocene superiore terminale per i depositi terrazzati più alti all'Olocene per quelli più bassi e all'Olocene attuale per quelli in deposizione in alveo.

Questo subsintema comprende i depositi alluvionali successivi all'ultima glaciazione e perciò l'età risulta variabile dal Pleistocene superiore terminale all'Olocene. I depositi più recenti ed attualmente in evoluzione fanno parte dell'Unità di Modena, che caratterizza la porzione stratigraficamente più alta del Subsintema di Ravenna.

Contiene i depositi più superficiali e più recenti del foglio (si veda il lavoro di CREMASCHI & GASPERI, 1989 per quanto riguarda la descrizione dei depositi rilevati nella località tipo). **AES8**<sub>a</sub> è un unità pellicolare, di pochi metri di spessore costituita da depositi fluviali terrazzati nei settori intravallivi e depositi di tracimazione nella pianura alluvionale.

La base e i limiti di AES<sub>8a</sub> sono individuati: 1) nei settori intravallivi, dalla presenza di una scarpata di terrazzo fluviale, alla base dei depositi di canale; 2) nei settori di pianura, dal contatto, in discontinuità, delle sue tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo o scarsamente calcareo con reperti di epoca romana o più antica (vedere le note illustrative del Foglio 256 Rimini, SEVERI *et alii*, 2005). Il tetto di AES<sub>8a</sub> è dato da un suolo poco evoluto, calcareo, di pochi decimetri di spessore e generalmente di colore bruno olivastro o bruno grigiastro (Hue 2.5Y, Value 3-5, Chroma 2-6; profilo Ap-Bw C: Entisuolo). Questa superficie di tetto è priva di reperti archeologici romani, o più antichi, non rimaneggiati ed è caratterizzata da una buona preservazione delle forme deposizionali originarie (ad esempio argini e piane inondabili).

Nei settori intravallivi l'unità è costituita da depositi di canale fluviale contenuti in un terrazzo incassato nei sedimenti alluvionali più antichi. Il limite inferiore dei depositi terrazzati è dato da una superficie d'erosione fluviale, che li mette direttamente a contatto con i depositi alluvionali più antichi e con quelli pre-quaternari. Nella valle del Fiume Marecchia prevalgono le ghiaie di canale fluviale che formano un corpo nastriforme, ad andamento leggermente sinuoso, che si sviluppa fino allo sbocco a mare. Nella valli di altri torrenti, le ghiaie sono abbondanti ma di estensione molto minore, mentre nelle altre valli sono presenti sottili nastri meandriformi costituiti da sabbie e sabbie limose.

La presenza di abbondanti e frequenti reperti romani (e più antichi) nei depositi sottostanti **AES8a**, la totale assenza di questi, non rimaneggiati, al suo interno, l'alterazione pedogenetica modesta o del tutto assente, indicano che questa unità è riferibile all'età post-romana e si è deposta in un intervallo di tempo compreso fra il IV-VI sec. d.C. (VEGGIANI, 1986; 1988) e l'Attuale.

#### 5.2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

Appartengono a questo insieme tutti quei terreni, eterogenei per genesi e litologia, che sono il risultato della deposizione in ambiente continentale, in particolare depositi di versante, che si trovano in discordanza sulle unità stratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi e per i quali, allo stato attuale delle conoscenze, non è stato possibile ricostruire una stratigrafia correlata a scala regionale. Queste unità quaternarie sono rappresentate nell'area del Foglio da frane e da coperture detritiche.

#### 5.2.1. - Depositi di versante (a), coltri eluvio-colluviali (b2), detriti di falda (a3)

Le coperture detritiche sono state distinte in depositi di versante, coltri eluviocolluviali e detriti di falda.

I depositi di versante (a) sono costituiti da materiale incoerente, eterogeneo ed eterometrico accumulato per gravità e ruscellamento superficiale in seguito alla degradazione meteorica delle principali scarpate o al denudamento dei versanti. Si rinvengono, in genere, al raccordo tra i versanti e i fondovalle, all'interno di vallecole. Sono generalmente costituiti da depositi angolosi e sub-angolosi e possono presentare clasti immersi in matrice (generalmente sabbioso-limosa) o a diretto contatto tra loro. A luoghi possono essere debolmente stratificati e/o cementati con sottili intercalazioni ricche di materia organica che rivelano brevi fasi pedogenetiche durante le quali i versanti erano ripopolati da vegetazione. Localmente i detriti presentano spessori ridotti (massimo 10 m), si raccordano alla morfologia attuale e sono relazionabili a processi recenti di denudamento dei versanti. In altri casi lo spessore e il grado di cementazione dei detriti è maggiore e, non raccordandosi con la morfologia attuale, sono reincisi o sospesi sui versanti. Questi ultimi sono generalmente associati a processi crioclastici operanti sui versanti denudati durante l'ultima glaciazione e per questo più frequentemente rappresentati in corrispondenza di substrati calcarei.

Sui ripiani o sui versanti con debole pendenza sono talora presenti coltri eluvio-colluviali (b2); queste sono costituite da elementi litoidi di varie dimensioni e da materiali incoerenti, quali sabbie, limi ed argille, talora pedogenizzati, che rappresentano il mantello detritico, ancora in posto, derivante dall'alterazione della roccia del substrato o accumulato dopo un breve trasporto per ruscellamento superficiale. Talora la matrice sabbioso-limosa si presenta arrossata per ossidazione e pedogenizzazione.

Lo spessore massimo osservato lungo i versanti è di circa 5 metri.

La Formazione Marnoso-Arenacea mostra, al contatto col detrito, una fascia alterata con "creeping" e frammenti centimetrici di strati arenacei per uno spessore variabile tra il decimetro ed il metro.

Ai piedi e nella parte inferiore delle scarpate più ripide si accumulano, per gravità, materiali incoerenti ed eterogenei ad elementi in genere grossolani (anche decine di metri cubi) che vanno a costituire i detriti di falda (a3). La matrice è per lo più sabbiosa e spesso si presenta pedogenizzata.

L'età di questi depositi (a, b2 e a3) è presumibilmente da riferirsi al Pleistocene superiore-Olocene, dubitativamente anche a parte del Pleistocene medio.

# 5.2.2. – Depositi di frana in evoluzione ( $\mathbf{a_1}$ ), depositi di frana senza indizi di evoluzione ( $\mathbf{a_{1q}}$ )

I depositi di frana non sono stati distinti geneticamente, ma in base al loro grado di attività; tale attribuzione è stata fatta su base geomorfologica e non strumentale, cioè su caratteri direttamente visibili sul terreno. Sono stati distinti i depositi di frana in evoluzione (a1) ed i depositi di frana senza indizi di evoluzione (a1q). Per depositi di frana in evoluzione s'intende un deposito associato a processi gravitativi in atto al momento del rilevamento o che ricorrono con un ciclo il cui periodo massimo non supera quello stagionale, mentre per depositi di frana senza indizi di evoluzione s'intende un accumulo dovuto a processi gravitativi non attivi al momento del rilevamento, per i quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto essi non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione" (VARNES, 1978; GNGFG, 1987, CRUDEN & VARNES, 1996). Sono frequenti i casi di corpi di frana senza indizi di evoluzione che presentano localizzati fenomeni di riattivazione, spesso non cartografabili.

Dal punto di vista litologico si tratta di depositi incoerenti a composizione eterogenea e granulometria eterometrica, con assetto caotico.

La densità e la tipologia delle frane varia notevolmente in relazione alle caratteristiche litologiche del substrato su cui si impostano. In particolare, i litotipi stratificati e costituiti da alternanze di livelli litoidi con livelli pelitici o marnosi favoriscono lo sviluppo di frane di scorrimento, rotazionale e/o traslativo, in particolar modo sui versanti con giacitura degli strati a franapoggio. Questo si verifica in tutti i terreni di natura torbiditica presenti e che occupano la maggior parte della superficie del Foglio.

Frequentemente si osservano fenomeni franosi in corrispondenza di direttrici tettoniche, quali faglie o sovrascorrimenti.

In corrispondenza delle scarpate più acclivi su terreni litoidi sono presenti frane di crollo o miste, di crollo e scorrimento. Dove affiorano terreni prevalentemente argilloso-marnosi (brecce argillose, unità argilloso-calcaree e formazioni argillose), la densità dei fenomeni franosi è molto maggiore; prevalgono frane di colamento o di tipo complesso, colate e scorrimenti traslativi. In queste litologie, sono inoltre frequenti forme calanchive, fenomeni di soliflusso (creep) e di espansione laterale.



#### V - TETTONICA

## 1. - QUADRO TETTONICO

In questo capitolo viene illustrato l'assetto tettonico delle varie successioni affioranti nel Foglio (vedere anche le figg. 2 e 3).

Il principale elemento è senza dubbio rappresentato dalla superficie di sovrapposizione a basso angolo che mette a contatto la coltre alloctona ligure ed epiligure o Coltre della Val Marecchia (CVM), sui depositi della successione umbro-marchigiano-romagnola nella parte meridionale del foglio (figg. 22 e 23) e sulla successione post-evaporitica del margine padano-adriatico in quella settentrionale, per la quale si ricorda che il significato tettonico o tettonogravitativo, è ancora in discussione.

L'assetto strutturale della coltre è caratterizzato da un insieme di scaglie embriciate di forma sigmoide (*horse*), delimitate da superfici listriche immergenti a sud-ovest (vedi anche in DE FEYTER, 1991 ed in CONTI, 2002), tra le quali spicca, per caratteristiche litostratigrafiche e per il diverso stile strutturale, la potente successione flyschoide calcareo-marnosa (Formazione di Monte Morello) del Monte Carpegna (fig. 19). Esse hanno una forma arcuata alla megascala, con convessità verso NE e mostrano un senso di trasporto da SO a NE. La geometria listrica delle superfici di movimento risulta bene evidente dal confronto delle rispettive inclinazioni nei diversi settori degli archi: le parti frontali delle scaglie mostrano inclinazioni delle superfici di movimento tra 30° e 45°, mentre lateralmente le superfici divengono meno inclinate (<20°), fino a suborizzontali

in corrispondenza della base della CVM. Tutte le superfici di movimento si radicano con la base della CVM, senza dislocarla. Le superfici presenti all'interno delle Liguridi quindi non interessano la Successione umbro-marchigiano-romagnola.

Le scaglie che formano la CVM sono strutturate con una porzione basale formata da unità argillitico-calcaree fortemente deformate (Argille Varicolori), alle quali seguono verso l'alto formazioni liguri più giovani e con litotipi dal comportamento meno plastico (formazioni di Sillano e di Monte Morello), oppure la Successione epiligure direttamente tramite superfici di discordanza angolare.

La geometria delle scaglie che formano la CVM, le relazioni tra queste ed i depositi autoctoni, e le relazioni tra i depositi epiliguri, permettono di suddividere la CVM almeno in due corpi principali, uno settentrionale posto lungo l'allineamento Sant'Agata Feltria-Perticara-San Marino, ed uno meridionale posto lungo l'allineamento Sasso Simone-Mercatino Conca (BONCIANI *et alii*, 2007).

La tettonica delle Unità Liguri affioranti nell'area della Val Marecchia è stata studiata, anche in epoca recente, da vari Autori ai quali si rimanda per una più dettagliata descrizione e un più completo elenco bibliografico (VENERI, 1986; MANNORI & SANI, 1987; DE FEYTER, 1991; CAPUANO et alii, 1987; CONTI et alii, 1987; BORTOLOTTI et alii, 1992; CONTI, 1991, 1994, 2002; CONTI & GELMINI, 1995; CONTI & TOSATTI, 1996; PERRONE et alii, 1998).

Le formazioni delle Liguridi mostrano una deformazione interna molto maggiore rispetto a quanto osservabile nelle formazioni della sovrastante Successione epiligure. La formazione delle Argille Varicolori risulta sempre fortemente tettonizzata ("Complesso caotico" di RUGGIERI, 1970; "Terreni caotici eterogenei" di CARLONI et alii, 1971) con lo sviluppo di una foliazione molto evidente che porta spesso alla completa obliterazione e trasposizione dell'originaria superficie di stratificazione. La foliazione che si sviluppa è solitamente un clivaggio di dissoluzione accompagnato ad un metamorfismo di basso grado. Questa foliazione sviluppa delle superfici con un andamento anastomizzato a tutte le scale di osservazione che conferiscono a questa formazione un aspetto caotico in affioramento, in cui solo raramente è possibile osservare porzioni della successione stratigrafica originaria. Le sovrastanti Formazione di Sillano e Formazione di Monte Morello risultano essere molto meno deformate internamente e solitamente sono riconoscibili la stratificazione e ogni altro carattere sedimentario. In queste formazioni la foliazione è limitata ad un clivaggio di dissoluzione nelle cerniere delle pieghe più chiuse.

Tutte queste formazioni sono delimitate da superfici a basso angolo che in molte aree determinano la sovrapposizione delle Argille Varicolori alla Formazione di Monte Morello.

La Successione epiligure è meno deformata rispetto alle sottostanti Liguridi ed è ancora possibile osservare la discordanza angolare tra le due successioni. Evidenze di deformazioni sono limitate a pieghe aperte che solo molto raramente sviluppano un clivaggio. Le formazioni della Successione epiligure sono comunque anch'esse coinvolte nella struttura a scaglie che caratterizza la Coltre della Val Marecchia.

Le varie fasi di sovrapposizione delle unità liguri sulle unità dell'avanfossa sono molto probabilmente responsabili delle discordanze stratigrafiche che permettono di individuare più sequenze stratigrafiche all'interno della Successione epiligure (CONTI, 1994; ROVERI et alii, 1999).

Attualmente la superficie basale della coltre mostra in generale un'immersione verso est, probabilmente dovuta al sollevamento della Romagna centrale (ANELLI *et alii*, 1994; CERRINA FERONI *et alii*, 1997, 2001, 2002).

I principali elementi tettonici che deformano le unità della sottostante Successione umbro-marchigiano-romagnola, sono invece strutture del tipo "imbricate fans thrusts" (BOYER & ELLIOTT, 1982) orientate circa ONO-ESE, con piano di movimento convesso immergente a SO o SSO. Il piano di scorrimento si presenta di solito molto inclinato (>45°), talora quasi verticale, per le deformazioni successive che hanno ripiegato queste strutture. Al piede dei suddetti thrusts, frequentemente sono presenti sinclinali con fianchi rovesciati; talora tali sinclinali sono lacerate al nucleo e i fianchi rovesciati sovrascorrono su quelli dritti. Raramente al tetto dei thrust sono presenti anticlinali. Queste strutture presentano sempre una notevole continuità laterale ed è stato possibile cartografarle in tutta la Romagna, fino alle valli del Santerno e del Sillaro (Appennino bolognese) dove si immergono sotto la coltre alloctona. Anche a est della valle del Savio thrusts e pieghe della successione romagnola si immergono sotto la coltre alloctona. Pur essendo molto continui lateralmente talora questi thrusts presentano rigetti minimi e non di rado passano ad anticlinali.

Sia i thrusts che le pieghe associate sono sigillate dalla messa in posto della coltre. Sulla base dei rapporti con le formazioni interessate, l'età di attivazione dei thrusts varia progressivamente dal Tortoniano superiore nella parte meridionale del Foglio al Pliocene inferiore nella parte settentrionale; tale attivazione sembra dunque procedere di pari passo con la messa in posto della CVM. Secondo CERRINA FERONI et alii (1997, 2001, 2002) infatti l'Appennino emiliano-romagnolo presenta uno stile di deformazione a duplex composto; la superficie di accavallamento della coltre alloctona costituirebbe il roof-thrust mentre il floor-thrust è costituito dallo scollamento a livello delle evaporiti triassiche. La superficie di scollamento tra la base delle successioni flyschoidi oligo-mioceniche e la sottostante successione carbonatica costituisce un livello di scorrimento intermedio e i thrusts che tagliano i flysch oligo-miocenici fino al

*roof-thrust* si configurano come *link-thrusts* che permettono la formazione di *horses*. Questo modello, secondo gli Autori, spiega bene i rapporti geometrici e temporali tra la messa in posto della coltre e l'attivazione dei *thrusts* della Formazione Marnoso-Arenacea.

Le strutture compressive sopra descritte sono dislocate da faglie disgiuntive subverticali con direzione appenninica e antiappenninica. L'età di queste strutture è dunque almeno post-Pliocene inferiore.



Fig. 22 - Veduta di Monte Ercole da Monte Carpegna. La Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è sovrascorsa sulla Formazione dei Ghioli di letto, nei quali si è inserita la Coltre alloctona della Val Marecchia, con sopra un lembo della Formazione di Monte Comero.

Tali strutture disgiuntive si presentano spesso come zone di intensa fratturazione, ma senza rigetti importanti alla scala cartografica. I rigetti riconoscibili lungo tali superfici presentano sia componente verticale che orizzontale.

Lungo le strutture trasversali all'asse della catena, dette "antiappenniniche", si sono impostati i principali corsi d'acqua del settore padano-adriatico dell'Appennino Settentrionale.

La presenza di terrazzi alluvionali del Pleistocene superiore a quote molto elevate rispetto agli alvei attuali indica un'attività di sollevamento di questo settore molto recente, probabilmente anche attuale.

Indicazioni di tettonica attiva in questo settore dell'Appennino derivano anche dalla frequente sismicità dell'area (tutti i comuni ricadenti in questo foglio sono classificati sismici di zona 2 dalla recente riclassificazione sismica del territorio nazionale). Nella recente "Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna", BOCCALETTI *et alii* (2004) riportano meccanismi focali compressivi, alcuni dei quali ricadenti nell'area del Foglio e indicano come strutture attive la faglia trasversale del Savio, interpretata come una trascorrente sinistra, e il sovrascorrimento di S. Sofia che attraversa questo Foglio poco a sud di Quarto.



Fig. 23 - A sinistra la successione Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola-Formazione dei Ghioli di letto –Formazione di tetto con la litofacies Gessoso-solfifera risedimentata, a destra la Formazione dei Ghioli di letto contenenti livelli lenticolari della litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria, sormontati da termini liguri della Coltre alloctona. Le due successioni sono a contatto tramite un'importante discontinuità tettonica trasversale.

## 2. – EVOLUZIONE STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

L'analisi dei rapporti stratigrafico-strutturali all'interno dell'area studiata, ricavata attraverso il rilevamento geologico, ha permesso di definire l'assetto e l'evoluzione stratigrafico-strutturale delle unità affioranti ed i rapporti tra tettonica e sedimentazione intercorsi tra le unità alloctone e semialloctone della Coltre della Val Marecchia e quelle paleoautoctone e neoautoctone della Successione umbro-marchigiano-romagnola e della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico durante l'intervallo Miocene-Pliocene.

Esistono sostanzialmente, come già accennato, due principali modelli evolutivi che riguardano la Coltre della Val Marecchia, essi si basano sulla distinzione e sulla natura del meccanismo di formazione della Coltre stessa.

Il primo modello considera la gravità come principale causa di evoluzione, dove la CVM si sarebbe strutturata attraverso una serie di processi gravitativi di corpi lenticolari, paragonabili ad enormi flussi o colate massive (MERLA, 1951; SELLI, 1967; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; REUTTER *et alii*, 1980; VENERI, 1986; DE FEYTER *et alii*, 1986; VAN DEN BERG, 1990; DE FEYTER, 1991). Dalle dinamiche di messa in posto, dipendono conseguentemente la geometria interna dei corpi e dai rapporti con la sottostante successione paleoautoctona.

Il secondo modello lega la messa in posto della CVM esclusivamente a processi tettonici che hanno portato all'evoluzione dell'Appennino Settentrionale, collegando la formazione di bacini epiliguri direttamente alla deformazione del fronte appenninico (Conti, 1989, 1994; 2002; Conti & Gelmini, 1995; Conti & Tosatti, 1996; Cerrina Feroni *et alii*, 2002a).

Una variante di carattere intermedio ai due modelli sopra indicati, come già accennato nei capitoli precedenti, è rappresentata da un sistema di *active shearing* plus gravitational sliding, come suggerito, anche se in maniera differenziata, da alcuni Autori (RICCI LUCCHI, 1986; RICCI LUCCHI & ORI, 1985; ROVERI et alii, 1999; CARMIGNANI et alii, 2002; BONCIANI et alii, 2007).

I rapporti tra la CVM e la sottostante successione autoctona, indicano che la sovrapposizione si è verificata su un substrato in parte già strutturato.

La presenza di depositi di frana sottomarina con materiale extraformazionale ad affinità ligure nel Membro di Collina della Formazione Marnoso-Arenacea (*slump* di Nasseto nel confinante Foglio 265-Bagno di Romagna) indica che la coltre alloctona era già prossima al margine interno dell'avanfossa romagnola nel Serravalliano inferiore terminale; tuttavia la presenza delle Marne di San Paolo al di sotto della coltre indica che la messa in posto sui depositi dell'avanfossa romagnola è avvenuta non prima del Tortoniano medio-superiore e che il depocentro dell'avanfossa era già migrato verso NE.

Sui termini liguri della coltre poggiano in netta discordanza angolare le formazioni epiliguri, il cui contatto di base è spesso tettonizzato. Le placche epiliguri poggiano sui termini liguri sia con depositi eocenici, oligocenici e miocenici che, come per le placche più orientali, direttamente con depositi messiniani. La Successione epiligure è ripartita in più sequenze separate da discordanze stratigrafiche, legate alle varie fasi deformative delle unità liguri ed alla messa in posto della coltre.

Le unità deposizionali riconosciute nella Successione epiligure affiorante nel Foglio 266, sono tre.

L'unità deposizionale 1 è data dalla successione Eocene medio-superiore - Burdigaliano inferiore costituita dal Complesso della Valle del Savio, dalla Formazione di Monte Comero, dalla Formazione di Antognola, dalla Formazione di Poggio Carnaio, dalla Formazione di Campaolo e dalla Formazione di Contignaco affioranti nella porzione occidentale della coltre.

L'unità deposizionale 2 (Burdigaliano superiore - Tortoniano) è data, in ordine dal basso, dalla Formazione di San Marino, dalla Formazione di Monte Fumaiolo e dalla Formazione del Barbotto.

L'unità deposizionale 3 (Tortoniano superiore-Messiniano superiore) è data dal basso, dalla Formazione di Acquaviva, dalle Argille di Casa i Gessi e dalla Formazione Gessoso-solfifera.

Risulta inoltre evidente dalle carte geologiche, che le placche epiliguri poggiano esclusivamente sulle Argille Varicolori, le quali costituiscono i termini liguri più antichi (Cretacico) della coltre alloctona, mentre non poggiano mai sui termini eocenici della Formazione di Monte Morello, benchè strutturalmente più alti. Questi dati ed altre considerazioni, fanno ritenere che la principale strutturazione della coltre alloctona sia posteriore alla sedimentazione epiligure miocenica, e sviluppata durante la messa in posto della coltre stessa, mentre la strutturazione interna delle unità liguri (anche associata a scistosità penetrativa), è il prodotto delle fasi deformative liguri (BONCIANI *et alii*, 2001, 2005; CARMIGNANI *et alii*, 2002).

Nello sviluppo e strutturazione della CVM, hanno svolto un ruolo determinante i lineamenti tettonici antiappenninici, quale ad esempio la faglia di Sant'Agata Feltria, orientata OSO-ENE. Sin dal Messiniano inferiore, essa ha controllato fortemente la sedimentazione nel bacino di avanfossa. La faglia, con carattere sinsedimentario, sembra avere suddiviso trasversalmente l'avanfossa in due settori: uno settentrionale contraddistinto dalla sinclinale di Sapigno con deposizione di depositi principalmente pelitici (Formazione dei Ghioli di letto) ed evaporiti risedimentate (litofacies "Gessoso-solfifera" risedimentata della Formazione di tetto), provenienti dalla "Vena del Gesso"; uno meridionale (posto a sud della suddetta faglia), caratterizzato da un maggiore spazio di accomodamento, con sedimentazione di una successione pelitica più potente

(Formazione dei Ghioli di letto) contenente orizzonti di *slump*, livelli lenticolari arenacei torbiditici (litofacies delle Arenarie di Sant'Agata Feltria), e numerosi olistostromi di materiale ligure-epiligure. Questa successione è delimitata in alto da un potente accumulo di corpi alloctoni, costituenti la CVM.

Per quanto riguarda le porzioni più esterne della coltre alloctona, l'assetto dei terreni liguri è decisamente più caotico rispetto alle aree più occidentali. Inoltre, nel sottosuolo del riminese (RER & ENI-AGIP, 1998; F. 256 Rimini, SEVERI *et alii*, 2005; CERRINA FERONI *et alii*, 2001, 2002), si riconosce la progressiva diminuzione di spessore della CVM all'interno dei sedimenti del Pliocene Inferiore. Questi ultimi danno sviluppo verso l'alto ad una potente successione neoautoctona argilloso-arenacea del Pliocene Inferiore-Pleistocene Inferiore (per la parte alta limitata al Pliocene Medio nel presente foglio), a tendenza nettamente regressiva.

L'interpretazione dei lineamenti mappati, l'analisi della cronologia relativa degli eventi e delle successioni sedimentarie, ha permesso di ricostruire un quadro dettagliato degli eventi deposizionali e tettonici che hanno interessato la Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene Medio, e di collocarli nel quadro evolutivo della parte esterna dell'Appennino Settentrionale. Sulla base di ciò sono individuabili quattro principali eventi deposizionali e tettonici (fig.24) (vedi anche in Bonciani et alii, 2007).

- Primo evento (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore): esso predata la strutturazione della CVM. Le Unità Liguri sono sovrascorse sulla Marnoso-Arenacea interna, con la formazione di un *thrust-front* interno, orientato NNO-SSE (Monte Fumaiolo) e la chiusura della parte più interna dell'avanfossa della suddetta unità. I depositi epiliguri coinvolti più giovani, sono del Serravalliano.
- Secondo evento (parte alta del Messiniano inferiore Messiniano superiore): si assiste alla prima fase di strutturazione della CVM all'interno del bacino di sedimentazione della Formazione dei Ghioli di letto. Questo episodio è iniziato con la deposizione di una potente successione pelitica, con intercalazioni di depositi grossolani (Arenarie di Sant'Agata Feltria) ed olistoliti ed olistostromi provenienti dal fronte alloctono in avanzamento. Questa sequenza ha riempito il depocentro profondo del bacino, con il condizionamento legato all'attività tettonica trascorrente di faglie antiappeniniche, come la faglia di Sant'Agata Feltria. La frequenza e le dimensioni dei corpi olistostromici è poi aumentata nel tempo (parte superiore della Formazione dei Ghioli di letto), sino alla messa in posto di enormi corpi liguri/epiliguri, che hanno modificato la fisiografia di tale porzione di bacino. In questo caso, i volumi di roccia in questione, hanno fortemente condizionato i processi sedimentari, fino al riempimento della depressione bacinale e la chiusura della sedimentazione per tale settore.

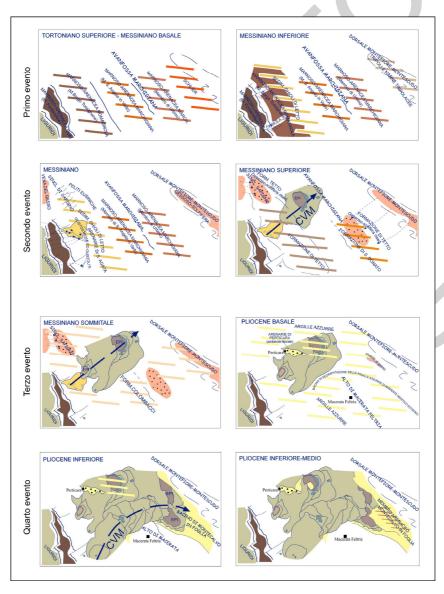


Fig. 24. - Evoluzione della Coltre della Val Marecchia (CVM) nel bacino di avanfossa. Sono rappresentati i quattro eventi tettonico-deposizionali. Le barre colorate oblique indicano i depositi delle formazioni in corso di sedimentazione nei vari momenti. Le frecce grandi indicano la direzione di messa in posto e di trasporto della CVM. EPI – depositi epiliguri.

- Terzo evento (passaggio Miocene-Pliocene): il processo di messa in posto della CVM subisce un'ulteriore sviluppo, probabilmente anche in continuità con il precedente evento. Inoltre, si assiste all'interazione, all'interno del bacino, tra i corpi alloctoni ed i primi sedimenti pliocenici. Questi ultimi assumono il significato di depositi in parte autoctoni ed in parte semialloctoni.
- Quarto evento (Pliocene inferiore-medio): esso segna la fase finale di messa in posto nella posizione esterna della CVM, all'interno delle Argille Azzurre. Nel settore settentrionale, si ha un ulteriore impulso di avanzamento della CVM verso l'avampaese adriatico, con la conseguente deformazione anche dei depositi pliocenici dell'area di Perticara (litofacies arenaceoconglomeratica di Monte Perticara). Nel settore meridionale, la depressione fomatasi tra il primo corpo alloctono e l'alto strutturale di Macerata Feltria (nel Foglio 267-San Marino), agì come elemento di richiamo per un secondo e più importante corpo di materiale ligure/epiligure, che si è originato in questo evento. Si assiste così alla messa in posto della porzione meridionale della CVM, la cui direzione di movimento, è stata fortemente condizionata dalla fisiografia del bacino pliocenico.

## VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

## 1. - FRANE E FENOMENI DI EROSIONE ACCELERATA

Nell'area del Foglio Mercato Saraceno la gravità costituisce l'agente morfogenetico principale nell'evoluzione del paesaggio. I versanti infatti sono interessati da numerosi fenomeni franosi di diversa tipologia ed estensione a causa dei quali la forma dei versanti e l'idrografia superficiale risultano in continua evoluzione, condizionando le attività antropiche poichè l'intensità di tali dinamiche costituisce un fattore di rischio molto elevato per la stabilità dei centri abitati e delle infrastrutture. La franosità del territorio della Val Marecchia e dell'area del Montefeltro è nota nelle cronache sin dal Medio Evo (PERSI *et alii*, 1993) con numerosi riferimenti ad eventi catastrofici (Maiolo nel 1700, Perticara nel 1885, ecc.).

Le cause dell'instabilità dei versanti costituiscono il risultato dell'interazione di più fattori e in genere viene riferita a cause predisponenti e cause scatenanti. La principale causa predisponente i movimenti gravitativi dell'area è costituita dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti (litologie prevalentemente argillose), dal loro assetto strutturale (sovrapposizioni di formazioni a forte contrasto di erodibilità) e dalla storia tettonica regionale che ne ha condizionato le scarse proprietà geotecniche attuali, in particolare i bassi valori di resistenza al taglio e di angolo di attrito (ESU, 1977; GORI & VANNUCCI, 1987). Un'altra importante causa predisponente il dissesto per frana dell'area è costituita

dall'energia del rilievo che localmente risulta molto elevata a causa sia, come già detto, dell'affioramento di formazioni a forte contrasto di competenza, sia dell'approfondimento del reticolo idrografico, guidato dalla sostanziale impermeabilità e facile erodibilità del substrato argilloso, che favorisce il deflusso superficiale delle acque correnti. Inoltre, la scarsa copertura pedogenetica sui versanti non offre protezione naturale all'azione delle acque meteoriche, predisponendo i terreni prevalentemente argillosi all'imbibizione e alla liquefazione.

Le principali cause scatenanti l'attivazione dei fenomeni franosi sono costituite dagli eventi meteorici (pioggia e scioglimento delle nevi), l'approfondimento del reticolo idrografico e l'attività antropica. Le acque meteoriche sono le principali responsabili dei processi di imbibizione che vengono favoriti dalla presenza di numerose discontinuità alla scala micro- e macroscopica, dovute sia alla tettonizzazione dei terreni sia ai processi di dilatazione-contrazione tipici dei litotipi argillosi. Localmente sono stati osservati fenomeni di *piping* a piccola scala che contribuiscono alla saturazione di interi versanti per spessori di qualche metro. Meno comunemente, sono state osservate frane innescate dall'escavazione al piede del versante da parte dei corsi d'acqua, fenomeni generalmente indotti da erosioni laterali di sponda. Per quanto riguarda l'attività antropica è stato osservato che le pratiche di aratura, in concomitanza con fenomeni piovosi, favoriscono l'innesco di numerose frane, generalmente di piccole dimensioni, prevalentemente per colamento.

I dissesti di maggiore interesse in questo foglio sono le frane e l'erosione accelerata che danno origine a forme calanchive anche diffuse. Lo sviluppo di entrambi è legato principalmente alla presenza di formazioni pelitiche e al loro stato di fratturazione.

In tutte le aree dominate da litotipi argilloso-marnosi (come AVR, MVS, FCO, GHT, FAA, GHL, CEA), la percentuale di territorio interessato da fenomeni franosi e fenomeni di erosione diffusa e accelerata è molto elevata, anche se, per ovvi motivi di scala, in carta non sono state cartografate tutte le frane effettivamente esistenti.

In carta sono state distinte le frane con evidenti segni di attività (presenza di crepacciature sul terreno, danni ai manufatti o alle colture) da quelle che risultano al momento senza indizi di evoluzione (stabili o quiescenti). Il temporaneo assestamento presunto, si suppone essere dovuto principalmente alla naturale interruzione dell'azione della forza di gravità ed in minor misura per opera dell'uomo. Questo metodo contiene un grado di soggettività non indifferente, poiché il criterio di identificazione e interpretazione del grado di attività dipende dall'esperienza del rilevatore e dalle informazioni disponibili.

La definizione di frana senza indizi di evoluzione, "depositi non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione" (GNGFG, 1987), non esclude che, in caso di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale, o in presenza di eventi sismici di elevata energia, una frana attualmente quiescente possa riattivarsi, cosicché in questa classe rientrano anche le frane antiche.

I corpi di frana più comuni sono costituiti da depositi caotici di litotipi eterogenei ed eterometrici, talvolta monogenici, in matrice pelitica o limososabbiosa, prodotti da "creep", smottamenti e colate. In generale le frane che si sviluppano nei litotipi argillosi sono piuttosto superficiali, ma talora sono parte di frane più articolate e complesse che possono interessare l'intero versante con superfici di scivolamento ben più profonde (frane con superfici rotazionali che evolvono al piede in colate allungate o a ventaglio).

Nei terreni meno argillosi, come la Formazione Marnoso-Arenacea e la Formazione di Monte Comero, la percentuale media di territorio in frana è minore ma si osserva una concentrazione dei fenomeni franosi nelle aree più deformate, prossime ai sovrascorrimenti e alle zone di faglia trasversali all'asse della catena. Tali frane, specialmente nei terreni caratterizzati da alternanze di peliti e arenarie, sono spesso dovute a scivolamenti, anche in blocco, lungo versanti a franapoggio; talora sono di tipo complesso. In generale sono estese e con piani di scorrimento profondi. Sono presenti anche crolli di roccia lungo le scarpate delle formazioni litoidi, in particolare se interessate da intensa fratturazione.

Anche lo sviluppo di calanchi su formazioni argillose è favorito da una maggiore fratturazione. Ad esempio nelle argilliti varicolori e nei *mélanges* epiliguri della coltre, l'erosione ha uno sviluppo rapido e arealmente esteso per la presenza della fitta rete di fratture pervasive, fino a foliazione e scistosità, che determina una permeabilità secondaria delle argille e quindi il loro rigonfiamento. Di conseguenza la testata di questi calanchi tende ad arretrare più velocemente e al piede si hanno accumuli più consistenti rispetto a quanto succede nei calanchi delle argille plioceniche.

#### 1.1 TIPOLOGIE E DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI

## 1.1.1. - Frane per colamento

Le frane per colamento costituiscono la tipologia più diffusa nell'area (fig. 25) e interessano tutti i tipi di terreni presenti, dai litotipi calcarei e calcareo-marnosi a quelli argillosi, anche se più diffuse su questi ultimi. La maggior parte di queste frane sono costituite da colate di fango e terra (*mudflow*, *earthflow*) favorite da processi di fluidificazione del substrato argilloso. Alcune di queste tuttavia presentano caratteri complessi, quali la presenza di un movimento di rotazione nella zona di corona (*mudslide*, *earthslide*, *slump-earthflow*, *slump-mudflow*) o la presenza di numerosi gradini sia sulla corona sia sul corpo di frana.

Nell'area di studio è possibile distinguere tre principali tipologie di colamento:

- **colamenti di piccole dimensioni**, che interessano porzioni limitate di versanti indipendentemente dalla presenza di impluvi;
- colamenti "di impluvio", con il materiale in frana che va ad occupare e sostituire il reticolo idrografico all'interno degli impluvi, confluendo in quelli principali;
- colamenti complessi, di grandi dimensioni, di differente età e stato di attività, che interessano interi versanti e le cui dinamiche sono spesso di difficile valutazione.

## 1.1.1.1. - Colamenti di piccole dimensioni

Questi colamenti hanno estensioni variabili, da pochi metri a qualche ettaro, sono generalmente superficiali, in continua evoluzione e si attivano principalmente in corrispondenza degli eventi piovosi. Prevalentemente interessano le formazioni argillose o le coperture detritiche ed eluvio-colluviali, ma sono presenti anche in corrispondenza delle formazioni litoidi.

La zona di corona è sempre ben definita e in continuo arretramento, mentre nella parte centrale della frana spesso si osserva la formazione di argini dovuti alla spinta laterale esercitata dalla massa. Sulla superficie del corpo di frana sono presenti numerosi rigonfiamenti, perpendicolari al senso di movimento e che tendono ad arcuarsi nei pressi dei fianchi. Il piede della frana è caratterizzato da lobi la cui convessità è diretta nel senso del movimento. Questo tipo di frane frequentemente evolve attraverso processi di ruscellamento concentrato nell'area di corona fino a formare morfologie pseudocalanchive.

Dove il movimento è più lento la copertura vegetale si mantiene relativamente intatta e si osservano rotture in superficie, sia nella zona di corona sia lungo i fianchi della frana, mentre dove la velocità del movimento è alta, la copertura vegetale viene rimossa ed è possibile osservare la quasi totale assenza di copertura pedogenetica.



Fig. 25 - Colamento di fango che interessa la formazione pliocenica delle Argille Azzurre. Il movimento, relativamente lento, causa la formazione di tipici lobi nel piede della frana mentre nella zona di corona la presenza di gradini e piccole trincee indicano l'arretramento della corona stessa e un movimento di tipo rotazionale (strada Novafeltria-Perticara).

## 1.1.1.2. - Colamenti di "impluvio"

Questo tipo di colamenti è caratterizzato da un'area sorgente posta alla sommità dei versanti costituita da numerosi colamenti di piccole dimensioni affiancati e da un'area di impluvio situata al piede di tali versanti, all'interno della quale confluisce il fango proveniente dall'area sorgente. Sono favoriti dal comportamento fluido del substrato argilloso che, fortemente imbibito di acqua, tende a creare un vero e proprio "reticolo di drenaggio", i cui canali sono in realtà percorsi da masse fangose in continuo movimento verso valle (mudflow, earthflow). Su versanti ad alta acclività, le frane nell'area sorgente si verificano inizialmente per scivolamento rotazionale evolvendo rapidamente come

colamento. Nell'area sorgente la coalescenza delle numerose corone di frana e il loro continuo arretramento favorisce la formazione di aree denudate e paesaggi di tipo calanchivo, mentre le colate si muovono verso valle anche su pendenze molto deboli. La superficie del corpo di frana è generalmente interessata da numerosi rigonfiamenti e lobi allungati in direzione perpendicolare al movimento, da fuoriuscite d'acqua e impaludamenti.

Le dimensioni complessive di questi colamenti variano secondo le dimensioni dell'area sorgente e dell'ampiezza dell'impluvio di fondovalle all'interno del quale rifluisce il materiale di frana.

## 1.1.1.3. - Colamenti complessi

Alcuni versanti sono caratterizzati da forme peculiari riconducibili a colamenti di dimensioni chilometriche, sia come sviluppo longitudinale che trasversale (fig. 26). Dal punto di vista geomorfologico si possono distinguere i grandi colamenti in evoluzione da quelli antichi.

Questi ultimi sono profondamente reincisi dal reticolo idrografico attuale, spesso non si raccordano alla morfologia odierna del versante, presentano una superficie generalmente rimodellata, senza indizi di movimento e la zona di corona non è più riconoscibile. Si tratta di grandi frane verificatesi nel passato, in condizioni morfoclimatiche differenti da quelle odierne, secondo meccanismi attualmente non attivi, quindi nel loro complesso non più in evoluzione. Tuttavia frane superficiali e di piccole dimensioni spesso interessano il corpo principale di tali frane, soprattutto dove più profonda è l'incisione dal reticolo idrografico.

Alcune frane, di dimensioni paragonabili a quelle appena descritte, presentano invece la zona di corona ben definita e in arretramento, la superficie del corpo di frana caratterizzata da numerose irregolarità, lobature, rigonfiamenti e impaludamenti. Le infrastrutture e gli edifici presenti appaiono danneggiati, mentre le acque di scorrimento superficiale stentano ad individuare direzioni di drenaggio ben definite. Queste frane, date le dimensioni, hanno un'evoluzione complessa, ma alcune presentano ancora indizi di attività secondo il meccanismo che le ha innescate, in tutto il corpo di frana o in parte di esso. Il loro potenziale distruttivo è evidenziato dalle testimonianze storiche.

#### 1.1.2.- Frane per scivolamento

Le frane di scivolamento sono state osservate soprattutto in corrispondenza di formazioni caratterizzate da alternanze ben stratificate di litotipi differenti, quali arenarie e peliti o calcari e marne argillose.

La tipologia di frana più diffusa è quella per scivolamento rotazionale (*rock slump*), che frequentemente evolve in colamento, costituendo in realtà una frana di tipo complesso (*slump-earth flow*). In genere questo tipo di frana presenta una corona ben definita di forma semicircolare sulla cui scarpata è possibile osservare i caratteri del substrato in affioramento. La corona di frana successivamente tende ad arretrare, attraverso la formazione di numerose trincee e fessure nella zona a monte. Il movimento di rotazione del blocco è, a volte, evidenziato dalla rotazione della giacitura originale degli strati, fenomeno meglio osservabile in corrispondenza di formazioni spiccatamente litoidi.



Fig. 26 - Frana complessa per prevalente colamento. L'assetto strutturale condiziona la tipologia del movimento nelle aree di corona: sui versanti a reggipoggio (sulla dx) il movimento iniziale avviene per scivolamento rotazionale mentre sul versante a franapoggio (sulla sin.) il movimento è per colamento (pressi di Pereto).

Le dimensioni di queste frane sono variabili, ma in generale quelle più piccole si impostano su litologie meno resistenti.

Localmente sono stati osservati alcuni scivolamenti traslativi in corrispondenza di versanti con giaciture a franapoggio, su litologie caratterizzate da alternanze di rocce lapidee stratificate con interstrati incompetenti.

Frane di scivolamento come quelle descritte, nel loro complesso, costituiscono forse elementi di minore rischio rispetto alle frane per colamento, soprattutto dove le pendenze dei versanti sono moderate. Tuttavia, come illustrato, alcune loro parti presentano caratteri di spiccata instabilità, come le zone di corona, in continuo arretramento, e la parte mediana e distale del corpo di frana che di frequente evolve in colamento.

## 1.1.3 .- Frane per crollo e ribaltamento

Le frane per crollo e per ribaltamento sono caratterizzate dal distacco dei materiali e dalla loro caduta libera nell'aria o dal loro ribaltamento frontale. La condizione predisponente essenziale per questo tipo di frane è la presenza di pareti verticali o subverticali. Nell'area di studio questa condizione si verifica in corrispondenza dell'affioramento delle formazioni litoidi sovrapposte a litotipi argillosi o di minore competenza.

Si tratta di situazioni che interessano prevalentemente le formazioni Epiliguri (Formazione di San Marino e Formazione di Monte Fumaiolo), la Marnoso-Arenacea e in misura minore la Formazione di Monte Morello. In questi casi il contrasto di competenza tra le differenti litologie ha condotto alla formazione di pareti o scarpate in roccia il cui modellamento evolve, però, attraverso processi gravitativi che coinvolgono blocchi di varie dimensioni.

L'intersezione dei piani di frattura o di faglia con la stratificazione porta all'individuazione di prismi rocciosi isolati da fenditure che, a seguito dell'azione di processi meccanici (dilatazione a causa delle acque percolanti) e chimici (dissoluzione), tendono ad ampliarsi fino a provocare il distacco, che può avvenire per crollo o ribaltamento. Spesso tale distacco è scatenato dallo scalzamento al piede della parete rocciosa ad opera, sia del ruscellamento, sia, più spesso, del rifluimento e del colamento delle formazioni argillose presenti alla base.

#### 1.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Nell'area del Foglio sono state osservate Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) di tipo *rock-block slide* (versante occidentale del Monte Carpegna) con distacchi progressivi di blocchi lungo le discontinuità costituite dai piani di stratificazione o da interstrati meno competenti (figg. 27 e 28). In questi casi l'assetto giaciturale è decisivo nell'individuazione del tipo di movimento.

In alcuni casi, sono state osservate DGPV con superfici di rottura subcircolari che individuano dei veri e propri scivolamenti rotazionali di grandi dimensioni. In questi casi la dislocazione dei contatti è notevole e la superficie di rottura facilmente individuabile. Un carattere comune a quasi tutte le DGPV osservate è la franosità associata, sia superficiale sia profonda, spesso attiva e con effetti drammatici sul territorio.

#### 1.3. - CARATTERISTICHE DELLE FRANE PIÙ SIGNIFICATIVE

Di seguito vengono brevemente descritte alcune frane di particolare interesse per la vicinanza a centri abitati e che costituiscono esempi di quanto descritto sopra. Le informazioni sono tratte dall'Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna (RER – CNR, 1993).

Un esempio di frana in terreni argillosi pliocenici è la colata di fango che minaccia l'abitato di Ponte Uso nel quadrante nord-orientale del foglio. Come accade in genere per questo tipo di frane in argille plioceniche l'area interessata non è molto estesa; la lunghezza è circa 500 metri per una larghezza variabile da 50 a 200 metri; lo spessore massimo del corpo di frana è 6,5 metri. Verso sud, prima di raggiungere il fondovalle, questa colata si salda con un altro fenomeno franoso analogo.

Esempi di frane complesse in terreni argillosi sono invece quelle che interessano il versante a nord dell'abitato di Strigara, sempre nel quadrante nordorientale. Si tratta di scorrimenti rotazionali retrogressivi che evolvono in colate. Tutta l'area è diffusamente interessata anche da calanchi.

Tali frane complesse hanno generalmente dimensioni e spessori maggiori delle colate di fango.

Un esempio di frana di crollo (talora non cartografabili) è quello che ha interessato l'abitato di Mercato Saraceno, nei quadranti settentrionali. I crolli sono dovuti sia alla scarsa resistenza dell'ammasso roccioso che all'erosione al piede della scarpata da parte dei corsi d'acqua. Le pareti rocciose sono costituite da arenarie poco cementate riferibili al Membro di Fontanelice (FMA13) e

interessate da una fratturazione pervasiva dovuta alla presenza di faglie "antiappenniniche".

Frane più estese e complesse sono invece quelle in terreni costituiti da alternanze torbiditiche arenaceo-pelitiche che interessano gli abitati di Selvapiana e Quarto nel quadrante sud-occidentale.

La frana di Selvapiana interessa diffusamente il versante nord del Monte Comero; inizia dalla Formazione di Monte Comero e si sviluppa nella Formazione Marnoso-Arenacea fino al fondovalle del Fiume Savio.

Si tratta di più fenomeni franosi di tipo complesso, con scorrimenti rototraslativi che evolvono in colata. Le dimensioni di questi fenomeni sono piuttosto estese; la lunghezza dell'area coinvolta dai fenomeni franosi raggiunge i 3 chilometri



Fig. 27 - Deformazione complessa con movimento prevalente di rock block slide sul versante nordoccidentale del Monte Carpegna. Le irregolarità topografiche, la presenza di numerose trincee, contropendenze e fratture lasciano presumere il lento costante movimento della massa.

mentre la larghezza è di varie centinaia di metri fino a circa 1 chilometro; lo spessore del corpo di frana è estremamente variabile e difficilmente valutabile, ma comunque frequentemente superiore a 10 metri.

La frana di Quarto, a cavallo dei quadranti occidentali del Foglio, interessa un'area di intensa deformazione della Formazione Marnoso-Arenacea. Si sviluppa infatti nel fianco rovesciato della sinclinale al piede del *thrust* di S. Sofia che in quest'area interferisce anche con il fascio di faglie trasversali del Savio. Si tratta per lo più di uno scivolamento rototraslativo di notevoli dimensioni che si estende per oltre 2 chilometri di lunghezza, e per una larghezza massima superiore ai 600 metri, dalla dorsale a nord-ovest di Quarto fino al fondovalle del Savio dove, nel marzo del 1812, ha sbarrato il corso del fiume dando origine al Lago di Quarto. Lo spessore massimo del corpo di frana è stimabile intorno ai 100 metri.

Il versante nord-occidentale del M. Carpegna è caratterizzato dalla presenza di grandi movimenti franosi associabili a DGPV che interessano il substrato litoide presente alla sommità del versante. I litotipi prevalentemente argillosi sottostanti favoriscono l'innescarsi di numerosi e diffusi fenomeni di colamento, con velocità di movimento e spessore di materiale coinvolto variabile. Alcuni centri abitati, come Soanne, presentano numerose lesioni al patrimonio architettonico.

Altre frane molto importanti sono quella di Novafeltria, di Maioletto, di Sant'Agata Feltria e di Perticara (figg. 29, 30 e 31).

Tra queste, la frana di Sant'Agata Feltria, originatasi alle pendici di Monte Ercole, distrusse negli anni '30, una parte dell'abitato, o la frana di Maioletto, che nel 1700 distrusse l'intero paese.

## 2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Un forte impulso economico è stato dato ai paesi della parte settentrionale di questa zona dallo sviluppo dell'attività estrattiva di materiali gessosi sin dalla seconda metà dell'Ottocento, anche se già dal Seicento si ha menzione dell'utilizzo del gesso estratto tra Bora e Monte Jottone (COMUNE DI CESENA, 1986); dopo la Sicilia la maggiore industria estrattiva di zolfo si sviluppò nelle Marche, dove furono attive le più grandi miniere d'Italia, per importanza dei giacimenti, per sviluppo dei lavori e per volumi di produzione. Per alcuni anni, tre miniere marchigiane produssero la metà di zolfo greggio estratto da oltre un centinaio di miniere siciliane. Poco più a nord, nel Foglio 255 Cesena, la storia ed il paesaggio sono stati condizionati per oltre un secolo dalla ricerca di filoni mineralizzati.

Data l'entità dei giacimenti di zolfo dell'area, si può parlare a ragione di bacino solfifero del Montefeltro. Tra le miniere principali del Foglio 266 vi sono, tra quelle che ricadono nell'area romagnola, quella di Piaia a Nord di Paderno e



Fig. 28 - Trincee con spostamento laterale di blocchi nell'area di Testa del Monte. Questi costituiscono i tipici indizi geomorfologici di DGPV; in questo caso il movimento tipo rock-block slide è favorito dalla giacitura a leggero franapoggio della formazione di Monte Morello e dalla presenza di interstrati argilloso-marnosi. L'andamento di queste trincee è perpendicolare al versante con continuità laterale di molte centinaia di metri.



Fig. 29 - La frana di S. Agata Feltria. Si tratta anche in questo caso di una frana complessa che evolve principalmente per colamento. Lo stato di attività è evidenziato dagli eventi storici che hanno causato numerosi danni alla popolazione anche se le riattivazioni interessano spesso porzioni limitate del corpo di frana. Tuttavia la sua attività seppur con basse velocità di movimento nel suo complesso è testimoniata dai numerosi danni alle infrastrutture presenti nella zona distale della frana stessa.



Fig. 30 - Grande frana per colamento sul versante nord-occidentale del Monte Carpegna, nei pressi di Pennabilli. E' molto evidente la forma a "cono" che assume il corpo di frana nella porzione distale dove tende ad espandersi in corrispondenza del fondovalle.



Fig. 31 - La parete sovrastante l'abitato di Perticara è scolpita sulle omonime arenarie plioceniche. La fratturazione dell'ammasso roccioso contribuisce alla predisposizione al distacco dei blocchi. Al centro della parete sono visibili dei ponteggi che costituiscono un tentativo di consolidamento di una parte della parete a rischio di distacco.

di Campitello tra Mercato Saraceno e Rontagnano, e tra quelle che ricadono nell'area marchigiana, quelle di Perticara, di Marazzana, di Sapigno (nei pressi di Sant'Agata Feltria) e di Monte Pincio (nei pressi di Novafeltria). Si tratta di miniere con attività iniziata già alcuni secoli fa, e protrattasi sino a poco oltre la prima metà del secolo scorso, quando le miniere sono state abbandonate. La miniera più importante, se non altro per estensione delle gallerie (oltre 60 km), è quella di Perticara, dove oggi è allestito un museo delle attività minerarie.

Numerose sono state anche le opere di ricerca di giacimenti di zolfo, tra le più importanti quelle di Tomba, di Fanante, di Campobindi (nei pressi di Sant'Agata Feltria) e di Tornano.

Sono inoltre presenti, con una certa continuità lungo tutta la vena di affioramento delle evaporiti, piccole cave di gesso; tale distribuzione termina al contatto tra i gessi e la coltre del Montefeltro ad est di Mercato Saraceno. Queste cave, oggi abbandonate, risalgono sia a pochi decenni fa che ai secoli passati e alimentavano l'importante zona industriale di Formignano (posto a nord esternamente al foglio in oggetto), dove si lavoravano solfati. La lavorazione è terminata definitivamente nel 1962. Queste attività secolari hanno lasciato tracce diffuse; il paesaggio ha così acquisito a luoghi un aspetto fortemente antropico, soprattutto nei luoghi in cui venivano alla luce le numerose gallerie. Gli scavi penetravano nei gessi anche per alcune centinaia di metri. Lo sviluppo di queste miniere ha determinato uno sfruttamento intensivo delle zone di estrazione ed il rilascio dei materiali di scarto ("rosticcio", "bruciaticcio", ecc.); così nelle adiacenze delle zone minerarie si sono formati rilievi morfologici alti anche diverse decine di metri o coltri di copertura diffusa sui versanti.

Di minore importanza era l'estrazione delle gessoareniti come pietra da costruzione, pratica abbandonata ormai da mezzo secolo, sostituita dall'utilizzo più diffuso della pietra serena o dei laterizi. Tuttavia è facile incontrare case che mostrano i muri di tonalità chiare, rosate o marroncine, realizzati con blocchi di areniti gessose; questi sono caratterizzati da piccoli solchi verticali risultato della dissoluzione della roccia da parte delle acque meteoriche, processo che non richiede molto tempo per svilupparsi e che si osserva praticamente sempre nelle pareti delle case abbandonate.

L'estrazione di materiali gessosi è proseguita con intensità assai variabile nel tempo, a causa delle richieste dei vari prodotti che potevano subire lunghe interruzioni in funzione delle variazioni delle economie locali e delle esigenze. Così l'utilizzo del gesso come pietra da taglio e materiale edile a presa rapida prima, e coltivazione di zolfo, sali di potassio e sodio successivamente, stimolava l'apertura di cave un po' ovunque, anche a livello di industrie domestiche (BAGNARESI et alii, 1994) sin dal 1600.

Altre evidenze dell'attività estrattiva sono le numerose cave di inerti, principalmente ghiaia, nei depositi alluvionali recenti e lungo alveo, soprattutto del Fiume Marecchia e del Fiume Savio, spesso utilizzate per la realizzazione della superstrada E45.

Generalmente queste cave sono state tombate con inerti (piccole discariche controllate), ma talora state sono riempite d'acqua ed utilizzate per sport ittici. L'estrazione in alveo ha causato una ripresa dell'erosione, con tutti i problemi ad essa legati, quali danneggiamenti di manufatti e franamenti, analogamente a quanto avvenuto in tutte le principali aste fluviali emiliano-romagnole.

L'estrazione e lavorazione di "pietra serena" nei membri arenacei di FMA lascia le tracce più evidenti un po' ovunque nella parte sud-occidentale, perlopiù lungo il Torrente la Para ed il Torrente Alfero. Le cave associate a quest'attività sono piuttosto caratteristiche, sviluppate secondo l'andamento della stratificazione per seguire i letti arenacei più cementati e meno fratturati; di conseguenza si crea molto materiale di risulta, principalmente marnoso dagli interstrati pelitici, pressoché inutilizzabili, che si accumula lungo i versanti.

In località Doccia di Mercato Saraceno è esistita, fino a pochi anni fa, un'attività estrattiva di argilla per laterizi; il materiale estratto era lavorato nella fornace di S. Damiano.

Nel Comune di Sogliano al Rubicone, al limite nord-orientale del Foglio, in passato si era instaurata anche una ridotta attività di estrazione di calcare; questo si trovava sparso in blocchi di dimensioni di alcune decine di metri cubi nelle argille caotiche della coltre alloctona; tale materiale, denominato "alberese" dai cavatori, proveniva dalla Formazione di Monte Morello.

## 3. - ACQUE MINERALI E TERMALI

La presenza di acque minerali, caratterizzate generalmente dalla mineralizzazione a base di zolfo, è di solito associata agli affioramenti dei gessi messiniani o di formazioni stratigraficamente non distanti da essi, ma in collegamento idrogeologico lungo faglie e diaclasi. Sono delle sorgenti contraddistinte dal caratteristico odore, sapore e da spalmature biancastre o nerastre attorno al punto di fuoriuscita.

Più raramente, anche se non è difficile incontrarle, si osservano venute d'acqua solforata di portata limitata (pochi decilitri al secondo), talora associate alla fuoriuscita di metano, in zone di frattura del substrato pre-messiniano nella parte meridionale del foglio; in questi casi l'origine di questi fluidi è più profonda, probabilmente di provenienza dai serbatoi gessosi triassici posti a

profondità maggiori, ma sempre di origine marina. Questi sono risaliti in superficie sfruttando delle fratture tettoniche. La presenza di metano assieme a questi fluidi, ne favorisce ed aiuta la risalita sino alla superficie.

In entrambi i casi si tratta di acque fossili, ovvero di fluidi con genesi marina, rimasti intrappolati nei sedimenti messiniani. Nel corso del tempo hanno mantenuto le caratteristiche mineralogiche dell'acqua di mare, arricchita degli elementi presenti nelle rocce serbatoio se il loro chimismo lo ha permesso, come ad esempio in presenza di rocce solubili. La conservazione di questi fluidi è stata possibile quando si sono venuti a trovare all'interno di rocce porose confinate tra strati argillosi impermeabili; nel corso del tempo si sono arricchite in solfati e cloruri presenti nella roccia gessosa, sia essa del Trias o del Messiniano. La relazione tra dissoluzione dei gessì nel sottosuolo ed emergenza di acque ricche di solfati e cloruri la si può dimostrare dalla presenza sia di zolfo che di sale di origine marina nei fluidi associati alla Formazione Gessoso-solfifera. La risalita di queste acque è praticamente sempre causata dalla presenza di faglie e sistemi di frattura aperti che permettono la fuoriuscita dal "serbatoio" gessoso.

Nonostante l'abbondanza di sorgenti minerali, non ne esiste alcuna con portata sufficiente per un eventuale utilizzo industriale; per questo motivo non vi sono stabilimenti termali, presenti invece poco più ad ovest (Bagno di Romagna) o più a nord (Fratta Terme e Castrocaro).

Le sorgenti di acque minerali naturali sono abbondanti, ma anch'esse, analogamente a quelle sopra descritte, non presentano né una quantità né una costanza di portata tali da permetterne uno sfruttamento industriale. L'unica eccezione riguarda la concessione mineraria di Piaia nel comune di Mercato Saraceno, comunque già abbandonata da molti anni. Si tratta in generale di acque abbastanza dure, poco sfruttate anche dall'economia domestica locale, di provenienza dalla Formazione Marnoso-Arenacea, dai depositi alluvionali terrazzati ed anche dalle litofacies arenacee o ghiaiose messiniane e plioceniche, queste ultime di scarsa rilevanza.

Nella parte meridionale del Foglio, caratterizzata da rilievi più elevati ed ampie aree boschive, i principali centri abitati utilizzano quasi esclusivamente le acque della zona. Si tratta di sorgenti generalmente ubicate alla base dei maggiori lembi formazionali (come ad esempio nell'ambito della Formazione di Monte Comero o della Formazione di Monte Morello, che formano i rilievi principali), al contatto con le formazioni argillose impermeabili sottostanti (Complesso della Valle del Savio ed Argille Varicolori); queste mantengono portata e temperatura piuttosto costanti nel tempo, requisito fondamentale per realizzare una captazione per approvvigionamento idrico civile.

## 4. - CAVITÀ IPOGEE

In questo foglio, nonostante la presenza delle evaporiti messiniane, non è segnalata la presenza di grotte. Tali affioramenti, solitamente ricchi di cavità naturali, sono costituiti da gesso microcristallino stratificato (balatino) e da sabbie gessose (gessareniti), le uniche, tra l'altro, che presentano i giacimenti di zolfo. Il diverso comportamento di queste rocce nell'interazione con gli agenti esogeni, apparentemente erodibili e dissolubili in un modo differente rispetto ai gessi selenitici, non favorisce la formazione e lo sviluppo di cavità carsiche.

Esistono tuttavia altri tipi di cavità di scarsa importanza, quali cavità effimere, estese qualche metro, anche in altre formazioni geologiche, generalmente sviluppate in zone particolarmente fratturate; ad esempio sono state osservate delle fessure, strette ed allungate, di scarsa rilevanza, nella Formazione Marnoso-Arenacea e nella Formazione di Monte Comero, poste in rocce molto fratturate, del tipo cavità tettoniche.

Lungo il Fosso della Crocetta, a sud di Sarsina, sono presenti alcune marmitte di giganti scavate dal corso d'acqua nel membro di Fontanelice della Formazione Marnoso-Arenacea.

## **BIBLIOGRAFIA**

- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) The Eugeosynclinal sequences. Sediment. Geol., 4: 251-340.
- AMADESI E. (1962) I terreni caotici delle medie vallate del torrente Conca e del fiume Foglia. Giorn. Geol., (2) 30: 233-254, Bologna.
- AMOROSI A. (1990) Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della Formazione di Bismantova ad est del fiume Panaro (<placca> di Zocca-Montese, Appennino modenese). Giorn. Geol., 52/1-2: 159-177. Bologna.
- AMOROSI A. (1992) Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino settentrionale). Giorn. Geol., 54: 95-105, Bologna.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 115: 355-367, Roma
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) Subsurface well data in the northern Apennines (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 48: 461-471.
- ANGELI A. & VEGGIANI A. (1964) Note su un rilevamento geologico fra Sarsina e Mercato Saraceno. Quad. Studi Romagnoli, I, Faenza.
- Antolini P., Borsetti A.M., Cremonini G., Pialli G. & Ricci Lucchi F. (2001) *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana.* IPZS, 118 pp., Roma.
- ANTOLINI P. & CREMONINI G. (1990) Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola fra le Valli del Lamone e del Savio (Appennino Settentrionale). Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI: 447-458, Ist. Pol. e Zecca dello Stato, Roma.
- BAGNARESI U., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (a cura di) (1994) La Vena del Gesso. Collana Naturalistica, pp. 431. Regione Emilia-Romagna
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) Physical stratigraphy of the Messinian postevaporitic deposit in central-southern Marche area (Apennines, Central Italy). Mem. Soc. Geol. It., 48: 275-288.
- BENDKIK A.M., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SANI F. (1994) Geological-Structural Map of the external Apennine chain (Firenzuola Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine). SELCA, Firenze.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1990) Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia. Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., XLVI (1991), 231-244.
- BETTELLI G., BOCCALETTI M., CIBIN U., PANINI F., POCCIANTI C. & ROSSELLI S. (2002) Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000. Foglio 252 "Barberino di Mugello". Serv. Geol. d'It. Regione Emilia-Romagna.
- BETTELLI G. BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987) Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe. Mem. Soc.. Geol. It., 39: 91-125.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (EDS) (1982) Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Scala 1:250.000. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, sottoprog. 5 "Modello Strutturale", pubbl. n. 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. Tectonophysics, 117: 7-38.

- BOCCALETTI M., MARTELLI L., BONINI M., CORTI G., GASPERINI P., PICCARDI L., TANINI C. & VANNUCCI G. (2004) *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna. Scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Serv. Geol., Sismico e dei Suoli Ist. Geoscienze e Georisorse, C.N.R. (Firenze). S.EL.CA., Firenze.
- BONARELLI G. (1929) Interpretazioni strutturali della regione feltresca. Boll. Soc. Geol. It., 48: 314-316.
- BONCIANI F. (2005) Approccio multidisciplinare (rilevamento geologico, geomorfologico ed applicazioni G.I.S.) per la ricostruzione dell'evoluzione di un settore dell'avanfossa nordappenninica (Val Marecchia-Montefeltro). Tesi di Dottorato di Ricerca inedita, 203 pp., 1 tav., Università degli Studi di Siena, Siena.
- BONCIANI F., CALLEGARI I., CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G., FORESI L.M. & PIERUCCINI P. (2001) *Nuovi dati preliminari sull'assetto stratigrafico-strutturale della Val Marecchia*. In: Riassunti FIST 2001, Chieti.
- BONCIANI F., CALLEGARI I., CORNAMUSINI G., FORESI L.M. & CARMIGNANI L. (2005) Sedimentarytectonic evolution of the Marecchia Valley (Miocene-Pliocene, Marche-Romagna Apennines). Epitome FIST, Vol. 1, Geoitalia 2005: 78, Trieste.
- BONCIANI F., CORNAMUSINI G., CALLEGARI I., CONTI P. & FORESI L.M. (2007) The role of the "Coltre della Val Marecchia" within the tectonic-sedimentary evolution of the Romagnan-Marchean Apennines. Rend. Soc. Geol. It., 5, Nuova Serie: 62-65, Roma.
- BONCIANI F., CORNAMUSINI G., CALLEGARI I., CONTI P., FORESI L.M. & CARMIGNANI L. (2006) La "Coltre della Val Marecchia" nel quadro mio-pliocenico dell'Appennino marchigiano-romagnolo. Atti del Convegno Geosed 2006: 28-32, Modena.
- BORTOLOTTI V. (1962) Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese. Boll. Soc. Geol. It., 81(2): 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1964) Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della formazione di Monte Morello (Alberese). Boll. Soc. Geol. It., 83-4: 155-190.
- BORTOLOTTI V. (1967) Le paleocorrenti della pietraforte. Boll. Soc. Geol. It., 86: 687-701.
- BORTOLOTTI V. (1992) Domini paleogeografici precoci. In: V. BORTOLOTTI (ed.) L'Appennino Tosco-Emiliano, Guide Geologiche Regionali, 4: 16-18, BE-MA, Milano.
- BORTOLOTTI V., BRUNI P., CONTI S., SANI F. & AMOROSI A. (1992) Dal Valdarno a San Marino. In: V. BORTOLOTTI (Ed.) «Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 4: 269-300, BE-MA Editrice, Milano.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) *The miogeosynclinal sequences*. In: Sestini G. (ed.) Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim. Geol., v. 4: 341-444
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) Geological Map of the Northern Apennines and adjoining areas. CNR.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) Thrust system. AAPG Bull., 66 (9): 1196-1230.
- BOUMA A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 pp., Amsterdam.
- BROZZETTI F., BONCIO P. & PIALLI G. (2002) Early-middle Miocene evolution of the Tuscan Nappe western Umbria foredeep system: insights from stratigraphy and structural analysis. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. n. 1: 319-331.

- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986a) *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese"): 5-10.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986b) *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La geologia delle Marche": 35-55, Camerino.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) Stili deformativi ed evoluzione tettonica della Successione neogenica romagnola. Studi Geol. Cam., Vol. Spec (1991/1): 261-278.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1987) Rapporti fra la successione <<autociona>> ed i complessi alloctoni nell'area della Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene Inferiore. Mem. Soc. Geol. It., 39: 165-173.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli 109, 110, 117. Pesaro, Senigallia, Iesi. 1-62 p. Serv. Geol. It.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G., BONCIANI F., CALLEGARI I. & FORESI L.M. (2002) 
  Evoluzione tettonico-sedimentaria della Val Marecchia (Miocene-Pliocene, Appennino

  marchigiano-romagnolo). In: Riassunti 81° Riunione Estiva della Soc. Geol. It., 10-12 settembre
  2002. Torino
- CASAGLI N., FAZZUOLI M., FOCARDI P., GARZONIO C.A., IOTTI A., PANDELI E., TARCHIANI U. & VANNUCCI P. (1993) Aspetti geologici, geomorfologici e geotecnici di alcune aree rappresentative. In: P. CANUTI (ed.) IV Seminario D.G.P.V. in Toscana: 1-73, Firenze.
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1976) Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the periadriatic trough. A pilot study. Mem. Soc. Geol. It., 16: 173-195, Roma.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano. Giorn. Geol., (3) 47: 47-75.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A. (1987) L'arco del Sillaro: la messa in posto delle argille scagliose al margine appenninico padano (Appennino Bolognese). In: R. GELMINI (ed.): La geologia del versante padano dell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 39: 127-141.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., OTTRIA G., con contributi di MARTELLI L. (2002) Tavole stratigrafiche. In: CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna CNR, Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone. Mem. Sci. Geol., v. 49: 207-253.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & VESCOVI P. (2002a) Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 217 Neviano degli Arduini. Serv. Geol. d'It., Regione Emilia-Romagna, pp. 112, Roma
- CERRINA FERONI A., GHISELLI F., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (1997) L'assenza delle Liguridi nell'Appennino romagnolo: relazioni con il sollevamento quaternario ed implicazioni strutturali. Il Quaternario, 10(2): 371-376.
- CERRINA FERONI A., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (2001) The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex. Geol. J., 36: 39-54.

- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna C.N.R., Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- CIBIN U., DI GIULIO A., MARTELLI L., CATANZARITI R., POCCIANTI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2004)

   Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines(Oligo-Miocene, Italy). In: LOMAS S.A & JOSEPH P. (eds.): Confined Turbidite Systems. Geological Society of London, Special Publication 222: 115-134, London.
- CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) *Carta Geologica d'Italia* 1:50.000. *Catalogo delle formazioni Unità tradizionali (2)*. Quaderni serie III. Vol. 7 Fasc. VII, Roma, pp. 381.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G. FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978a) Palaeoenvironmental Study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella Section. Mem. Soc. Geol. It., 16: 197-216, Roma.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G. FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978b) Evoluzione paleoambientale della Formazione a Colombacci in Romagna. Rend. Soc. Geol. It., 1: 37-40, Roma.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., BERARDI F. & NANNI L. (1982) *Il Pliocene Neoautoctono di Poggio Berni in Val Marecchia (Appennino Romagnolo)*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.): *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 177-180, Bologna.
- COMUNE DI CESENA (1986) Zolfi e zolfatari Un'attività scomparsa del Cesenate. Edizioni del Comune di Cesena, Marzo 1986, pp. 84.
- CONEDERA C. & ERCOLI A. (1980) Regione Emilia-Romagna. Studio tettonico-strutturale del territorio regionale da immagini landsat. Firenze, Geomap Studio Geologico, pp. 25.
- CONTI S. (1986) Studio Geologico della geotraversa Grosseto-Val Marecchia tra le valli del Savio e del Foglia (Appennino romagnolo-marchigiano). Tesi di Dottorato, Bologna e Modena, Bib. Naz. Roma e Firenze: 1-150.
- CONTI S. (1989) Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia. (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50000). Boll. Soc. Geol. It., 108(3): 453-490
- CONTI S. (1991) Caratteristiche geologico-strutturali delle placche epiliguri della coltre della ValMarecchia e loro riflessi sulla franosità. G. Geol., 53: 147-165.
- CONTI S. (1994) La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano). Atti Ticin. Sci. Terra, 37: 51-98.
- CONTI S. (2002) Paleogeographic implications and relations between tectonics and sedimentation in satellite basins (Northern Apennines): insights from Neogene Epiligurian arcs. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. 1: 353-364.
- CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali. In: R. GELMINI (ed.): La geologia del versante padano dell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 39: 143-164, Roma
- CONTI S. & GELMINI R. (1995) La tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale: il caso della Val Marecchia. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1995/1: 315-324, Camerino.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1996) Tectonic vs gravitational processes affecting Ligurian and Epiligurian units in the Marecchia Valley (Northern Apennines). Mem. Sci. Geol., 48: 107-142, Padova.

- CORNAMUSINI G., CONTI P., BONCIANI F., CALLEGARI I., CARMIGNANI L., MARTELLI L. & QUAGLIERE S. (2009) *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 267 San Marino*. Serv. Geol. d'It., Repubblica di San Marino, Regione Emilia-Romagna, Regione Marche, pp. 125, Roma.
- COWARD M.P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1999) Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles. Tectonics, 18: 559-574
- Cremaschi M. & Gasperi G. (1989) L'"alluvione" alto-medievale di Mutina (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche. Mem. Soc. Geol. It., 42: 179-190, Roma.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna. Giorn. Geol., 42/1: 61-82, Bologna
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino Romagnolo (Italia). Rend. Soc. Geol. It., 7-8.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1981) Carta geologica 1:25.000 della Regione Emilia Romagna, tavv. Cusercoli-Burello (con note illustrative) 25 pp., Pitagora, Bologna.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) La Formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.): Guida alla Geologia del margine appenninico-padano. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 167-169, Bologna.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982, a cura di) Guida alla geologia del margine appenninico padano. Guide Geologiche Regionali S.G.I., Bologna, pp. 247.
- CROCETTI G., MATTIAS P. & SCICLI A. (1995) -Lo zolfo nelle Marche, giacimenti e vicende, Accademia nazionale delle scienze, Università degli studi di Camerino, scritti e documenti XVI.
- CRUDEN D.M & VARNES D.J. (1996) Landslide types and processes. In: TURNER A.K. & SCHUSTER L. (Eds.) Landslides: investigation and mitigation. Transp. Res. Board, National Research Council, Washington. Special Report 247: 36-75.
- DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S. & POTETTI M. (1998) CROP 03: structure of the Montecalvo in Foglia Adriatic sea segment. Mem. Soc. Geol. It., 52: 617-630.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon (northern Apennines, Italy). Terra Nova, 5: 563-574.
- DE FEYTER A.J. (1991) Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro (Italy). Geol. Ultraiectina, 35: 1-168.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N., & VAN DEN ENDE C. (1986) Detachment tectonics & sedimentation, Umbro-Marchean Apennines (Italy). Memorie della Società Geologica Italiana, 105(1\2): 65-85.
- DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) Messinian fanconglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin, Italy. J. Sed. Petr., 54: 746-758.
- DE GASPERI G.B. (1922) La carta geologica della Repubblica di S. Marino.In: GB. DE GASPERI: Scritti vari di Geografia e Geologia, Firenze.
- Delle Rose M., Guerrera F., Moretti E., Rusciadelli G. & Corona F. (1991) The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto Marls Fms., in a new structural context. Giorn. Geol., Ser. 3, 53/2: 131-145, Bologna.

- DI GIULIO A. (1999) Mass transfer from the Alps to the Apennines: volumetric constraints in the provenance study of the Macigno-Modino source-basin system, Chattian-Aquitanian, northwestern Italy. Sedimentary Geology, 124: 69-80.
- DI GIULIO A., MANCIN N. & MARTELLI L. (2002) Geohistory of the ligurian orogenic wedge: first inferences from epiligurian sediments. Boll. Soc. Geol. It., Vol. speciale n.1 (2002): 375-384.
- DI STASO A., PERROTTA S., GUERRERA F., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2009) New biostratigraphic and petrographic data from the Poggio Carnaio Sandstone Fm (Val Marecchia Nappe): insights into the tectonic evolution of the Northern Apennines. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 128 (2): 443-454, Roma.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene. Giorn.Geol., 48 (1-2): 197-221, Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.): Guida alla Geologia del margine appeninico-padano. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 47-58, Bologna.
- ESU F. (1977) Behaviour of slopes in structurally complex formations. In: International Symposium on the Geotechnics of Structurally Complex Formations, Capri, Italia: 292-304.
- FARABEGOLI E. (1983) Note illustrative alla Carta Geologica 1:25000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, pp. 1-39. Ed.Patron, Bologna.
- FARABEGOLI E., BENINI A., DE DONATIS M., MARTELLI L., MATTIOLI A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1994) Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:50.000, F. 265 S. Piero in Bagno. In: "La Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna". Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico. Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., XLVI (1991): 165-184.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino Pesarese). Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 104: 193-238.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) Tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It. 24: 299-309.
- FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) Appendice: Schema di biostratigrafiaa integrata a plancton calcareo per il Neogene Quaternario (In Bossio A. et alii: Note illustrative della Carta geologica dell'area di Léuca). Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A., Pisa.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., & NEGRI A. (1996) Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropaleontology, 42, 1: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropaleontology, 42, 1, 1-36.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines). J. Sed. Petr., 53 (2): 493-507.
- GHELARDONI R. (1965) Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 84(3): 276-290.
- GNGFG (1987) Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti. A cura di: Carrara A., Carton A., Dramis F., Panizza M. & Prestininzi A. Boll. Soc. Geol. It., 106: 199-221.

- GORI U. & VANNUCCI S. (1987) Argille alloctone e parautoctone della Val Marecchia. Relazioni fra caratteri petrografico-fisici e stabilità. Mem. Soc. Geol. It., 37: 277-286.
- IACCARINO S., & SALVATORINI G. (1982) A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. Paleontologia stratigrafica ed Evoluzione. Quaderno N°2, 1982: 115-125.
- INVERNIZZI C., LANDUZZI A., NEGRI A. & POTETTI M. (1995) Stratigrafia ed evoluzione tettonicosedimentaria mio-pliocenica dell'area pesarese tra i F. Foglia ed il F. Metauro. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/1: 451-464.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbromarchigiano. 2) La copertura. Studi Geol. Camerti, 6: 23-30.
- LIOTTA D. (1991) The Arbia-Val Marecchia line (Northern Apennines). Eclogae Geologicae Helvetiae, 84(2): 413-430.
- LUCENTE C.C., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2002) Did the Ligurian Sheet cover the whole thrust belt in Tuscany and Romagna Apennines? Some evidences from gravity emplaced deposits. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. n. 1: 393-398.
- MANNORI M. R. & SANI F. (1987) Analisi strutturale dei depositi neogenici neoautoctoni e semialloctoni della Val Marecchia. Acta Nat. Ateneo Parmense, 23: 61-76.
- MANCIN N. (1999) Biostratigrafia delle successioni epiliguri tra l'Eocene medio ed il Miocene inf.. Tesi di Dottorato, XII ciclo, Università degli Studi di Pavia.
- MARTELLI L. (2002) Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 265 Bagno di Romagna. Serv. Geol. d'It. Regione Emilia-Romagna.
- MARTELLI L., BENINI A., POCCIANTI C. & ROSSELLI S. (in stampa) Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 253 Marradi. Serv. Geol. d'It. Regione Emilia-Romagna.
- MARTINI E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation. Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, 2.
- MERLA G. (1951) Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 70: 95-382.
- MICHELI P. (1967) La serie di Monte Senario nei dintorni di Pergine Valdarno. Mem. Soc. Geol. It., 6: 489-502.
- MIGLIORINI C. I. (1948) I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. It., 67: 29-142.
- MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) Carbonates associated with alluvial fans: an example from the Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin, northern Marche, Italy. Sed. Geol., 42: 1-23.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. Geology, 12: 475-478.
- PAPANI G., DE NARDO M.T., VERNIA L. & BETTELLI G. (2002) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 218-Castelnovo ne' Monti. Serv. Geol. d'It. Regione Emilia-Romagna.
- PAREA G.C. (1965) Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino centrosettentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 84-1: 223-265.
- PARETO L. (1865) Note sur le subdivisions que l'on pourrait étabilir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional. Bull. Soc. Geol. Fr., (2) 22: 210-277.
- PASSERINI P. (1958) Osservazioni sui terreni alloctoni dell'alta valle del Savio. Boll. Soc. Geol. It., 77/2: 76-95.

- Perrone V., de Capoa P. & Cesarini F. (1998) Remise en question, à propos de la Nappe du Val Marecchia, d'attributions paléogéographiques et structurales de l'Apennin nord-oriental (Italie). C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/Earth & Planetary Sciences, 326: 347-353.
- Persi P., Veggiani A., Lombardi F.V., Battistelli M., Renzi G. & Allegretti G. (1993) *Le Frane nella Storia della Valmarecchia*, pp. 110, Comunità Montana della Valmarecchia, Sant'Agata Feltria.
- PIALLI G., PLESI G., DAMIANI A.V. & BROZZETTI F. (in stampa) *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 289 "Città di Castello"*. Serv. Geol. d'It. Regione Umbria.
- PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (2002) The Monti Rognosi Ophiolitic Unit palaeogeographic position in the External Ligurian Domain, relationships with the tectonic units derived from the Adriatic margin. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec., 1.
- PONZANA L. (1993) Caratteri sedimentologici e petrografici della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 112: 201-218.
- PRINCIPI P. (1925a) I terreni miocenici della regione Urbinate. Boll. Soc. Geol. It., 44: 28-32.
- PRINCIPI P. (1925b) I terreni terziari della alta valle della Marecchia. Boll. Soc. Geol.It., 44: 77-90.
- PRINCIPI P. (1939) Sulla estensione del Miocene inferiore e medio nell'Appennino centrale. Boll. R. Uff. Geol. It., 64: 1-30.
- RANGIN C., LE PICHON X., MARTINEZ-REYES J. & ARANDA-GARCIA M. (2008) *Gravity tectonics and plate motions. The western margin of the Gulf of the Mexico. Introduction.* Boll. Soc. Geol. Fr., 179, n°2: 107-116.
- RENZI G. (1964) Un probabile livello guida nella formazione Marnoso-Arenacea Romagnola nei dintorni di Marradi e Palazzuolo. Quaderni degli Studi Romagnoli, 1: 15-20.
- RER CNR (1993) Atlante dei centri abitati instabili della Regione Emilia-Romagna. A cura di A. ANNOVI & G. SIMONI. Regione Emilia-Romagna G.N.D.C.I. CNR, prog. spec. SCAI. SystemCart e Arti Grafiche L. Salomone, Roma.
- RER & ENI-AGIP (1998) Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna. A cura di G.M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna ENI divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, 120 pp.
- REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) Litospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines. Tectonophysics, 64, Amsterdam.
- RICCI LUCCHI F. (1964) Ricerche sedimentologiche sui lembi alloctoni della Val Marecchia (Miocene inferiore e medio). Giorn. Geol., (2) 32: 545-650.
- RICCI LUCCHI F. (1967a) Formazione di S. Marino. In: SELLI R. (ed.) Guida alle escursioni, Com.Neog., Medit., IV Congr.: 122-126, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1967b) Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. In: SELLI R. (ed.), Guida alle escursioni, Com.Neog., Medit., IV Congr.: 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975) Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines. In: C. SQUYRES (ed.), Geology of Italy. Petrol. Expl. Soc. Libya, 2: 129-236, Castelfranco Veneto-Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1981a) Sedimentologia, parte II. C.L.U.E.B. Editore, pp. 210, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1981b) The Miocene marnoso-arenafea turbidites, Romagna and Umbria Apennines. In: F. RICCI LUCCHI (ed.), Excursion Guidebook, 2° Eur. Reg. Meeting.Int. Ass. Sed.: 229-303, Bologna.

- RICCI LUCCHI F. (1986) The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines, In: P.A ALLEN & P. HOMEWOOD (eds.), Foreland Basins, Spec. Pub., 8, Int. Ass. Sed.: 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt. Sedimentary Geology, 50: 119-134.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) Field excursion D: synorogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: Examples from Emilia-Romagna Region, northern Apennines. In: P.A. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (eds.), Excursion Guidebook, Foreland Basins Symp: 139-176, Fribourg.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) Apporti secondari nella marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a est-nord-est di Perugia. Boll. Soc. Geol. It., 92: 669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) Basin-wide turbidites in a Miocene over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. Sedimentology, 27: 241-270.
- RICCI LUCCHI F., BASSSETTI M.A., MANZI V. & ROVERI M. (2002) Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica. Studi Geol. camerti, 2002/1: 127-142. Camerino.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., RAFFI S. & RIO D. (1982) Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guida Geol. Reg. Soc. Geol.It.: 17-46.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. In: K. KASTENS, J. MASCLES et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 107: 513-533.
- ROVERI M., ARGNANI A., LUCENTE C.C., MANZI V. & RICCI LUCCHI F. (1999) Guida alle escursioni nelle valli del Marecchia e del Savio. G.I.S. Riunione autunnale, Rimini 3-6 ottobre 1999
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) The Mediterranean salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. Sed. Geol., 140: 201-214.
- ROVERI M., BOSCOLO GALLO A., ROSSI M., GENNARI R., IACCARINO S.M., LUGLI S., MANZI V., NEGRI A., RIZZINI F. & TAVIANI M. (2005) The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). GeoActa, 4: 139-157, Bologna.
- ROVERI M., LANDUZZI A., BASSETTI M.A., LUGLI S., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (2004) The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins. "Field Trip Guide Book - B19, 32° International Geological Congress", Firenze, 1-44.
- ROVERI M., LUGLI S., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S.M., GROSSI F. & TAVIANI M (2006) *The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins*. Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense", **42**, 3: 47-123, Parma.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna (northern Apennines, Italy). Giorn. Geol., 60: 119-142.
- RUGGIERI G. (1953) Contributo alla conoscenza della geologia di S. Marino. Giorn. Geol. (2), 25: 49-80.
- RUGGIERI G. (1954) Il lembo parautoctono di Montebello (Val Marecchia). Boll. Serv. Geol.It., 75, Roma.

- RUGGIERI G. (1956) L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell'Appennino. Boll. Soc. Geol. It., 75-3: 41-48.
- RUGGIERI G. (1958) Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino romagnolo). Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo, 17 (1): 7-169.
- RUGGIERI G. (1967) The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: C.G. Adams & D.V. Ager (eds.): Aspects of the Tethyan biogeography Syst. Ass. London Publ. 7: 283-290.
- RUGGIERI G. (1970) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 108 "Mercato Saraceno". 1-56, IPZS Roma.
- SACCO F. (1937) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Imola, Faenza, Forlì e Rimini. R. Uff. Geol., 53 pp. Roma.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) Schema geologico del Messiniano del Pesarese. Boll. Soc. Geol. It., 97: 165-188.
- SCARABELLI GOMMI FLAMINI G. (1851) Sur la formation miocène (terrain tertiaire moyen) du versan N.-E. de l'Apennin, de Bologne à Sinigaglia. Bull. Soc. Geol.Fr., (2), 8: 234-251.
- SCARABELLI GOMMI FLAMINI G. (1880) Descrizione della Carta Geologica del versante settentrionale dell'Appennino fra il Montone e la Foglia. In: Monografia statistica, economica e amministrativa della provincia di Forlì, Tip. Galeati, Imola: 1-116.
- SELLI R. (1952) I caratteri geologici della regione Marchigiana. Giorn. Geol., 21, Bologna.
- SELLI R. (1954) Il bacino del Metauro. Giorn. Geol., 24: 1-214.
- SELLI R. (1967) Cenni geologici sull'Appennino romagnolo fra Bologna e Rimini. In: R. SELLI (Ed.) «Guida alle escursioni, 4° Cong. Comm. Medit. Neog. Strat.»: 88-97, Bologna.
- SESTINI G. (1970) Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim. Geol., v. 4: 341-444.
- SEVERI P., MARTELLI L., CIBIN U. & QUAGLIERE S. (2005) Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini. Servizio Geologico d'Italia Regione Emilia-Romagna.
- SIGNORINI R. (1940) Sulla tettonica dell'Appennino Romagnolo. Atti R. Acc. It. Rend. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat. (7) 1: 370-383.
- SIGNORINI R. (1941) Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate. Giorn. Geol., (2) 15: 17-29.
- SIGNORINI R. (1942) Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Mugello. Boll. Serv. Geol. It., **60**: 240-269, Roma.
- SIGNORINI R. (1946a) Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e Settentrionale. Rend. R. Acc. Lincei, (8), I, Roma.
- SIGNORINI R. (1946b) Il lembo di ricoprimento del M. Fumaiolo nell'Appennino Romagnolo; Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. (8), 1, Roma.
- SIGNORINI R. (1956) Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose. Boll. Soc. Geol. It., **75**-3: 69-93.
- SISSINGH W. (1977) Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. Mijnb., 56: 47-65.
- STERN W. (1969) Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno (Prov. Forlì, Pesaro und Republik von San Marino). Diss. Fr. Univ, 151 pp., Berlino.
- TEN HAAF, E. & VAN WAMEL, W.A. (1979) Nappes of the alta Romagna. Geol. Mijnb., **58** (2): 145-152.

- VAI G.B. (1988) A field trip guide to the Romagna Apennine geology: the Lamone Valley. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.): «International Workshop: Continental Faunas at the Miocene-Pliocene Boundary, Field Trip Guidebook»: 70-76, Faenza.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino Settentrionale. Studi Geol. Camerti, vol. spec., (1992/2), CROP1-1a: 171-185.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. Geol. Soc. Amer. Bull., 95: 1035-1039.
- VAN DEN BERG L. (1990) Application of a mechanical model to the Northern Apennines, with special reference to the effect of sea level changes. Geol. Mijnbouw, 69: 43-52.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) The structural geology and basin development of the Romagnan-Umbrian Zone (Upper Savio and Upper Bidente valleys, Northern Italy). Geol. Mijnbouw, 69: 53-68.
- VARNES D.J. (1978) Slope movements. Types and processes. In: R.L. & KRIZKER R.J. (Eds.) «Landslides: Analysis and Control». Transp. Res. Board, National Research Council, Washington. Special Report 176: 11-33.
- VEGGIANI A. (1986) L'ottimo climatico medievale in Europa. Testimonianze lungo la fascia costiera padano-adriatica. Studi Romagnoli, 37: 1-26, Cesena.
- VEGGIANI (1988) Fluttazioni climatiche e difesa del suolo nella Pianura Padana orientale, tra i secoli XIV e XVII. "Atti del Convegno: Uomini, Terra e Acque", 19-20 novembre 1998, Rovigo: 25-47.
- VENERI F. (1986) La colata gravitativa della Val Marecchia. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La geologia delle Marche": 83-87.
- VENZO G.A. (1954) Il Miocene a facies marchigiana dell'Urbinate occidentale. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 61: 129-149, Pisa.
- ZANZUCCHI G. (1988) Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle « Liguridi Esterne » cretacico-eoceniche, nell'Appennino Settentrionale. Atti Tic. Sc. Terra, 31: 327-339.
- ZANZUCCHI G. & MARTINI A. (2000) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198 Bardi. Servizio Geologico d'Italia Regione Emilia-Romagna. IPZS, Roma.
- ZATTIN M., LANDUZZI A., PICOTTI V. & ZUFFA G.G. (2000) Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines. J. Geol. Soc. London, 157: 629-633.
- ZUFFA G.G. (1980) Hybrid arenites: their composition and classification. Journ. Sed. Petr., 50: 21-29