



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2,2,1960)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 255

CESENA

a cura di

A. Benini¹, G. Cremonini², L. Martelli³ (*settore collinare e montano*)

U. Cibin³, P. Severi³ (*pianura*)

con i contributi di

M.A. Bassetti³, F. Ghiselli³

Biostratigrafia

S.C. Vaiani²

¹ Servizio Tecnico Bacino Fiumi Romagnoli, Regione Emilia-Romagna

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

³ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

Ente realizzatore



Regione Emilia-Romagna

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:
N. Accardi

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna: **R. Pignone**

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

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo; ASC: **M. Rossi**

Coordinamento editoriale:

M. Cosci (coord.), **S. Falcetti**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA - SERVIZIO GEOLOGICO, SISMICO E DEI SUOLI:

Coordinamento informatizzazione:

M. Grandi, A. Martini (direzione lavori), **I. Pellegrino**

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:

A. Angelelli (direzione lavori), **S. Scappini**

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa

a cura di **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

G. Falanga, S. Stagni (Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli)

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag.	7
APPENNINO			
II	- LETTERATURA E CARTOGRAFIA PRECEDENTI ... »		11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE »		13
IV	- STRATIGRAFIA »		15
1.	- PREMessa..... »		15
2.	- SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO ROMAGNOLA »		17
2.1.	- FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA..... »		17
2.1.1.	- <i>Le “colombine”</i> »		19
2.1.2.	- <i>Membro di Galeata</i> »		20
2.1.3.	- <i>Membro di Collina</i> »		21
2.1.4.	- <i>Membro di Monte Bassana</i> »		22
2.1.5.	- <i>Membro di Nespoli</i> »		22
2.1.6.	- <i>Membro di Civitella</i> »		23
2.1.7.	- <i>Membro di Castel del Rio</i> »		24
2.1.8.	- <i>Membro di Fontanelice</i> »		24
2.1.9.	- <i>Membro di Borgo Tossignano</i> »		26
2.2.	- FORMAZIONE DEI GHIOLI DI LETTO..... »		27
3.	- SUCCESSIONE MESSINIANA..... »		28
3.1.	- GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA..... »		29
3.1.1.	- <i>Formazione della Vena del Gesso</i> »		29
3.1.2.	- <i>Formazione di Sapigno</i> »		30
3.1.3.	- <i>Formazione a Colombacci</i> »		31
3.1.3.1.	- <i>Orizzonti “Colombacci”</i> »		35
3.2.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO..... »		36
4.	- SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA..... »		38
4.1.	- GRUPPO DEL SANTERNO..... »		38
4.1.1.	- <i>Marne di Cella</i> »		38
4.1.2.	- <i>Formazione delle Argille Azzurre</i> »		39
4.1.2.1.	- <i>Membro delle Arenarie di Borello</i> »		40

4.1.2.2.	- Membro dello Spungone	»	42
4.2.	- SABBIE DI IMOLA	»	42
5.	- DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA	»	43
5.1.	- CORPI DI FRANA	»	43
5.2.	- DETRITI DI VERSANTE S.L. E DEPOSITI COLLUVIALI	»	44
5.3.	- DETRITI DI FALDA	»	44
5.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE	»	44
V	- TETTONICA ED EVOLUZIONE STRUTTURALE	»	47
1.	- PRINCIPALI STRUTTURE	»	47
1.1.	- PRINCIPALI FAGLIE CON DIREZIONE APPENNINICA	»	47
1.2.	- PRINCIPALI PIEGHE	»	48
1.3.	- PRINCIPALI FAGLIE CON DIREZIONE ANTIAPPENNINICA	»	49
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE	»	50
PIANURA			
VI	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	»	53
VII	- STUDI PRECEDENTI	»	55
VIII	- METODI DI INDAGINE	»	59
1.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE	»	59
2.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO	»	61
2.1.	- REALIZZAZIONE DELLA BANCA DATI GEOGNOSTICI	»	61
2.2.	- ELABORAZIONE DI UNO SCHEMA GEOLOGICO PRELIMINARE	»	64
2.3.	- ESECUZIONE DI NUOVE INDAGINI DI SOTTOSUOLO	»	64
IX	- STRATIGRAFIA	»	67
1.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	»	69
1.1.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE	»	69
1.2.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	»	71
1.2.1.	- <i>subsintema di Liano</i>	»	77
1.2.2.	- <i>subsintema di Torrestagni</i>	»	77
1.2.3.	- <i>subsintema di Bazzano</i>	»	78
1.2.4.	- <i>subsintema di Villa Verucchio</i>	»	80
1.2.5.	- <i>subsintema di Ravenna</i>	»	83
X	- SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE	»	89
1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI	»	90
1.1.	- PIANA INTRAVALLIVA, CONOIDE E PIANA ALLUVIONALE	»	90
1.1.1.	- <i>ghiaie di riempimento di canale fluviale</i>	»	90

1.1.2.	- sabbie di riempimento di canale e di rotta fluviale. »	90
1.1.3.	- alternanze di sabbie e limi di argine, canale e rotta fluviale . »	91
1.1.4.	- argille e limi di piana inondabile »	91
1.1.5.	- alternanze di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale indifferenziata. »	92
1.1.6.	- argille e limi con sostanza organica palustri »	92
XI	- CARTOGRAFIA. »	95
1.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLA PIANURA »	95
1.1.	- CARTA GEOLOGICA. »	96
1.2.	- FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA - GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO »	98
XII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA APPLICATA . . »	103
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE »	103
2.	- IDROGEOLOGIA. »	104
2.1.	- ACQUE MINERALI E TERMALI »	104
2.2.	- RISERVE IDRICHE SOTTERRANEE »	105
3.	- CAVITÀ IPOGEE »	109
	APPENDICE 1. »	111
	STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI »	111
	BIBLIOGRAFIA. »	120

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia ENI - Divisione AGIP per la consultazione dei dati di sottosuolo che hanno favorito la realizzazione della sezione geologica profonda presente nel Foglio allegato alla carta geologica. Si ringrazia la Provincia di Forlì-Cesena per aver contribuito alla realizzazione del sondaggio 255-S8; il Servizio Provinciale Difesa del Suolo di Forlì ed il Comune di Cesena per aver messo a disposizione le carote di alcuni sondaggi per lo studio diretto e la loro campionatura. Si ringrazia anche Romagna Acque S.p.A. per aver realizzato le analisi delle acque campionate nelle diverse falde attraversate nella perforazione del sondaggio 255-S4. Si ringrazia inoltre P. Mazzavillani per le proficue discussioni fatte sulle relazioni tra archeologia, stratigrafia e cartografia delle unità stratigrafiche più recenti della pianura alluvionale.

Si ringraziano tutti gli Enti pubblici, privati e liberi professionisti che hanno fornito i dati raccolti nella banca dati geognostici del Foglio 255. In particolare, dato il cospicuo numero di dati forniti, si citano:

il Servizio Provinciale Difesa del Suolo di Forlì, A. Angeli (Cesena), il Consorzio Acque di Forlì e Ravenna, C. Fabbri (Forlì), la Società Autostrade, la Provincia di Forlì-Cesena, la ditta CMC (Ravenna), il Comune di Cesena, le FF.SS. ANAS e P. Antolini (Cesena).

PROGETTO
CARGO

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 255 Cesena (fig. 1) ricade esclusivamente nella Provincia di Forlì-Cesena, a cavallo del margine appenninico-padano. I tre quarti del foglio sono costituiti dai primi rilievi appenninici; la quota massima si raggiunge a Monte Grande (609 metri). La restante area è costituita dai depositi alluvionali della Pianura Padana dove le quote, al limite nordorientale del foglio, si abbassano fino quasi al livello del mare. L'area è attraversata da sud a nord dal Fiume Savio, che si posiziona all'incirca nella parte centrale della carta.

I rilievi geologici per la realizzazione del settore appenninico del Foglio 255 sono stati svolti alla scala 1:10.000 a partire dagli anni '80 nell'ambito del progetto "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna in collaborazione con l'Università degli studi di Bologna; dal 1989 sono state revisionate ampie zone, sia per l'esigenza di omogeneizzare gli ultimi dati con quelli raccolti 20 anni fa, che per l'allestimento del foglio alla scala 1:50.000. Per il rilevamento e la descrizione dei terreni affioranti è stato seguito il criterio litostratigrafico. La cronologia dei terreni cartografati è basata su dati bibliografici (si veda il titolo IV, Stratigrafia).

Il rilevamento geologico del settore di pianura è stato condotto attraverso l'analisi integrata di dati di superficie e di sottosuolo sulla base della definizione di unità stratigrafiche a limiti inconformi (*UBSU*, si veda il titolo IX, Stratigrafia). L'obiettivo di questo studio è stato quello di fornire una rappresentazione tridimensionale dei depositi della pianura tramite la carta geologica di superficie (Carta Geologica *sensu stricto*), la carta di sottosuolo e numerose sezioni geologiche realizzate con diversi gradi di dettaglio (Foglio Allegato alla Carta Geologica - Geologia di Sottosuolo). Nell'ambito della Carta Geologica d'Italia la cartografia di sottosuolo qui prodotta costituisce un elemento di novità che viene considerato dai realizzatori del foglio un importante strumento propeudeutico per le analisi geologiche delle aree di pianura. Questo lavoro è stato re-

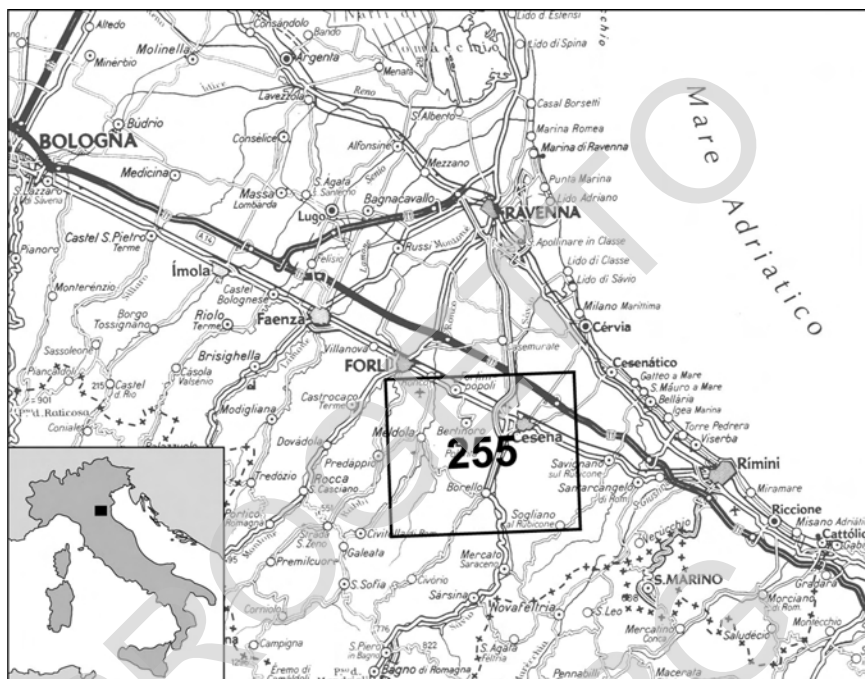


fig.1 - Ubicazione del Foglio 255 - Cesena. Base cartografica tratta dalla carta del Touring Club Italiano.

alizzato grazie alla disponibilità di un archivio di dati stratigrafici del sottosuolo della pianura: la banca dati geognostici del Foglio 255, realizzata dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Oltre all'analisi dei dati stratigrafici contenuti nella banca dati sono stati eseguiti sondaggi a carotaggio continuo, prove penetrometriche e trivellate manuali.

Date le rilevanti differenze geologiche e geomorfologiche fra il settore appenninico e quello di pianura, nonché la diversità dei metodi di indagine e delle unità stratigrafiche di riferimento si è preferito affrontare l'illustrazione della geologia di queste aree del foglio separatamente. Le presenti Note Illustrative, pertanto, sono state suddivise in parti distinte: nella prima parte (Appennino) è descritto il settore montano e collinare del foglio (a cura di A. Benini e di G. Cremonini, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali dell'Università di Bologna); nella seconda parte (Pianura) sono descritte le aree di fondovalle e di pianura (a cura di U. Cibin e P. Severi, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna); infine, in una terza parte (Elementi di geologia tecnica e applicata) sono trattate alcune tematiche di particolare interesse per quanto concerne la gestione del territorio (a cura di A. Benini, P. Severi, con contributo di G. Frassinetti).

L'analisi biostratigrafica è stata condotta sui foraminiferi planctonici utilizzando lo schema biozonale di IACCARINO (1985). Le indicazioni relative alle biozone a nannofossili calcarei sono riferite allo schema FORNACIARI *et alii* (1996). Per la cronostatigrafia è stato seguito lo schema di GRADSTEIN *et alii* (2004) con l'eccezione del Pleistocene, per il quale sono riportate le suddivisioni di CITA & CASTRADORI (1995).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

APPENNINO

II - LETTERATURA E CARTOGRAFIA PRECEDENTI

Questa parte dell'Appennino Romagnolo è stata rappresentata in numerosi documenti cartografici.

Essa ricade nell'area rappresentata in CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000, FOGLIO 100 FORLÌ (LIPPARINI, 1969).

Dalla cartografia ufficiale 1:100.000 sono poi state derivate carte di sintesi che, per questo settore di catena, consistono nella "Geological Map of the Northern Apennines" alla scala 1:500.000 di BORTOLOTTI *et alii*, (1969), nella "Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale" alla scala 1:250.000 a cura di BOCCALETTI & COLI, (1982) e nello "Structural Model of Italy" alla scala 1:500.000, a cura di BIGI *et alii* (1991). In quest'ultimo documento sono cartografate in dettaglio anche le strutture del sottosuolo e le isobate della base dei depositi pliocenici nel sottosuolo padano (a cura di AGIP), già descritte nella sintesi di PIERI & GROPPI (1981).

Tra le cartografie di sintesi, per l'evoluzione recente, si ricorda anche la "Neotectonic Map of Italy" a cura di AMBROSETTI *et alii* (1987).

La cartografia di base più recente e di maggiore dettaglio è costituita dalle carte alla scala 1:25.000 e 1:10.000 realizzate per il progetto Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo della Regione Emilia-Romagna (disponibili presso l'Archivio Cartografico o presso il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna). Recentemente è stata stampata una nuova Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000, a cura di CERRINA FERONI *et alii* (2002), derivata proprio dalla cartografia geologica 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna e dalle sintesi e revisioni, alla scala 1:25.000, eseguite per il progetto CARG 50.000 del Servizio Geologico Nazionale (III edizione della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000).

Al contrario dei documenti cartografici, i lavori che descrivono la stratigrafia e l'assetto strutturale dell'area non sono molto numerosi.

Per un inquadramento stratigrafico regionale il migliore riferimento rimane la presentazione della geologia del margine appenninico-padano di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). Informazioni di tipo strutturale sono reperibili CASTELLARIN *et alii* (1986), FARABEGOLI *et alii* (1990) e CAPOZZI *et alii* (1991). Informazioni più specifiche sulla stratigrafia dell'area sono invece reperibili in CREMONINI & FARABEGOLI (1977; 1978), COLALONGO *et alii* (1978; 1979), e FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989).

Particolare attenzione, invece, è stata recentemente posta all'evoluzione stratigrafica del Messiniano della Romagna. ROVERI *et alii* (1998, 2001), RICCI LUCCHI *et alii* (2002) hanno revisionato la stratigrafia della successione messiniana e proposto una nuova classificazione litostratigrafica che ha portato alle indicazioni del Gruppo di lavoro per il "Messiniano e la Gessoso-Solfifera Auctores" del Comitato d'area per l'Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005) e all'istituzione del Gruppo della Gessoso-solfifera.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino cesenate occupa all'incirca la parte centrale dell'Appennino Settentrionale, catena formatasi per accrezione di prismi sedimentari durante la collisione ensialica (subduzione di tipo A secondo BALLY *et alii*, 1985) dell'orogenesi alpina, dall'inizio del Terziario fino ad oggi.

Questo settore è particolarmente interessante per la comprensione dell'evoluzione dal Miocene superiore ad oggi; infatti affiorano estesamente depositi clastici di età Serravalliano inferiore-Messiniano inferiore, le evaporiti e i depositi ipocalini messiniani e la successione plio-pleistocenica, tanto che alcuni siti (quali Borello o Cella) sono stati assunti come località tipo nella stratigrafia regionale.

I depositi clastici pre-evaporitici sono riferibili alla parte alta della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, in particolare alla parte alta della Marnoso-Arenacea romagnola (FMA), che riunisce i terreni "autoctoni" di avanfossa, e alle peliti di scarpata e piattaforma, note in letteratura come Formazione dei Ghioli di Letto, in cui compaiono i primi depositi anossici. Al tetto si sviluppa, in discordanza su queste peliti di chiusura dello stadio di avanfossa, la successione evaporitica messiniana (Gruppo della Gessoso-solfifera) costituita da calcari e gessi con intercalazioni di argille, riunite nella Formazione della Vena del Gesso; la successione messiniana continua con depositi risedimentati (torbiditi e olistoliti franati) a spese delle evaporiti (Formazione di Sapiigno) e depositi di laguna o di mare poco profondo (Formazione a Colombacci), con intercalazioni di depositi continentali e litorali (conglomerati).

La Successione plio-pleistocenica comincia con marne biancastre, di mare basso, in continuità con le argille della Formazione a Colombacci, ricchissime in fossili e caratterizzate dalla presenza di *Sphaeroidinellopsis*. Questo orizzonte è noto come Marne di Cella e spesso non affiora perché probabilmente eroso dalla forte trasgressione che contraddistingue la parte bassa del Pliocene (zona a G.

margaritae) e che ha determinato un regime di sedimentazione prevalentemente terrigena fino al Pleistocene inferiore compreso, generando i potenti depositi appartenenti al Gruppo del Santerno (Argille Azzurre Auct.). In questi depositi prevalentemente pelitici di scarpata, si intercalano corpi lenticolari caratterizzati da facies assai variabili: da torbiditi (ad es. le arenarie di Borello e di Lardiano) e corpi caotici di risedimentazione in massa, con elementi extraformazionali spesso ad affinità ligure ed epiligure, a calcareniti di piattaforma (Spungone). Questa estrema variabilità di facies è il risultato degli eventi tettonici che dalla fine del Miocene al Pleistocene medio hanno portato alla strutturazione della catena più o meno come ci appare attualmente.

Al di sopra del Gruppo del Santerno giacciono, in discordanza, le sabbie litorali e di mare basso delle Sabbie di Imola (IMO) di età Pleistocene medio basale. Queste sono poi troncate al tetto dai depositi alluvionali del Pleistocene medio-superiore riferibili al Supersintema Emiliano-Romagnolo e descritti nel settore relativo alla Pianura.

I depositi alluvionali recenti e le coperture eluvio-colluviali, detritiche e franose coprono in maniera ubiquitaria tutti i depositi ora descritti.

Le macrostrutture che definiscono l'assetto tettonico del settore appenninico del foglio sono "*imbricate fans thrusts*" sensu BOYER & ELLIOT (1982) orientate circa NO-SE, con piano di movimento convesso immergente a SO. Il fronte della catena è attualmente più a nord, sepolto sotto i depositi alluvionali quaternari della pianura (PIERI & GROPPi, 1981; FARABEGOLI *et alii* 1990). Associate a questi *thrusts* si sviluppano spesso pieghe, dotate di una discreta continuità laterale.

Queste strutture compressive sono dislocate da faglie disgiuntive sia con direzione appenninica che anti-appenninica e piano subverticale.

IV - STRATIGRAFIA

1. - PREMESSA

I terreni dell'area montana appartenente al Foglio 255 interessano i tre quarti dell'intero territorio mappato; l'area restante è coperta dai depositi alluvionali della Pianura Padana. Le unità litostratigrafiche qui presenti, a parte i depositi continentali quaternari, appartengono al Dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo e hanno un'età compresa fra il Serravalliano e il Pleistocene inferiore; i terreni alloctoni del Dominio Ligure ed Epiligure, essendosi risedimentati nei bacini tortoniano-pliocenici, vengono descritti insieme alle formazioni che attualmente li contengono. Nella descrizione che segue esse sono raggruppate, per comodità di esposizione, in tre parti: la Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola; la Successione Evaporitica Messiniana; la Successione Plio-pleistocenica. Si tratta di depositi clastici sedimentari; solo localmente si osservano depositi evaporitici (in VGS e FCO, vedi oltre) o vulcanoclastici (sempre in FCO). In discordanza su questi terreni si pongono i depositi eluvio-colluviali o detritici ed i depositi alluvionali, terrazzati e non, descritti successivamente nel settore relativo alla pianura.

In queste note illustrative vengono recepite le indicazioni del Gruppo di lavoro per il "Messiniano e la Gessoso-Solfifera Auctores" del Comitato d'area per l'Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005) e quindi la Successione Evaporitica Messiniana risulta costituita dal Gruppo della Gessoso-solfifera.

Inoltre, si è riconosciuta sul campo la Formazione di Sapigno (GNO), corrispondente alla Formazione dei Ghioli di Tetto (SELLI, 1954), e cartografata per la prima volta in questa area grazie al dettaglio ottenuto dal rilevamento degli ultimi anni.

Alcune sezioni stratigrafiche (la cui ubicazione è schematicamente riportata in fig. 2, hanno permesso di integrare il rilevamento s.s. e di confrontarne analiticamente i dati sia con quelli emersi nell'adiacente Foglio 254 "Modigliana"

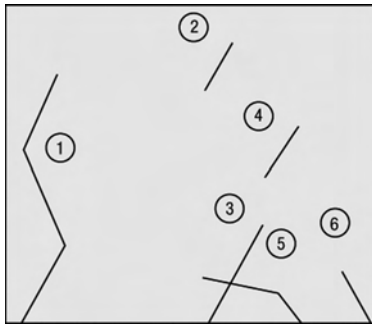


Fig. 2 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche riportate nella figura seguente.

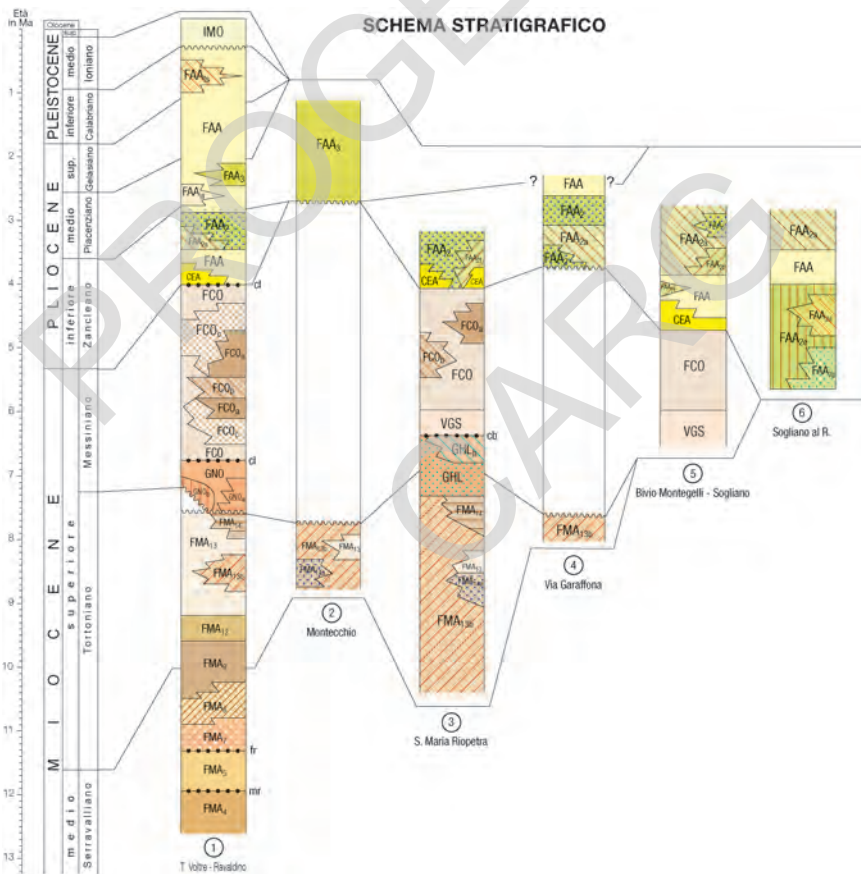


Fig. 3 - Schema stratigrafico adottato per i depositi mio-pleiocenici (ed in parte pleistocenici) del Foglio 255 (settore di montagna).

(CREMONINI *et alii*, 2001), sia con quelli, ancora in corso di elaborazione, degli altri fogli adiacenti. Le descrizioni delle singole unità rispecchiano un ordine espositivo comune (distribuzione degli affioramenti più significativi; caratteri litologici e sedimentologici, con particolare riferimento alle frequenti eteropie di facies; potenza; limiti inferiore e superiore dell'unità; contenuto paleontologico e biostratigrafia). Un quadro generale dei rapporti stratigrafici è riportato nello schema allegato alla Carta Geologica (fig. 3): Solo in un caso (sez. n. 3 S. Maria Riopetra) è rappresentata insieme la Successione, mentre per il resto (sez. n. 1, 2 e 4) si ha una parte inferiore rappresentata da FMA in maniera più o meno continua separata da una superficie erosiva e discordante con la Successione Plio-Pleistocenica.

Nella descrizione delle unità litostratigrafiche si procederà seguendo l'ordine deposizionale, dai termini più antichi ai più recenti.

2. - SUCCESIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Nella parte medio-bassa dell'Appennino cesenate affiora la Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola che in questa area ha un'età compresa tra il Serravalliano ed il Messiniano inferiore e che comprende la parte intermedia e alta della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola (FMA) e la Formazione dei Ghioli di Letto (GHL).

2.1. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (FMA)

La Formazione Marnoso-Arenacea presenta un'estensione areale riconosciuta in affioramento dall'Abruzzo all'Emilia (RICCI LUCCHI, 1975b, 1981), e nel sottosuolo padano tramite perforazioni petrolifere (PIERI & GROPPI, 1981). Studi successivi, tra i quali soprattutto i rilevamenti per il Progetto CARG 50.000, hanno permesso di distinguere più successioni stratigrafiche; la Formazione Marnoso-Arenacea-Romagnola è stata riconosciuta in affioramento dall'Appennino bolognese all'Appennino umbro-marchigiano.

Si tratta di una formazione torbiditica, costituita per lo più da materiali risedimentati (arenarie, siltiti e marne), la cui potenza complessiva supera i 3000 m, ma è qui presente per un massimo di circa 1.400 m; il limite inferiore non affiora. Il suo carattere macroscopico più evidente è dato dalla riconoscibilità in campagna, anche da lontano, di singoli strati e letti (in particolare quelli di arenaria, quasi sempre sporgenti dall'affioramento, con tipico profilo "a sega") oppure di pacchi di strati, di volta in volta a prevalenza marnosa o arenacea. Nelle vedute da lontano, tuttavia, superficiali colate di fango tendono spesso a dare dei singoli affioramenti un'idea più "marnosa" di quanto non siano in realtà.

Questi depositi si sono accumulati in un bacino stretto e allungato al margine esterno della catena appenninica in formazione, una avanfossa coperta dal

mare e il cui fondo si trovava ad almeno 1000 m sotto al livello del mare. Essi derivano da antichi sedimenti litorali e deltizi rimobilizzati da frane sottomarine, terremoti e tempeste che producevano colossali correnti di torbida con direzione prevalente da NO a SE; queste trasportavano il sedimento, per lo più in sospensione, anche per decine di km prima di depositarlo in mare profondo. Si formava così una vasta piana sottomarina bordata, verso le scarpate alimentari, da fasce sabbiose “prossimali”, tipo conoide sottomarina o “*apron*”; su queste si fermava parte della sabbia, mentre quasi tutto il fango, insieme alla sabbia più fine, ricopriva la piana.

L’asse di deposizione dell’avanfossa, orientato in senso appenninico (NO-SE, NNO-SSE, ONO-ESE), si è spostato nel tempo da SO verso NE in concomitanza con la deformazione e la migrazione della catena; nel Tortoniano le torbiditi diventarono sempre più ricche in sabbia (con un acme in corrispondenza del Membro di Fontanelice: FMA₁₃); l’atto finale della sedimentazione è rappresentato da un’interruzione degli apporti sabbiosi, che venivano ricoperti da fanghi (Membro di Borgo Tossignano: FMA₁₄).

All’interno della successione torbiditica si intercalano strati da sottili a medi di marne emipelagiche, relativamente ricche in resti fossili (soprattutto microfossili) e in carbonato di calcio: esse occupano complessivamente circa il 10% dell’intera successione e sono il prodotto della normale sedimentazione marina (a lenta pioggia) che prevaleva negli intervalli di tempo tra l’arrivo di torbide successive. La loro distribuzione nella successione non è costante, ma, tranne che in rari casi, nemmeno in grado di costituire un elemento di sicuro riferimento per le distinzioni.

La potenza della successione, la sua apparente omogeneità, la mancanza di variazioni litologiche non limitate a una semplice differenziazione percentuale degli stessi componenti, nonché la difficoltà di reperire sezioni stratigrafiche ampie e continue, hanno sempre reso variamente problematico il rilevamento dell’unità nel suo complesso e soprattutto l’individuazione di confini stratigrafici al suo interno, soprattutto qualora non siano riconoscibili strati e/o orizzonti guida.

I primi tentativi di operare distinzioni in grado di tenere conto delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei depositi si devono a RICCI LUCCHI (1967) e sono stati successivamente perfezionati dallo stesso autore (RICCI LUCCHI, 1975a; 1975b; 1978; 1981; 1985; 1986). A partire da questi studi, già durante il rilevamento alla scala 1:10.000 dell’intera area, si è potuto procedere a ulteriori distinzioni all’interno di questa unità tradizionalmente vista come una pila potente e uniforme (“monotona”) di strati; tali distinzioni si fondano essenzialmente su tre criteri:

- presenza di strati e/o pacchi di strati a grande continuità laterale (mediamente decachilometrica), con funzione di livelli guida, cioè di piani isocroni all’interno della successione; si tratta di strati calcarenitici (*Strato Contessa* e “*colombine*” nella parte bassa dell’unità) e di pacchi di strati arenacei nella parte medio-alta;
- variabilità verticale e/o laterale del rapporto arenite-pelite (d’ora in avanti: A/P),

- misurabile dalla scala della singola coppia di strati a quella del pacco di strati;
- distribuzione statistica dei letti arenacei, classificati in base al loro spessore (valgono qui gli stessi limiti indicati alla voce precedente).

Dal rilevamento e confronto di numerose sezioni stratigrafiche è stato possibile distinguere a scala regionale complessivamente 14 membri, solo 8 dei quali sono stati riconosciuti nel Foglio 255; essi presentano per lo più una buona continuità laterale e i loro limiti, che coincidano o meno con strati e orizzonti guida, sono marcati, in modo di volta in volta netto o graduale, da variazioni nel rapporto A/P e nella distribuzione dei letti arenitici. Tali differenze sono ben osservabili in campagna quando gli affioramenti superano la potenza di 30-50 m oppure, in modo più approssimato, per analisi e confronto di affioramenti di dimensioni minori. La frequente gradualità dei confini fra i vari membri, nei casi, ovviamente, in cui questi non coincidano con livelli guida, impone spesso una valutazione statistica sia del rapporto A/P che della distribuzione dei letti arenitici e fa sì che non sempre essi siano immediatamente riconoscibili durante il rilevamento.

Per quanto riguarda la terminologia usata, intendiamo per “torbidite” la coppia litologica arenite-pelite sedimentata per arrivo di una singola corrente di torbida e per “letto” la sola porzione arenitica di una torbidite; il termine “strato” è invece usato in una accezione generica, indipendentemente dalla sua composizione, granulometria e origine (che verranno eventualmente specificate di volta in volta). Livelli guida possono essere semplici strati oppure pacchi di strati (orizzonti). Nelle descrizioni che seguono sono presenti anche riferimenti alle facies di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Età: Miocene medio e superiore, Serravalliano – Tortoniano (ANTOLINI & CREMONINI, 1990); nell’area del foglio non affiora la parte langhiana dell’unità.

2.1.1. - Le “colombine”

Alle torbiditi con provenienza da NO e ONO che caratterizzano la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola si intercalano, nella porzione inferiore di questa, torbiditi calcaree le cui impronte di paleocorrenti testimoniano una provenienza da SE e ESE. Alla più imponente di queste RICCI LUCCHI & PIALLI (1973) hanno dato il nome di “*Strato Contessa*”, dal nome della località in cui essa è particolarmente ben rappresentata: essa compare di norma alla base, o a poche decine di metri da essa, del Membro di Galeata; nel foglio in esame tuttavia non affiora. Altre torbiditi calcaree, di minore potenza, ma caratterizzate da analoga provenienza, sono state tuttavia rinvenute anche al di sopra di questo importante strato guida e RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) le hanno denominate “*colombine*”.

La presenza di questi strati guida e la loro riconoscibilità in campagna aiutano una suddivisione della Formazione, che non viene affidata alle sole variazioni litologiche sopra accennate. In alcuni casi i confini fra due membri diversi vengono fatti coincidere con uno di questi strati guida; in altri casi essi testimoniano, con il loro passaggio da un membro all’altro, la natura eteropica dei confini stessi.

Lo spessore di queste torbiditi calcaree è assai variabile e va dagli oltre 10 m complessivi dello *Strato Contessa* a pochi cm: in quest'ultimo caso esse possono essere riconosciute in singoli affioramenti e/o in sezioni stratigrafiche di dettaglio, ma non è facile seguirle e correlarle durante il rilevamento; due strati guida che mostrano, oltre a una inevitabile somiglianza litologica, spessori molto ridotti e di norma variabili anche solo di pochi cm, possono facilmente essere confusi fra loro. Diventa spesso necessario operare un confronto incrociato fra le caratteristiche dei singoli strati e quelle della successione in cui sono intercalate.

Nel foglio in esame, come vedremo, le unità più antiche della Formazione, quelle appunto contenenti le *colombine*, sono presenti solo per intervalli ridotti, a causa dell'intensa tettonizzazione. Ciò fa sì che possano essere cartografati solo tre di questi strati guida.

La *colombina* più antica presente nel foglio è quella indicata con la sigla **mr** ("Monte Mirabello"); affiora lungo il T. Sasina (margine occidentale del foglio), dove viene praticamente a coincidere con il confine fra il Membro di Galeata (FMA₄) e il Membro di Collina (FMA₅); la sua porzione arenitica ha una potenza variabile da 5 a 10 cm ed è seguita da una coda pelitica di 30-40 cm.

Il passaggio fra il Membro di Collina (FMA₅) e il sovrastante Membro di Monte Bassana (FMA₇), segnato globalmente da un leggero ma significativo aumento del contenuto arenaceo, viene fatto coincidere con la *colombina fr* ("Fratta"), situata di norma circa 50 m al di sopra della precedente: essa comprende una porzione calcarenitica di 3-5 cm e una porzione pelitica di circa 70 cm. Affiora al bordo occidentale estremo del foglio, sul fianco destro dello stesso T. Sasina.

Procedendo verso l'alto della successione, all'interno dello stesso Membro di Monte Bassana, si trova la *colombina se* ("Serra"), che è l'ultimo degli strati calcarenitici presenti nella regione o, meglio, è l'ultimo con caratteristiche tali da poter essere cartografato; essa presenta una porzione calcarenitica molto ridotta (2-5 cm) e una porzione pelitica di 40-70 cm. Alcuni affioramenti, in genere limitati a intervalli molto ridotti e mal conservati, sono presenti nell'angolo sud-occidentale del foglio (fianco destro del T. Sasina; Monte Grande; i Gorgi).

2.1.2. - Membro di Galeata (FMA₄)

E' il membro più antico affiorante nel foglio, dove compare, con potenza molto ridotta e presumibilmente per la sua sola parte sommitale (per una potenza complessiva che non supera i 50 m), in un lembo tettonicamente compreso fra affioramenti del Membro di Monte Bassana, lungo il margine meridionale dello stesso (T. Sasina; località Campedello).

Di norma si tratta di una successione torbiditica della potenza di circa 600 m, di cui qui affiora solo una piccola parte. E' caratterizzata da una notevole eterogeneità verticale: pacchi decametrici con arenarie presenti nella stessa quantità delle marne si alternano a pacchi in cui queste ultime prevalgono, anche se mai in modo netto. Anche se in generale prevalgono i letti sottili e molto sottili, la

loro distribuzione è molto variabile. Le arenarie sono medie e medio-fini, talora grossolane alla base degli strati, a prevalenti facies D, C e G. Nella successione si intercalano anche pacchi di strati rappresentanti frange di corpi sabbiosi (“lobi”), con paleocorrenti provenienti da NO-NNO. Le emipelagiti sono diffuse in modo uniforme (rapporto con le marne torbiditiche da 1:3 a 1:1).

Il limite inferiore non affiora. Quello superiore con il Membro di Collina (FMA₅) è graduale rapido, per complessiva e netta diminuzione del contenuto arenaceo e viene fatto coincidere con la *colombina mr.*

Età: Miocene medio, Serravalliano. In letteratura l’unità è attribuita alla parte inferiore del Serravalliano (ANTOLINI & CREMONINI, 1990). La datazione è confermata anche dalle associazioni a foraminiferi planctonici osservate nell’adiacente Foglio 254 (CREMONINI *et alii*, 2001).

2.1.3. - Membro di Collina (FMA₅)

Complicazioni tettoniche di varia entità e la potenza non elevata fanno sì che gli affioramenti si riducano a una fascia ridotta, grosso modo orientata NO-SE lungo il margine occidentale del Foglio (valle del T. Sasina), e ad un affioramento lungo il margine meridionale (località Campedello).

Nel complesso si tratta di un’alternanza marnoso-siltitico-arenacea, in cui il rapporto A/P si conserva attorno a 1:3,5. Le arenarie sono gradate, da grossolane a fini nei letti spessi e molto spessi (complessivamente più rari), medie e fini negli altri; le strutture trattive sono sempre molto evidenti (prevalenti facies D e G). Le marne sono grigie o verdastre, prive di laminazione, in strati sottili e medi; si alternano a frequenti sottili strati siltosi e arenacei fini con laminazione piano-parallela e/o incrociata. Abbondano le emipelagiti marnose ricche di foraminiferi. Manca in genere l’intervallo *a* della sequenza di Bouma.

La prevalenza abbastanza netta delle marne e siltiti sulle arenarie, permette di individuare abbastanza agevolmente il confine con i membri sottostante e sovrastante, anche se molto frequenti sono i piani di taglio, alcuni dei quali producono, anche all’interno di singoli affioramenti, il raddoppiamento di strati analoghi alle colombine, ma non cartografati separatamente per la loro esigua potenza (generalmente 2-5 cm).

Il limite inferiore su FMA₄ è graduale, segnato da un aumento del rapporto A/P e dei letti arenacei spessi e molto spessi; esso coincide comunque più o meno con la *colombina mr.* Quello superiore, segnato da un graduale ma rapido aumento del contenuto arenaceo, coincide invece con lo strato *fr.*

A causa delle intense sollecitazioni tettoniche, anche di questo membro affiora solo una porzione ridotta, la potenza complessiva non supera i 50 m.

Età: Miocene medio, Serravalliano. In letteratura l’unità è attribuita alla parte inferiore del Serravalliano (ANTOLINI & CREMONINI, 1990). Nell’area del Foglio 265 il membro è attribuito alla biozona a nanfossili calcarei MNN6b della parte medio-inferiore del Serravalliano (MARTELLI, 2002)

2.1.4. - *Membro di Monte Bassana (FMA₇)*

Compare in una fascia che si estende, discontinua e interessata da fitte strutture tettoniche, dall'alta valle del T. Sasina verso SE fino a Selvatica (angolo sud-occidentale del foglio).

Si tratta di un'alternanza di torbiditi a prevalente componente marnosa (A/P varia da 1:1,1 a 1:2,5). A circa 120 m dal tetto dell'unità compare un intervallo di circa 30 m di potenza, in cui A/P scende fino a 1:6. Le arenarie sono medie e fini, raramente grossolane, ben cementate, sempre gradate e con lamine evidenti, in letti per lo più spessi, molto spessi e sottili, con prevalenti facies D, C e G. Le marne emipelagiche sono diffuse in modo abbastanza uniforme.

Anche in questo caso sono notevoli gli effetti della tettonizzazione, che formano numerosi piani di taglio; la più recente delle *colombine* presenti (*se: Serra*) si ritrova a volte addirittura triplicata in affioramento per cause tettoniche.

Il limite inferiore coincide con una variazione graduale, ma abbastanza netta e rapida del contenuto arenaceo, e coincide più o meno con la *colombina Fratta (fr)*. Quello superiore, anch'esso graduale rapido, è reso evidente da un ulteriore aumento del rapporto A/P e dello spessore dei letti arenitici.

La potenza complessiva varia da 220 a 250 m.

Età: Miocene medio, Serravalliano. L'attribuzione desunta da dati di letteratura (ANTOLINI & CREMONINI, 1990) è confermata dalle analisi delle associazioni a nannofossili calcarei condotte entro l'unità nel Foglio 253 (MARTELLI *et alii*, in stampa) che evidenziano le biozone MNN6b – MNN7 della parte medio – superiore del Serravalliano.

2.1.5. - *Membro di Nespoli (FMA₈)*

Affiora a Sud di Cusercoli, in un lembo troncato verso est da una faglia, e nell'angolo sud-occidentale del foglio.

Si tratta di torbiditi arenaceo-marnose con rapporto A/P leggermente spostato a favore del primo termine (varia da a 1,1:1 a 1,3:1). Le arenarie sono da grossolane a fini, ben cementate, con gradazione e lamine trattive sempre evidenti; anche qui manca in genere l'intervallo *a* della sequenza di Bouma. I letti sono prevalentemente sottili, subordinatamente medi e spessi, raramente molto spessi; a volte variano lateralmente in modo considerevole. Sono presenti emipelagiti.

L'unità è caratterizzata da una evidente eteropia sia con il membro sottostante, che con quello sovrastante. Anche la sua potenza mostra un'evidente diminuzione da NO verso SE (da 400 a 110 m).

Il limite inferiore è segnato da un aumento graduale rapido del contenuto arenaceo; sono abbastanza evidenti i passaggi laterali con FMA₇. Quello superiore, anch'esso eteropico, è segnato da una diminuzione sia del contenuto arenaceo che della percentuale di letti spessi e molto spessi.

Età: Miocene medio, Serravalliano. Le analisi delle associazioni a nannofos-

sili calcarei condotte entro l'unità nel Foglio 253 (MARTELLI *et alii*, in stampa) permettono di attribuire il membro alla biozona MNN7 della parte superiore del Serravalliano.

2.1.6. - *Membro di Civitella (FMA₉)*

Gli affioramenti più estesi si trovano in una fascia intensamente tettonizzata che più o meno da Cusercoli si estende in direzione SSE, a ridosso del sovrascorimento di Cusercoli, nonché nell'estremo angolo sud-occidentale del foglio.

Si tratta di una successione abbastanza omogenea sia verticalmente che lateralmente, con torbiditi arenaceo-marnose in cui A/P è generalmente compreso fra 1:1,5 e 1:2,5, ma qui raggiunge anche 1:3,4. Le arenarie sono gradate, da medie a fini, abbastanza cementate, con impronte di fondo evidenti, in letti sottili e medi, più raramente spessi e molto spessi; prevalgono le facies D e G, subordinate le facies C. Vi si intercalano saltuari e discontinui pacchi ("lobi") arenacei metrici a provenienza NO-NNO e arenarie marnose, marne più o meno sabbiose e pacchi di emipelagiti in strati sottili e medi, associate a rari strati sottili siltosi o arenacei fini (il tutto per spessori massimi di 15 m). Non compare qui l'*orizzonte Castagnolo*, presente nell'adiacente Foglio 254 "Modigliana" (vedi CREMONINI *et alii*, 2001).

In tutto l'Appennino Romagnolo, e in particolare a Ovest del F. Bidente (cioè nell'adiacente Foglio 254), l'unità è caratterizzata da una potenza complessiva che raggiunge e spesso supera i 1000 m. L'intensa tettonizzazione dell'area fa sì che non sia possibile effettuare misure precise; tuttavia si può notare che nell'alta valle del T. Voltre l'unità si trova a diretto contatto con il *Membro di Castel del Rio* (FMA₁₂). Questo significa che vengono a mancare sia il Membro di Dovadola (FMA₁₀) che il Membro di Modigliana (FMA₁₁), comunemente compresi fra FMA₉ e FMA₁₂. Poiché non esistono evidenze di campagna tali da far supporre una attribuzione di tale mancanza a cause tettoniche, si può ipotizzare un passaggio laterale fra una parte della successione Membro di Civitella-Membro di Castel del Rio e la successione Membro di Dovadola-Membro di Modigliana: procedendo dalla Valle del Bidente verso SE diminuisce infatti il contenuto arenaceo che comunemente caratterizza il Membro di Dovadola rispetto quello di Civitella: di conseguenza appare logico supporre che la *linea del Bidente* agisse già durante il Tortoniano separando due porzioni del bacino a diversa distribuzione delle aree di alto e basso strutturale.

Il limite inferiore è graduale rapido, legato a una brusca diminuzione del contenuto arenaceo, anche in questo caso con evidenti eteropie rispetto a FMA₈. Quello superiore con il Membro di Castel del Rio (FMA₁₂) coincide di fatto con un pacco di strati arenacei spessi, della potenza complessiva di circa 10 m.

Età: Miocene medio e superiore, Serravalliano – Tortoniano. L'attribuzione è desunta da dati di letteratura, in particolare ANTOLINI & CREMONINI (1990) collocano l'unità fra la parte superiore del Serravalliano e il Tortoniano. La parte

basale del membro nel Foglio 253 è attribuita alla biozona a nannofossili calcarei MNN7 della parte superiore del Serravalliano (MARTELLI *et alii*, in stampa).

2.1.7. - *Membro di Castel del Rio* (FMA₁₂)

Affiora soltanto fra Mustiolo e Pianaccia, lungo il margine meridionale del foglio, in giacitura rovesciata fra il Membro di Civitella e il Membro di Fontanelice.

Si tratta di un'unità alquanto variabile al proprio interno, caratterizzata globalmente da una prevalenza della porzione arenacea: il rapporto A/P è per lo più compreso fra 2:1 e 12:1, con moda 4,5:1; tuttavia vi si intercalano pacchi di qualche decina di metri di torbiditi sottili, in cui il rapporto A/P scende al di sotto di 1:5 o addirittura di 1:1.

Le arenarie sono da grossolane a fini, in letti da molto sottili a spessi, eccezionalmente molto spessi; la cementazione e la cernita sono modeste; le strutture trattive sono visibili solo saltuariamente. I letti spessi e molto spessi contengono frequenti inclusi pelitici. Le marne sono spesso siltose e sabbiose; abbastanza frequenti sono le empelagiti, che arrivano a costituire il 25% dell'intera porzione pelitica. Vi si intercalano a diversi livelli, con frequenza crescente verso il tetto, corpi canalizzati, formati da strati arenacei spesso amalgamati, di estensione spesso superiore ai 100 m: non sono qui riconoscibili gli orizzonti guida *ta* (*orizzonte Rio Tazzano*) e *tb* (*orizzonte Trebbio*), presenti nell'adiacente Foglio 254 "Modigliana" (CREMONINI *et alii*, 2001).

Nella parte alta si osservano anche strati lenticolari (con spessore 4-10 cm ed estensione superiore ai 20 m) di calcare marnoso e marne calcaree, simili ai *Calcarei a Lucine*.

La potenza complessiva varia da 350 a 400 metri. Tale valore è tuttavia scarsamente indicativo, tenuto conto del fatto che, come si è accennato, l'unità, insieme al Membro di Civitella, comprende anche parte dei Membri di Modigliana e di Dovadola.

Il limite inferiore è segnato dal pacco di torbiditi arenacee descritto nel paragrafo precedente. Il limite superiore è netto (passaggio a una successione prevalentemente o esclusivamente arenacea), a volte marcatamente erosivo.

Età: Miocene superiore, Tortoniano. Le associazioni a foraminiferi planctonici dell'unità analizzate nell'area del Foglio 239 sono attribuibili alla Zona a *Globorotalia acostaensis* della parte inferiore del Tortoniano (AMOROSI *et alii*, in stampa).

2.1.8. - *Membro di Fontanelice* (FMA₁₃)

Affiora con grandi estensioni lungo una fascia che va da Fosso del Vallone, a sud di Cusercoli, fino oltre Pieve di Rivoschio, lungo il margine meridionale del foglio.

La suddivisione in litofacies di questo membro denota una forte variabilità sia verticale che laterale indicando di conseguenza una marcata irregolarità del bacino, fenomeno che si osserva anche per il membro sottostante, con cui presenta molte analogie.

Nell'insieme si tratta di un grosso corpo lenticolare poggianti su una superficie erosiva a carattere di *unconformity* regionale, corrispondente alle "Sabbie di Fontanelice" di RIZZINI & PASSEGA (1964), al "Membro 4" di RICCI LUCCHI (1967) e alle "Molasse tortoniane" di RUGGERI (1970); forti similitudini si riscontrano anche con le sezioni di Ranchio descritte da RICCI LUCCHI (1985; 1986), situate a Sud del foglio in esame. Nel complesso questi depositi rappresentano una megasequenza dovuta alla progradazione di una conoide torbiditica (RICCI LUCCHI, 1967); sedimentazione in bacini torbiditici più o meno profondi incisi da canyon.

La caratteristica che maggiormente differenzia quest'unità dalle altre è la netta dominanza di arenarie e la frequenza degli strati amalgamati: essa si compone infatti di torbiditi prevalentemente o esclusivamente arenacee e depositi di flussi gravitativi di alta energia e concentrazione. Il rapporto A/P varia comunemente da 3:1 a 10:1, con punte fino a 20:1. Le arenarie sono da fini a grossolane, poco cementate, in letti spessi e molto spessi, talora amalgamati fino a 10 m, con strutture trattive mal visibili; se strutturati presentano lamine piano-parallele, ondulate, incrociate e convolute, strutture a *dish*, biosomi e bioclasti, frequenti inclusi pelitici da centimetrici a decimetrici, biosomi e bioclasti (bivalvi tipo *Ostrea*) e concrezioni ovoidali ("cogoli") variamente distribuite. Formano in genere lenti a base erosiva, a volte alternate a pacchi di strati arenaceo-marnosi con rapporto A/P mediamente minore (moda 4,5:1). Prevalgono le facies A, B₁, C, D e G.

Nella parte superiore dell'unità si osservano alcune variazioni dei caratteri litologici e sedimentologici appena illustrati:

- a) in banchi arenacei come quelli sopra descritti si intercalano lenti da 1 a 5 m di conglomerati poligenici con ciottoli da 1 a 10 cm, composti per lo più da calcari, calcari marnosi e dolomie, subordinatamente (15%) da rocce eruttive e metamorfiche, in prevalente matrice arenacea, talora marnosa; esse sono diffuse soprattutto sul fianco destro del T. Sasina (fra Purgatorio e M. Olivo), dove l'unità si fa complessivamente più grossolana e diminuiscono sensibilmente le torbiditi sottili; la potenza varia da pochi metri a circa 30 metri.
- b) pacchi di strati come quelli sopra descritti passano lateralmente o si alternano a torbiditi sottili in sequenze metriche o decametriche: il rapporto A/P scende di conseguenza in modo considerevole, da 10:1 fino a 1:3 o addirittura 1:5. Le arenarie sono fini e medie, talora marnose e ricche di frustoli carboniosi, in letti da sottili a medi, spesso lenticolari, con laminazione piano-parallela. Le marne sono spesso argillose, grigie o brune, sottilmente laminate, in strati da sottili a medi, talora spessi. Vi compaiono anche emipelagiti, calcari micritici in lenti da decimetriche a metriche, con chiusura a piccola scala, e locali *slump* di spessore massimo 3-4 m. La cementazione è modesta, strutture trattive visibili generalmente solo

in strati da molto sottili a spessi. In località “I Cappuccini” di Cesena si osserva negli interstrati marnosi la presenza di materiale sedimentato in condizioni euxiniche per uno spessore massimo inferiore ai 100 m. La frequenza di tali alternanze e delle chiusure laterali delle lenti fa sì che non sia stato sempre possibile cartografare separatamente le due facies in scala 1:50.000. Si è quindi deciso di attribuire alla *litofacies della Val Samoggia (FMA_{13b})* tutti gli affioramenti in cui sono presenti entrambe le facies: i più rappresentativi fra questi si osservano nella valle del T. Voltre, fra Casetto Nuovo e Pieve di Rivoschio. Lo spessore della litofacies varia da poche decine ad alcune centinaia di metri.

La parete rocciosa sul F. Savio a Roversano esemplifica bene l'aspetto del membro in questo foglio.

La potenza complessiva varia da 250 a 400 m.

Entrambi i limiti - inferiore e superiore - sono netti e corrispondono rispettivamente della più bassa e della più alta di tali lenti a prevalente composizione arenacea: quello inferiore è a volte marcatamente erosivo e discordante su FMA₁₂; quello superiore coincide spesso con due corpi arenacei di 10-20 m separati da qualche decina di metri di depositi del tipo FMA_{13b}.

Età: Miocene superiore, Tortoniano. Lo studio micropaleontologico delle associazioni a foraminiferi planctonici ha permesso di riconoscere la Zona a *Globorotalia acostaensis* della parte inferiore del Tortoniano. Le analisi condotte entro l'unità nell'area del Foglio 239 hanno inoltre evidenziato forme indicative della parte alta della biozona (AMOROSI *et alii*, in stampa).

2.1.9. - *Membro di Borgo Tossignano (FMA₁₄)*

Gli affioramenti si riducono a una fascia molto disturbata che da Fosso del Vallone (a Sud di Cusercoli) si estende verso ESE fino a Pieve di Rioschio; anche lungo l'anticlinale di Valdinoce - Monte Leone e nella zona di taglio di Rio Eremo - S. Tomaso affiora con una certa continuità, anche se generalmente tettonicamente disturbata.

L'ultima unità della formazione (corrispondente al “*Membro 5*” di RICCI LUCCHI, 1967) è composta da prevalenti marne, marne argillose, emipelagiti grigie e grigio-azzurre ricche in foraminiferi, in strati da sottili a medi, talora brune e sottilmente laminate; vi si intercalano subordinate lenti al massimo di 1 m di siltiti e arenarie poco cementate, da fini a medie, a laminazione piano-parallela, talora molto sporche e ricche di frammenti carboniosi. Sono presenti emipelagiti. La frequenza e lo spessore di queste intercalazioni diminuisce con costanza più o meno continua verso l'alto: il rapporto A/P varia da 1:3 a 1:10. Nella porzione inferiore i caratteri sono quindi molto simili a quelli della sottostante litofacies della Val Samoggia: determinante diventa l'assenza dei potenti corpi arenacei amalgamati tipici del Membro di Fontanelice.

Localmente, in particolare tra Borello e Montecodruzzo, è stata distinta una litofacies pelitico-arenacea (FMA_{14a}) con stratificazione ben evidente e caratte-

rizzata da strati sottili e medi e A/P compreso tra 1/3 e 1/2,

Nella valle del T. Sasina, a Sud di Cusercoli, la potenza è ridotta a pochi metri. Cresce fino a circa 100 m verso ESE (presso Pieve di Rivoschio).

Il limite inferiore è netto o graduale rapido su FMA₁₃, segnato da una brusca diminuzione del rapporto A/P e dello spessore dei letti arenacei; a volte coincide con due corpi arenacei di 10-20 m separati da qualche decina di metri di depositi del tipo FMA_{13b} oppure con un orizzonte (da pochi dm a pochi m) di arenarie poco cementate in letti sottili e medi. Quello superiore è netto e spesso discordante, localmente marcato da un banco arenaceo gradato (ar in carta), qui potente circa 4 metri e lenticolare alla scala cartografica, su cui poggiano in maniera netta le peliti dei Ghioli di Letto.

Età: Miocene superiore, Tortoniano. L'attribuzione è desunta dallo studio condotto entro il membro nell'area del Foglio 239 dove è stata riconosciuta la Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* della parte superiore del Tortoniano (AMOROSI *et alii*, in stampa).

2.2. - FORMAZIONE DEI GHIOLI DI LETTO (GHL)

La fine della sedimentazione torbiditica della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola è accompagnata dalla comparsa, più o meno continua, di episodi anosici, testimoniati dalla presenza di marne scure, bituminose, talora con abbondante contenuto diatomeitico, che costituiscono la Formazione dei Ghioli di Letto.

Questa formazione affiora generalmente in fasce di estensione ridotta, per di più mascherate dalla cospicua copertura detritica proveniente dalle unità sovrastanti: una di queste è riconoscibile in testa ai calanchi di M. dell'Erta, lungo il fianco meridionale dell'anticlinale di Collinello, e raggiunge il rio Ausa (a Sud di Bertinoro). Altri affioramenti si osservano sui fianchi delle anticlinali di Pian di Spino e Osteria di Piavola.

Si compone essenzialmente di marne e marne argillose grigie, brune, ocracee o nerastre, spesso ricche di materiale organico, in strati sottili e molto sottili, subordinatamente medi, talora fortemente ondulati, con fitta laminazione piano-parallela; vi si intercalano sottili lenti e strati di arenarie gradate, con laminazione piano-parallela, talora ricche di frammenti carboniosi. Sono presenti anche emipelagiti grigio-azzurre o grigio-scure (**GHL_a**). Il rapporto A/P rimane in genere inferiore a 1:5, ma diminuisce progressivamente verso l'alto (fino a 1:10), dando all'unità un *trend* complessivamente positivo (FARABEGOLI, 1983).

Alla base della successione l'unità è parzialmente o interamente sostituita da un'alternanza di marne e marne argillose, talora siltose, in strati sottili e molto sottili, talora bituminose, e biosiltiti marnose e diatomeitiche, a volte fittamente laminate, grigio-chiare o bianche, con frequenti resti fossili di pesci (*Tripoli e marne tripolacee* AA: **GHL_b**). Gli affioramenti sono in questo caso di dimensioni limitate, come a Ovest di Pian di Spino, dove compare un solo strato di diatomeiti marnose bianche, della potenza di circa 1 m, con laminazione piano-parallela, ma anche con evidenti ondulazioni legate a scivolamento subacqueo (*slump*). Del resto fenomeni di rimo-

bilizzazione subacquea sono frequenti in tutta la parte bassa della formazione: uno di questi, composto da materiali derivanti da FMA e GHL, si ritrova in località M. dei Frati ad Est di Borello, con una potenza che raggiunge un massimo di 50 metri, ma tende a diminuire via via che ci si allontana dal T. Borello; è interpretato come equivalente laterale del “*mélange*” sedimentario della Valle del Savio.

A volte (zona a NE di Borello) si osserva invece un netto aumento della componente arenacea, con passaggio, anch'esso graduale ed eteropico, ad arenarie in strati sottili alternate ad emipelagiti grigio-azzurre o grigio-scure (GHL_a).

Si tratta nel complesso di un'unità legata a sedimentazione pelagica, passante verso l'alto a depositi di scarpata e di piattaforma esterna. Le sue evidenti disomogeneità, che si riflettono anche nelle variazioni di potenza, possono essere così spiegate:

- passaggio graduale ed eteropico alle torbiditi sottili che chiudono la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola (membro di Borgo Tossignano);
- instaurarsi progressivo, e quindi geograficamente differenziato, di condizioni eusiniche (GHL_b);
- variazioni morfologiche di un bacino che si va facendo notevolmente articolato e disomogeneo (GHL_a);
- fenomeni di scivolamento subacqueo, che a volte hanno asportato completamente l'unità (come lungo il margine meridionale del foglio, dove a contatto con la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola si ritrovano direttamente olistostromi intercalati nella porzione basale della Formazione di Sapigno (GNO_{a,b}).

Sedimentazione pelagica che passa verso l'alto alla scarpata e piattaforma esterna, con locali condizioni eusiniche concentrate soprattutto verso l'alto stratigrafico.

La potenza complessiva dell'unità, quando presente, varia da un minimo di 50 m ad oltre 500 m.

Il limite inferiore con la parte sommitale della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola (FMA₁₄) è graduale ed eteropico, legato spesso alla sola comparsa degli orizzonti bituminosi e ad una stratificazione complessivamente più sottile. Il limite superiore è netto, talora discordante.

Età: Miocene superiore, Tortoniano – Messiniano. Lo studio biostratigrafico condotto in alcuni affioramenti ha evidenziato associazioni riferibili alla Zona a *Globorotalia conomiozea* della parte inferiore del Messiniano; la formazione in letteratura è generalmente attribuita all'intervallo compreso fra la parte superiore del Tortoniano e la parte inferiore del Messiniano, come ad esempio osservato nelle aree dei fogli 238 e 239 (BENINI *et alii*, in stampa; AMOROSI *et alii*, in stampa).

3. - SUCCESSIONE MESSINIANA

Questa successione corrisponde al Gruppo della Gessoso-solfifera, unità di rango superiore recentemente istituita dal Gruppo di lavoro per il “Messiniano e la

Gessoso-Solfifera Auctores” nell’ambito delle attività del Comitato d’area per l’Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005).

3.1. - GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA

Costituiscono questo gruppo le unità evaporitiche messiniane, in questo foglio corrispondenti alla Formazione della Vena del Gesso (cfr. Formazione Gessoso-Solfifera dei precedenti fogli CARG), che comprende le evaporiti primarie, alla Formazione di Sapigno (cfr. Formazione dei Ghioli di Tetto dei precedenti fogli CARG), che comprende le evaporiti risedimentate, e alla Formazione a Colombacci. L’ex Formazione dei Ghioli di Tetto e la Formazione a Colombacci, nei precedenti fogli CARG, erano considerate appartenere alla “Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico” in quanto separate dalla Formazione della Vena del Gesso dall’importante discontinuità stratigrafica intra-messiniana.

I recenti studi stratigrafici di ROVERI *et alii* (1998, 2001) e di RICCI LUCCHI *et alii* (2002), pur confermando la presenza e l’importanza di tale discontinuità, hanno permesso una revisione della gerarchia delle discontinuità riconosciute nella successione messiniana della Romagna e suggerito una riclassificazione della litostratigrafia delle unità messiniane romagnole che si è concretizzata, a fini cartografici, con l’istituzione del Gruppo della Gessoso-solfifera da parte del Comitato d’area per l’Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005).

3.1.1. - *Formazione della Vena del Gesso (VGS)*

Affiora estesamente in corrispondenza dei nuclei delle principali pieghe. Corrisponde alla Formazione Gessoso-Solfifera (GES) dei precedenti fogli CARG dell’Appennino emiliano-romagnolo.

Come in gran parte dell’Appennino, la base dell’unità è composta da calcari, calcari dolomitici e dolomie di colore grigio chiaro, in strati sottili alternati a subordinate peliti bituminose scure in strati millimetrici a laminazione piano-parallela («calcere di base» degli AA, cb in carta). Si tratta di depositi di piattaforma (piana di marea carbonatica) e di laguna con apporti clastici, peraltro non sempre presenti, anche a causa del loro coinvolgimento nei primi scivolamenti subacquei legati alla fase tettonica intramessiniana: la loro potenza, infatti, raggiunge un massimo di 7 m, ma spesso si riduce a 0.

La successione prosegue con gessi selenitici, microcristallini, gessareniti e gessoruditi, di colore da grigio a rosato, alternati a strati sottili di calcare e calcare dolomitico (*facies romagnolo-marchigiana* di FARABEGOLI, 1983). Gli strati gessosi presentano potenza variabile, da strati sottili a banchi, e sono talora ondulati. Negli strati più spessi si riconoscono cristalli di gesso geminati “a coda di rondine”, di alcuni cm, spesso frammentati e risedimentati (*facies emiliana* di

FARABEGOLI, 1983). Vi si alternano:

- argille siltose e marne argillose grigie o nere, fetide, con bioclasti e scaglie di pesci, in cui abbondanti frustoli carboniosi evidenziano una sottile laminazione piano-parallela che talora le rende fissili;
- strati sottili di siltiti grigio-chiare, gradate, con base composta da arenarie fini, organogene, passanti spesso a marne siltose grigie in strati medi a laminazione ondulata.

La potenza complessiva varia da 0 a 150 m.

Il limite inferiore è netto su GH1 o FMA₁₄.

Età: Miocene superiore, Messiniano. L'unità è comunemente attribuita alla parte inferiore e media del Messiniano (VAI & RICCI LUCCHI, 1976, 1977; CATANZARITI *et alii*, 2002).

3.1.2. - *Formazione di Sapigno (GNO)*

Corrisponde alla Formazione dei Ghioli di Tetto (SELLI, 1954), siglata GHT nei fogli CARG precedenti, e indica essenzialmente terreni argillosi e sabbiosi, ma anche di altra natura litologica, depositatisi sopra le evaporiti della Formazione della Vena del Gesso.

Nel Foglio 255 l'unità è composta da torbiditi marnoso-arenacee sottili, con rapporto A/P quasi sempre compreso fra 1:5 e 1:3, talora destinato a scendere fino a 1:20. Le arenarie sono medio-fini in letti sottili e molto sottili, più raramente medi; le marne sono più o meno argillose, grigie, nocciola o nere, talora grigio-verdastre, spesso fittamente laminate, in strati per lo più sottili e molto sottili, più raramente spessi. Vi si intercalano saltuari e subordinati pacchi di strati di peliti laminate bituminose, strati arenacei sottili di origine torbiditica e lamine siltose.

A circa 50 m dalla base si intercala un orizzonte della potenza di 40-50 cm, formato da 4 strati sottili di arenarie vulcanoclastiche gradate, da grossolane a medie alla base degli strati costituite da prevalente vetro vescicolare e lamellare e da subordinati biotite, feldspati e quarzo (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982), di colore grigio chiaro o biancastro, con accenni di laminazione piano-parallela, separati da sottili interstrati pelitici grigi (*Orizzonte vulcanoclastico di Osteria di Piavola: op.*). Si tratta di tufiti. Per la sua posizione stratigrafica, l'orizzonte potrebbe essere correlato con i livelli omologhi presenti nelle Marche (SELLI, 1954; CARLONI *et alii*, 1974).

Nella fascia di affioramenti che fra Cusercoli e Pieve di Rivoschio seguono il tetto della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola o della Formazione dei Ghioli di Letto si ritrovano blocchi isolati, strati e banchi o lenti discontinue anche su media e piccola scala, separate da superfici erosive e con frequenti strutture da scivolamento gravitativo (**GNO_a** *litofacies di Pieve di Rivoschio*). In entrambi i casi si tratta di accumuli caotici di gessi meso- e macrocristallini risedimentati, composti da:

- evaporiti carbonatiche derivanti dal «*calcare di base*» degli AA., in clasti

- sparsi oppure in lenti di spessore da centimetrico a decimetrico;
- gessareniti massive e/o gradate in strati medi;
- gessareniti e gessosiltiti laminate, grigie, con subordinate intercalazioni pelitiche e siltitiche e sparsi clasti di gesso selenitico e alabastrino, biancastro e cristallino;
- lenti formate da cristalli di selenite con giacitura caotica;
- marne e marne siltose, talora gessose o calcaree, grigie o nere, compatte o fittamente laminate, in lenti ondulate; possono presentare caratteri tipici di accumuli disordinati (*slump*) oppure contenere ciottoli poco arrotondati, di diametro fino a 10 cm, derivanti dai litotipi appenninici, con fori di litodomi e inclusi lenticolari di gesso secondario, micro- e meso-cristallino.

La loro distribuzione è alquanto variabile; a volte arrivano a comporre una vera e propria fascia, apparentemente continua per una potenza massima di 100 m: questo ha fatto sì che in passato siano stati attribuiti alla Formazione della Vena del Gesso, con cui l'affinità litologica è alquanto evidente. Si ritiene tuttavia qui preferibile privilegiare i caratteri di risedimentazione di questa parte dell'unità e quindi la posizione stratigrafica che tali depositi arrivano alla fine a occupare.

Localmente (tra Colombarone e Montevecchio, a nord e ad est di Borello) alla base si intercala una lente della potenza di qualche decina di metri composta da un'alternanza di arenarie grigie e giallastre, poco cementate, con clasti derivanti dal disfacimento di FMA, e marne siltose grigie, gradate (**GNO_b**, *litofacies arenaceo-pelitica*; il rapporto A/P si conserva in genere attorno a 1:1 anche se può variare tra 1/3 e 2).

La potenza complessiva varia da 10 a 250 m.

Il limite inferiore dell'unità è talora netto e discordante direttamente su FMA; in località Botteghino, tuttavia, dove il confine è con la porzione pelitica terminale di VGS, esso è marcato da uno strato sottile (2-10 cm) di calcari marnosi micritici e intramicritici, grigi, contenente cristalli e noduli sparsi di celestina e caratterizzato al tetto da *mud cracks* (cfr. CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; COLALONGO *et alii*, 1978); poiché tale strato non è sempre ben evidente in campagna, il limite viene posto in corrispondenza del più alto strato di gessi, risedimentato o no (nel primo caso si tratta del limite GNO_a-GNO; nel secondo del limite VGS-GNO). Il limite superiore è segnato dalla comparsa delle prime lamine di evaporiti carbonatiche della *formazione a colombacci*, ma viene fatto coincidere con il primo orizzonte di colombacci (*cl₁*).

Età: Miocene superiore, Messiniano (SELLI, 1954; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977).

3.1.3. - *Formazione a Colombacci* (FCO)

L'unità è ampiamente rappresentata nella sinclinale Giaggiolo-Cella, che si estende con asse ONO-ESE per buona parte del foglio, compresa fra i due alti strutturali di Pieve di Rivoschio e di Pian di Spino (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978). Ottimi affioramenti si osservano lungo il fianco sinistro del T. Voltre, non-

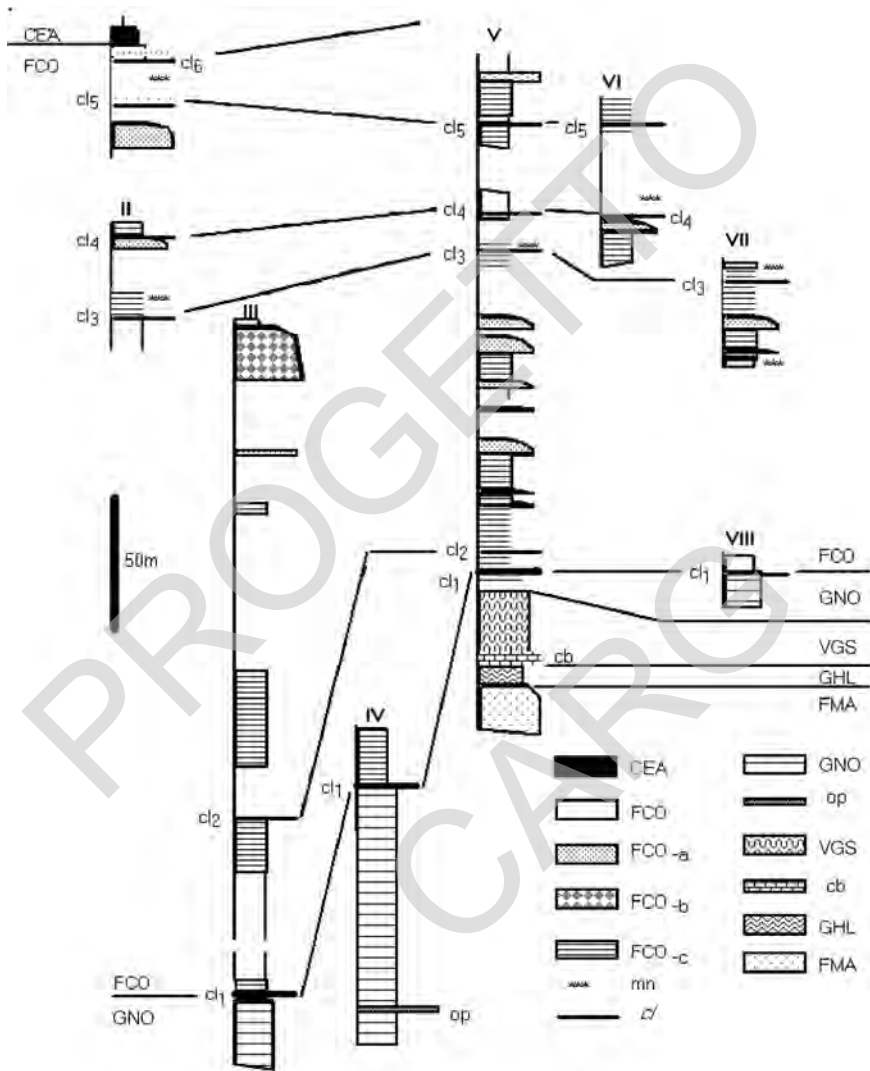


Fig. 4 - Sezioni stratigrafiche nella Formazione a Colombacci: CEA - Marne di Cella; FCO - Formazione a Colombacci (peliti prevalenti); FCOa - Formazione a colombacci (litofacies arenacea); FCOb - Formazione a colombacci (litofacies conglomeratica); FCOc - Formazione a colombacci (litofacies pelitico-arenacea); mn - "marne nere"; cl - Colombacci). GNO - Formazione di Sapigno; op - orizzonte vulcanoclastico di Osteria di Piavola; VGS - Formazione della Vena del Gesso; cb - «Calcare di base» AA; GH - Formazione dei "ghioli di letto"; FMA - Formazione marnoso-arenacea romagnola. Per l'ubicazione delle sezioni vedi fig. 2.

ché in una fascia, con analogo orientamento, che si estende da Sud di Bertinoro fino a SE di Borello.

La formazione, definita da SELLI (1954), ha avuto in passato anche i nomi di «*Strati a Congerie*» (CAPELLINI, 1879) e di «*Strati a Melanopsis*» (RUGGIERI, 1958). E' composta da più litofacies, fra cui domina quella a prevalenti peliti (FCO): si tratta di marne, marne argillose e siltose, grigie, grigio-azzurre, grigio-scure, grigio-verdastre e brune, a volte leggermente arenacee, in strati da sottili a medi non sempre netti. Vi si intercalano:

- subordinate e sottili lenti di siltiti e arenarie medio-fini, a laminazione incrociata concava a piccola scala, da corrente o da onda;
- ritmiti sottili (al massimo 4 cm) composte da marne c.s. e calcari marnosi e marne calcaree biancastre, che aumentano di spessore e frequenza in prossimità dei livelli di *colombacci cl* (in carta).

Il rapporto A/P è sempre inferiore a 1:3, spesso fino a 1:20.

Accanto a questa litofacies a prevalenti peliti, in passaggio eteropico e per interdigitazione, si ritrovano altre tre litofacies, in corpi variamente intercalati: **FCO_a**, **FCO_b** e **FCO_c**. Esse riassumono la distinzione delle litofacies di CREMONINI & FARABEGOLI (1978), come mostra anche la fig. 4 che ne deriva, pur attraverso evidenti modificazioni.

Il limite inferiore della formazione è posto convenzionalmente in corrispondenza di *cl*₁ (v. 3.4.4.) dove l'unità è in successione continua su GNO (si vedano le figg. 4 e 5). In altri casi è netto e discordante sugli accumuli caotici di GNO_a e GNO_b. Il limite superiore coincide, tutt'al più con qualche metro di scarto, con la coppia di strati *cl*₆ "marne nere", che rappresenta un ottimo *marker* del limite Mio-Pliocene (seguono infatti, concordanti o paraconcordanti, le Marne di Cella: vedi fig. 5).

La potenza complessiva dell'unità varia fortemente da un minimo di 1 m fino a un massimo di 450 al nucleo della sinclinale Giaggiolo-Cella.

I foraminiferi sono assenti, a parte alcuni esemplari chiaramente rimaneggiati. Abbondano invece, a luoghi e concentrati soprattutto nei livelli di "marne nere", molluschi ipo- e meso-alini come *Dreissensia claveiformis*, *Dreissensia deshayesi*, *Hydrobia stagnorum*, *Limnocardium paulucii*, *Limnocardium subodessae*, *Limnocardium cf. nobile*, *Melanopsis narzolina*, *Melanoides curvicosta*, *Prosodacna eichwaldi*, *Prosodacna litora-*

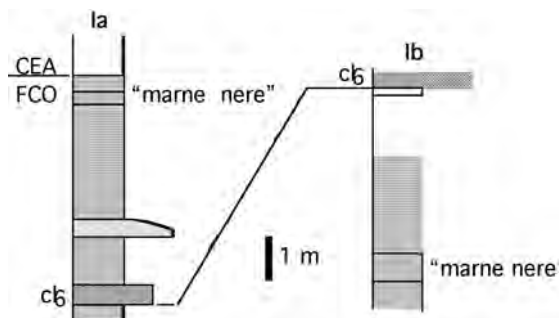


Fig. 5 - Il tetto della Formazione a Colombacci e il passaggio ai sedimenti pliocenici CEA (da CREMONINI & FARABEGOLI, 1977, modif).

lis, *Prosodacna scarabelli*, *Prosothenia meneghiniana*, *Saccoia oryza*, *Theodoxus mutinensis*, ecc. Abbondanti sono pure gli ostracodi, distribuiti in due associazioni prevalenti: la prima comprende essenzialmente forme appartenenti al genere *Cyprideis* (*Cyprideis* ex gr. *pannonica*, *Cyprideis agri-gentina*, *Cyprideis* spp.), subordinatamente anche *Tyrrenocythere ruggierii* e *Loxoconcha rombovalis*, e rimanda a un ambiente mesoalino; la seconda mostra invece *Candona* sp., *Caspiolla* sp. e *Loxoconcha* cf. *litica* e, forme tipiche di ambiente oligoalino. L'alternarsi di queste diverse associazioni permette di ipotizzare un ambiente continuamente sollecitato da variazioni di salinità (COLALONGO *et alii*, 1978; 1979). L'età è attribuita al Miocene superiore, Messiniano (v. anche SELLI, 1954; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977).

Litofacies arenacea (**FCO_a**). Comprende lenti e pacchi di strati arenacei o arenaceo-marnosi, in cui il rapporto A/P si mantiene sempre superiore o tutt'al più uguale a 2:1, raggiungendo a volte valori anche superiori a 10:1. Corrisponde alla *litofacies di Giaggiolo* di CREMONINI *et alii* (2001) (un affioramento molto significativo è infatti esposto lungo la strada comunale che passa per località Giaggiolo). Le arenarie sono per lo più medio-fini, talora grossolane, grigie, giallastre o ocracee se alterate, da poco a mediamente cementate; gli strati sono da sottili a spessi, lenticolari e piano-concavi, con continuità laterale da pochi m a poche decine di m; talora presentano gradazione diretta e fitta laminazione piano-parallela, inclinata a basso angolo, ondulata e incrociata (da corrente o da onda). Vi si riconoscono anche “cogoli” e *clay chips*. Si alternano a marne e siltiti grigie in strati sottili e molto sottili, raramente medi. Compongono a volte orizzonti ben riconoscibili in campagna, composti da più strati arenacei separati da marne tipo FCO o da alternanze tipo FCO_c, della potenza di qualche metro e dotati di una certa continuità laterale (alcuni chilometri).

Lo spessore complessivo di questa litofacies varia da pochi metri a parecchie decine di metri.

Litofacies conglomeratica (**FCO_b**). Affiora con particolare evidenza nell'abitato di Cusercoli e nella media valle del T. Volturno, in prossimità dell'abitato omonimo, dove sono presenti gli spessori maggiori (anche più di 50 m). Nelle valli dei torrenti Bora e Borello le potenze dei singoli corpi non superano i 15 m.

Si compone di conglomerati poligenici, corrispondenti ai *conglomerati di Cusercoli* di CREMONINI *et alii* (2001). I ciottoli sono calcarei, arenacei, selciferi, quarzosi o cristallini, derivanti dal disfacimento di FMA e dei *flysch* calcarei e arenacei dell'Appennino (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973); hanno diametro per lo più di pochi cm, talora fino a 30, forma in genere sferica e sferico-appiattita, più raramente allungata e appiattita; sono spesso distribuiti caoticamente, ma si riconosce a volte una gradazione inversa alla base degli strati. La matrice è arenacea medio-grossolana, da subordinata a prevalente. La stratificazione è

raramente netta, spesso in banchi di diversi metri, che passano lateralmente e verticalmente ad arenarie grossolane in strati medi e spessi, simili a FCO_a. Spesso si osserva una grossolana laminazione piano-parallela, inclinata a basso angolo o incrociata-concava a basso angolo.

Questi conglomerati sono distribuiti essenzialmente in due pacchi di lenti, di potenza variabile da pochi decimetri fino a 20 m: il primo è collocato fra il secondo e terzo livello a colombacci (*cl*₂ e *cl*₃), il secondo fra il quarto e il quinto (*cl*₄ e *cl*₅); lenti a minori continuità e potenza, spesso passanti alle arenarie FCO_a, sono comunque presenti anche altrove. La base di entrambi i corpi principali è chiaramente erosiva.

Litofacies pelitico-arenacea (FCO_c). Affiora con buona estensione ed esposizione al nucleo dell'ampia sinclinale Giaggiolo-Cella (dintorni di Giaggiolo).

Alternanza di peliti e arenarie con A/P in genere compreso fra 2:1 e 1:3. Le arenarie sono in genere medie e fini, in strati sottili e molto sottili, spesso lenticolari. Le peliti sono costituite da marne grigie, grigio verdastre, brune o nere, in strati per lo più medi e sottili, raramente spessi.

Occupano a volte intervalli di potenza anche superiore ai 100 m, ma molto variabili lateralmente. Mostra evidenti rapporti di eteropia con le litofacies FCO e FCO_a con le quali i passaggi sono in genere gradualmente, per variazione laterale dello spessore e chiusura a lente degli strati arenacei.

3.1.3.1. - Orizzonti «Colombacci» (*cl*₁₋₆)

All'interno dell'unità si intercalano, a quote stratigrafiche diverse, 6 orizzonti calcarei di spessore variabile fra i 40 e gli 80 cm, denominati "colombacci". Essi sono per lo più composti da strati sottili e molto sottili di calcare micritico bianco, più o meno marnoso, alternati a veli e strati molto sottili di marne grigie, a volte fittamente laminate (lamine di calcite). Fanno parzialmente eccezione i due livelli più antichi:

- *cl*₁ si presenta come un pacco di strati molto sottili di calcare marnoso e marne calcarea (CaCO₃ inferiore al 78%), di colore grigio, con fitta laminazione piano-parallela, per uno spessore complessivo variabile da 30 a 70 cm; esso rappresenta la prima comparsa di lamine carbonatiche nella successione ed è assunto come limite stratigrafico della formazione su GNO;
- *cl*₂ ha in genere un contenuto calcareo ancora minore (inferiore al 50%) e uno spessore più modesto (attorno ai 30 cm).

A parte *cl*₁, ciascuno degli orizzonti «colombacci» è seguito da uno strato di circa 50 cm composto da marne e marne argillose, bituminose, nere, fortemente bioturbate, con abbondanti biosomi e bioclasti. A volte fra gli orizzonti *cl* e queste "marne nere" si trovano peliti tipo FCO, più raramente FCO_a, per spessori massimi di qualche metro; a volte il contatto è diretto.

3.2. - LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO

La “crisi di salinità” del Messiniano porta al progressivo aumento di concentrazione delle acque: l’ambiente di sedimentazione passa bruscamente da condizioni pelagiche a condizioni di acque basse a circolazione ristretta, che favoriscono la fioritura di alghe, l’accumulo e la conservazione di sostanze organiche. In un primo tempo (Formazione dei Ghioli di Letto: GHL) si assiste all’instaurarsi progressivo di condizioni eusiniche, ancora più evidenti dove compaiono depositi (GHL_b) analoghi agli «shales eusinici pre-evaporitici» di MARABINI & POLUZZI (1977) e di VAI & RICCI LUCCHI (1977) oppure ai «tripoli e marne tripolacee» (GHL_b: *Tripoli e marne tripolacee*); successivamente si passa a depositi carbonatici («calcare di base» degli AA) e infine gessosi (Formazione della Vena del Gesso).

Nell’area in esame, come in tutto l’Appennino Romagnolo, la sedimentazione messiniana appare inoltre fortemente influenzata dalla tettonica («fase tettonica intramessiniana» di CREMONINI & FARABEGOLI, 1978). La sua natura compressiva portava alla formazione di alti e bassi strutturali, più o meno riconducibili alle strutture plicative e/o disgiuntive anche attualmente riconoscibili (anticlinali, sinclinali, ecc.). Derivavano di qui intensi scompaginamenti gravitativi destinati a coinvolgere in pratica l’intera sedimentazione messiniana. Riassumiamo brevemente:

- orizzonti di scivolamento gravitativo presenti sia nella Formazione dei Ghioli di Letto (GHL) che nel «calcare di base» AA;
- mancanza quanto meno saltuaria della Formazione della Vena del Gesso (VGS) e di parte delle unità confinanti (GHL, GNO);
- presenza alla base della Formazione di Sapigno di olistostromi derivanti dallo smantellamento di VGS (GNO_{a,b}), spesso concentrati in fasce relativamente continue;
- base spesso discordante e lacunosa, a volte chiaramente in *onlap*, della Formazione a Colombacci;
- caratteri deposizionali eterogenei della stessa Formazione a Colombacci, in cui, alla dominante litofacies pelitica (FCO), si alternano corpi lenticolari di litofacies differenziate come FCO_{a,b,c}, testimoniando variazioni ambientali (piana di marea, delta, ecc).

Per quest’ultimo caso si deve tuttavia supporre che, all’attività tettonica compressiva, si assommassero anche effetti di variazioni climatiche, tali da condizionare l’irregolarità degli afflussi idrici continentali.

In particolare l’ambiente di sedimentazione della Formazione a Colombacci ha dato origine per diversi decenni a lunghi e accesi dibattiti da parte degli studiosi. Da una parte, grazie agli abbondanti foraminiferi planctonici, ancorché distrofici, presenti negli intervalli pelitici, la formazione è stata per molto tempo ritenuta tipica di mare profondo (SELLI, 1954; BORSETTI *et alii*, 1975; CARLONI *et alii*, 1974); dall’altra parte queste microfaune sono state interpretate come rimaneggiate (RUGGIERI & SPROVIERI, 1976; COLALONGO *et alii*,

1978; 1979) e la loro importanza è stata nettamente subordinata a quella di forme ben conservate di molluschi e ostracodi tipiche di acque dolci o eurialine (CAPELLINI, 1874; 1879; RUGGIERI, 1958; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979). L'infittirsi delle ricerche negli anni '70 ha portato a ritenere la Formazione a Colombacci come sedimentata in una serie relativamente continua di laghi dipendenti da un mare interno (il "lago-mare" paratetideo), in cui affluivano corsi d'acqua dal vicino Appennino, già parzialmente emerso (RUGGIERI, 1958; 1970; RABBI & RICCI LUCCHI, 1968; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979; IACCARINO & PAPANI, 1980; 1982; CREMONINI & MARABINI, 1982).

Le variazioni nelle condizioni di sedimentazione erano nel complesso molto frequenti. Coniugando le interpretazioni paleo-ecologiche dei molluschi e ostracodi ricordate sopra con l'analisi di facies, COLALONGO *et alii* (1978; 1979) hanno proposto un modello generale di sedimentazione così riassumibile:

- litofacies pelitica e pelitico-arenacea (FCO e in parte FCO_c): si formavano depositi prevalentemente pelitici, legati a clima umido e a saltuaria apertura verso l'esterno ("lagomare") dei bacini; le associazioni faunistiche a ostracodi alternano in modo più o meno regolare intervalli a prevalenti *Cyprideis* e a prevalenti *Candona*, indicanti variazioni di salinità e quindi di maggiore e minore afflusso di acque continentali o provenienti dal "lagomare";
- una progressiva diminuzione delle condizioni energetiche portava alla deposizione dei *colombacci* s.s., ovvero di depositi chimici, a fitta laminazione piano-parallela, testimonianti una forte evaporazione e una chiusura verso l'esterno dei bacini; il carattere progressivo dei mutamenti è indicato dalla frequenza delle lamine carbonatiche in prossimità degli stessi *colombacci* all'interno di depositi FCO; è l'instaurarsi di queste condizioni, ancorché legate a orizzonti meno facilmente riconoscibili sul terreno come *cl*₁ e *cl*₂, a segnare la base della formazione, ovvero un cambiamento radicale nelle condizioni che in precedenza caratterizzano la Formazione di Sapigno;
- una parziale ripresa delle condizioni climatiche a elevata umidità, senza un evidente aumento degli afflussi continentali e/o "lagomarini" porta alla deposizione delle "marni nere", cioè a sedimenti di tipo palustre, ricchi di resti organici;
- all'interno di questa successione ciclica si intromettevano, globalmente in due o tre livelli principali, apporti clastici più grossolani (FCO_{a-b}: litofacies conglomeratica e arenacea), di evidente provenienza continentale: depositi fluviali, deltizie e di spiaggia (COLALONGO *et alii*, 1978; 1979; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977), o di delta-conoide (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975).

Come si è accennato, l'alternarsi di tali condizioni e conseguentemente del livello delle acque andavano a sommarsi all'instabilità tettonica del periodo, come in alcune zone mostrano distacchi e scivolamenti di olistoliti e olistostromi.

Anche i recenti lavori di revisione stratigrafica del Messiniano di ROVERI *et alii* (1998, 2001) e di RICCI LUCCHI *et alii* (2002) confermano questo quadro evolutivo.

4. - SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA

Questa successione comprende il Gruppo del Santerno e le Sabbie Gialle di Imola. Per la loro organizzazione interna in cicli deposizionali si fa riferimento a RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e AMOROSI *et alii* (1998). Il Gruppo del Santerno è prevalentemente costituito da peliti di scarpata, con intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche e frane sottomarine deposte in due cicli deposizionali (P1, Pliocene inferiore e P2, Pliocene medio-Pleistocene inferiore) che passano ad arenarie e peliti di piattaforma del Pleistocene inferiore (arenarie e argille di Savignano, ciclo Qm1, qui assente) e quindi a depositi arenacei di piattaforma interna e spiaggia sommersa del Pleistocene inf. (litofacies sabbiosa della Grotta Rossa, ciclo Qm1, anche questa mancante). Sul Gruppo del Santerno poggiano, in discordanza, sabbie di ambiente litoraneo (Sabbie di Imola) deposte all'inizio del Pleistocene medio (ciclo Qm3). E' probabile che il ciclo Qm2 manchi per erosione.

4.1. - GRUPPO DEL SANTERNO

In questa unità di rango superiore sono compresi i sedimenti terrigeni composti in prevalenza dalle Argille Azzurre (FAA) di età compresa tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore, che comprendono al loro interno numerose sottunità (membri e litofacies) e, alla base, le Marne di Cella (CEA).

4.1.1. - *Marne di Cella* (CEA)

Marne e marne argillose bianco sporco o grigio-chiare, a stratificazione raramente netta e visibile, con abbondanti micro- e macrofossili. Ove presenti, compaiono alla base di FAA con limite graduale ed eteropico (aumento del contenuto argilloso; minore frequenza di fossili; comparsa di intercalazioni arenacee), da cui non sono sempre facilmente differenziabili; solitamente si presentano più chiare e marnose e in panoramica appaiono meglio stratificate delle peliti soprastanti.

Un'ottima esposizione di questo contatto affiora a Cesena, in una traversa privata di Via Fiorenzuola.

Il limite inferiore è netto e concordante su FCO (*cl₆*).

La potenza varia da 0 a circa 80 m.

L'ambiente deposizionale è di piattaforma, lontano dalla scarpata, ben ossigenato.

Età: Pliocene inferiore, Zancleano. Nell'area del foglio sono segnalate associazioni a foraminiferi planctonici attribuibili alla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s. l. della parte basale del Pliocene (COLALONGO *et alii*, 1978).

4.1.2. – *Formazione delle Argille Azzurre (FAA)*

Formazione prevalentemente costituita da argille marnose in cui si intercalano, a varie altezze, numerosi corpi litologicamente eterogenei.

La litologia prevalente è costituita da argille, argille marnose e marne argillose, grigie e grigio-azzurre, in strati per lo più medi, raramente ben evidenti, con lamine e strati sottili siltosi e arenacei. Frequenti tracce di bioturbazione e abbondanti lamellibranchi e gasteropodi, a nidi.

Il limite inferiore è graduale rapido ed eteropico con CEA, talora netto e discontinuo con FCO.

La potenza affiorante varia da 200 a oltre 1000 m.

Le analisi biostratigrafiche a foraminiferi planctonici evidenziano principalmente biozone del Pliocene inferiore e medio (Zona a *Globorotalia margaritae*, Zona a *Globorotalia aemiliana*). Nella parte ovest del foglio sono tuttavia segnalate argille attribuibili al Pliocene superiore e al Pleistocene inferiore (CAPOZZI & NEGRI, 1991; CAPOZZI & PICOTTI, 2003)

Sulla base delle differenze litologiche e della posizione stratigrafica, sono state distinte più sottunità (litofacies e membri).

Nella parte alta del Pliocene inferiore si intercala il membro delle arenarie di Borello (**FAA₂**), costituito da varie litofacies, nel Pliocene medio si intercalano le calcareniti dello Spungone (**FAA₃**), nel Pliocene medio e superiore si intercalano, a varie altezze **FAA_{1a}**) e, infine, nel Pleistocene inferiore, si intercala la litofacies di Terra del Sole (**FAA_{ts}**).

Litofacies delle arenarie e argille di Lardiano (FAA_{1a}). Strati e pacchi di strati arenaceo-argillosi, caratterizzati da rapporto A/P compreso tra 3 e 5. Le arenarie sono medio-fini e fini, grigie, talora nettamente gradate, poco cementate, in strati da sottili a spessi, con abbondanti frustoli carboniosi, biosomi, bioclasti e inclusi pelitici. Le argille sono marnose, a volte laminate, in strati da molto sottili a medi, passanti talora ad argille sabbiose e siltose. Sono presenti siltiti fittamente laminate, in letti sottili e molto sottili, con spalmature di materiale organogeno (diatomee, frustoli, ecc). Nella parte nordoccidentale del foglio, passano lateralmente a prevalenti argille e marne argillose con subordinati letti sottili e molto sottili di arenaria fine, non cartografati per l'esigua estensione.

Questi corpi arenacei si intercalano nella parte medio-alta di FAA.

L'ambiente deposizionale è di scarpata e margine bacino.

La potenza arriva a circa 200 metri.

Età: Pliocene medio, Piacenziano. Attribuzione desunta da dati di letteratura relativi all'area del foglio (CAPOZZI & PICOTTI, 2003).

Litofacies di Terra del Sole (FAA_{ts}). Alternanza di: arenarie e siltiti, in strati da molto sottili a medi; argille siltoso-sabbiose, argille marnose, marne argillose grigio-verdastre, in strati sottili e molto sottili, lenticolari, con laminazione piano-parallela, ondulata e incrociata (vi compaiono livelli di concentrazione di biosomi, bioclasti e frustoli carboniosi); arenarie e siltiti con una significativa componente argillosa; argille e siltiti, con subordinate sabbie e siltiti argillose, mal stratificate; argille grigio-scure, un po' sabbiose, in lenti di potenza metrica; arenarie in lenti di potenza metrica. Vi si intercalano a diverse altezze lenti decimetriche di argille massive (analoghe a FAA) e corpi arenacei stratificati.

L'ambiente deposizionale varia da piattaforma marina con livelli di silt e sabbie finissime strutturati da onde di tempesta (tempestiti) a bacino poco profondo con locali condizioni asfittiche.

Talora costituisce la parte superiore della formazione.

Età: Pleistocene inferiore, Calabriano. Le associazioni a foraminiferi presenti entro la litofacies sono caratterizzate da faune infralitorali prive di valore biostratigrafico. L'attribuzione cronostatigrafica è desunta dalle analisi delle associazioni a foraminiferi dell'unità osservate nella zona di Faenza, Foglio 239 (VAIANI, 2000; BENINI *et alii*, in stampa).

La potenza affiorante è di circa 400 m.

4.1.2.1. – Membro delle arenarie di Borello (FAA₂)

Questa unità è stata descritta da CREMONINI & FARABEGOLI (1982). Si tratta di torbiditi marnoso-arenacee in sequenze positive e negativo-positive di alcuni metri, con rapporto A/P in genere maggiore di 1 (da 1/2 alla base e al tetto a oltre 2 nell'intervallo centrale). Le arenarie sono grigie, giallastre se alterate, poco cementate, in strati sottili e medi, con abbondanti biosomi e bioclasti grossolani. Le argille sono marnose, siltose e sabbiose. Sono presenti saltuarie calcareniti con clasti quarzosi e argille marnose, siltose e sabbiose. Diffusi i macrofossili rimaneggiati. Sono presenti strati con abbondanti microfossili e minor contenuto in sabbia e silt (emipelagiti). Sono anche presenti intervalli discontinui e non cartografabili di sottili livelli sabbiosi.

Si distinguono alternanze di arenarie e marne con A/P da 2/1 a 3/1, in strati sottili (FAA_{2a}), con potenza massima 50 m.

A Nord di Sogliano è stata distinta una litofacies con strati amalgamati ed A/P = 10 (FAA_{2b}); si tratta probabilmente di un unico corpo canalizzato che rappresenta il riempimento sabbioso di un profondo canyon.

Al limite sudorientale della carta, è stato distinto un corpo lenticolare, con spessore di alcune decine di metri ed estensione laterale inferiore al km, di arenarie grossolane e ricche di bioclasti (FAA_{2c}), eteropiche con FAA. Sono state inserite in questa litofacies anche le arenarie organogene di Teodorano, un corpo lenticolare esteso poche centinaia di metri affiorante in questa località.

Inoltre sono state distinte ghiaie con potenza massima di 7-8 m (FAA_{2d}) e

olistostromi a varia composizione tra cui sono stati distinti l'olistostroma di S. Maria di Riopetra (FAA_{2e}) e le Breccie a blocchi di Sogliano (FAA_{2f}).

L'Olistostroma di S. Maria Riopetra (FAA_{2e}) è costituito da peliti provenienti essenzialmente da FAA e FAA₂ con frammenti e blocchi ad affinità ligure di argilliti rosso-scure, rosate, verdi, nerastre, in strati molto sottili e sottili provenienti probabilmente dalle Argille Varicolori di Cassio (AVV, vedi ad esempio F266); arenarie fini, grigie; calcilutiti silicee grigie, gradate, in strati medi e spessi; calcilutiti marnose grigio-chiare in strati spessi. Sono presenti numerosi blocchi di dimensioni variabili da poche decine a centinaia di metri cubi appartenenti sia alla successione "autoctona" (es. VGS) che a formazioni alloctone. La base è graduale con FAA, con cui si interdigita estesamente, e talora erosiva su FAA e CEA. Lo spessore è di alcune centinaia di metri. Per posizione stratigrafica l'età è Pliocene inferiore, probabilmente basale.

Nel dettaglio, le Breccie a blocchi di Sogliano (FAA_{2f}) sono un corpo caotico spesso un centinaio di metri di origine sedimentaria ricco di inclusi ad affinità ligure ed epiligure fortemente addensati, generalmente a contatto tra di loro, composto da marne e marne calcaree grigio-chiare o biancastre, torbidi arenaceo-marnose con alta componente carbonatica, argille scure o varicolori, provenienti dallo smantellamento di torbiditi arenaceo-pelitiche con prevalente componente carbonatica e marne, talora calcaree, grigio chiaro o biancastre di età miocenica inferiore riferibili alla Formazione di Acquaviva (AQV) e Argille Varicolori di Cassio (AVV). Nei pressi di Montecodruzzo questa unità è costituita da blocchi cartografabili (pluriettometrici) di AQV, sempre a contatto gli uni con gli altri, con argille scure o in minor misura varicolorate, inserite tra di essi. A Sogliano sul Rubicone aumenta in maniera considerevole la quantità di matrice argillosa (appartenente ad AVV) che non di rado tende ad inglobare i blocchi di AQV. Quando la matrice argillosa diventa prevalentemente varicolorata è stata distinta la sottounità FAA_{2g}, caratterizzata anche dalla presenza di calcilutiti sparse e diffuse; spessore di diverse decine di metri e forti variazioni laterali con rapide chiusure. Questa litofacies si inserisce nella parte alta del Pliocene inferiore e talora il contatto con FAA è tettonizzato. Corrisponde all'unità caotica della Val Marecchia (MAE) del Foglio 256 Rimini.

Analogamente a quanto avviene per FAA nella parte meridionale del foglio (tra S. Maria Riopetra, Ciola Araldi e Sogliano al Rubicone), si osservano lenti e livelli metrici non cartografabili del tutto simili a FAA_b, originati da meccanismi prevalentemente gravitativi (colate di fango).

L'ambiente deposizionale è variabile e articolato, dal limite tra la piattaforma e la scarpata fino a epibatiale.

Questo corpo arenaceo è contenuto in FAA, i limiti sono graduali rapidi per diminuzione del contenuto argilloso e aumento della frequenza e spessore delle arenarie.

La potenza massima è di circa 350 m.

Età: Pliocene Inferiore, Zancleano. Nell'area del foglio sono segnalate asso-

ciazioni a foraminiferi planctonici attribuibili alla Zona a *Globorotalia margaritae* - *Globorotalia puncticulata* (CAPOZZI & PICOTTI, 2003).

4.1.2.2. - Membro dello Spungone (FAA₃)

Corpi lenticolari metrici composti da: biocalcareni arenacee ben cementate, in strati da sottili a spessi; banchi di calcari organogeni, con grande variabilità laterale e verticale, contenenti ciottoli arenacei centimetrici; calciruditi e calcareniti bioclastiche, da molto grossolane a medie, mal strutturate, talora arenacee, e arenarie, grigie, a cementazione variabile in lenti e strati di 30-200 cm; abbondanti concrezioni algali (Rodophyceae); argille marnose e sabbiose laminate in strati sottili, lenticolari; breccie con ciottoli calcarenitici o arenacei, a spigoli vivi. Sono frequenti nidi e livelli di biosomi e concrezioni algali e livelli di concentrazione di macrofossili ricchi in lamellibranchi di varie specie e subordinati coralli ed echinidi. Il colore delle calcareniti è generalmente bianco sporco o giallo chiaro. La stratificazione è piano-parallela o incrociata a basso angolo, con eteropie su brevi distanze e probabili chiusure di canali. Sono presenti locali e limitati episodi di risedimentazione per frana (*slump*).

L'ambiente deposizionale è di piattaforma.

La potenza varia da 10 a 160 metri.

Si intercala, con limiti netti, nella porzione mediana di FAA, al tetto di FAA₂. Faune poco caratterizzanti sembrano tuttavia indicare un'età pliocenica media, confermata dalla posizione stratigrafica.

Talora, il limite inferiore è discordante direttamente su FMA₁₃; questo è visibile presso la Chiesa di Montecchio dove nelle calcareniti sono presenti ciottoli sparsi di FMA.

In località Via Garaffona (in sinistra del T. Pisciatello) è presente un affioramento costituito da un'alternanza di marne e marne calcaree biancastre (*Litofacies di Longiano, FAA_{3a}*) in strati decimetrici a giunti poco marcati per scarsa classazione granulometrica e/o bioturbazione. Contengono abbondanti foraminiferi e coralli isolati in posizione fisiologica. L'ambiente deposizionale è compreso tra il limite di spiaggia sommersa e la piattaforma. Lo spessore massimo è di 20 metri.

Età: Pliocene medio, Piacenziano. Attribuzione desunta da dati di letteratura relativi all'area del foglio (CAPOZZI & PICOTTI, 2003).

4.2. - SABBIE DI IMOLA (IMO)

Sono stati attribuiti a questa unità, in modo dubitativo, alcuni settori molto ridotti del margine appenninico a nord di Bertinoro. Dai pochi affioramenti studiabili, peraltro di dimensioni molto piccole, risulta che questa unità è qui costituita da alternanze di livelli sabbiosi grossolani prevalenti e subordinati conglomerati in strati decimetrici-metrici con cementazione modesta o assente; presenti lenticelle centimetriche e decimetriche di peliti biancastre

e grigio-verdi. Contatto superiore erosivo discordante con i depositi alluvionali; contatto inferiore erosivo sempre discordante su FAA o su formazioni più antiche.

Spessore massimo osservato di circa 80 metri.

Età: Pleistocene medio, Ioniano (parte inferiore). Attribuzione desunta dall'analisi stratigrafica dell'unità in aree adiacenti al foglio (AMOROSI *et alii*, 1998).

5. - DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

In questo capitolo saranno descritte le coperture detritiche recenti, probabilmente tutte di età olocenica o al più pleistocenica superiore, presenti in questo foglio, per le quali non è possibile una correlazione e un inquadramento stratigrafico a scala regionale o di bacino.

Tali terreni sono i depositi di versante e i depositi alluvionali attualmente in evoluzione negli alvei.

5.1. – CORPI DI FRANA (a_1 , a_2)

Si tratta di depositi caotici di litotipi eterogenei ed eterometrici, talvolta monogenici, in matrice pelitica o limoso-sabbiosa, prodotti da “*creep*”, smottamenti e colate, ma anche da frane rotazionali (in FCO) o da crolli di roccia (in FMA).

I corpi di frana sono stati distinti, in base allo stato di attività, in evoluzione (a_1) e senza indizi di evoluzione (a_2).

Per frane in evoluzione (a_1) si intendono i corpi franosi che mostrano evidenti indizi di attività (presenza di crepacciature sul terreno, danni ai manufatti e alle colture, ecc. ...).

Per frane senza indizi di evoluzione (a_2) si intendono i corpi di frana che non presentano, al momento del rilevamento, evidenze di movimenti in atto. Tuttavia, per tali depositi non si può escludere una riattivazione in caso di condizioni anomale come, per esempio, eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o eventi sismici di elevata energia.

Rientrano in questa categoria anche le frane antiche s.s. Queste sono talora riconoscibili per la presenza di alcuni indicatori di stabilità come ad esempio lo scalzamento del piede della frana per erosione senza nuovi dissesti o colonizzazione del corpo da parte di un bosco secolare.

La franosità della fascia pedemontana e collinare in questo come negli altri fogli del margine appenninico, è associata in maggior misura alle formazioni pelitiche, soprattutto quando si presentano fratturate. Nelle aree dominate da litotipi argilloso-marnosi (come FCO e GNO ed in minor misura FAA, GHL, CEA e FAA₂), l'area percentuale del territorio interessato da fenomeni franosi è più

estesa anche se, per ovvi motivi di scala di rappresentazione, non è stato possibile riportare tutte le frane effettivamente esistenti.

5.2. - DETRITI DI VERSANTE S.L. (**a₃**) E DEPOSITI COLLUVIALI (**a₄**)

Accumuli detritici eterogenei costituiti da una matrice fine sabbioso-limosa inglobante ciottoli o subordinati blocchi e frammenti eterometrici di strati; di frequente questa matrice si presenta arrossata per pedogenizzazione. I depositi accumulati per l'azione combinata della gravità e delle acque superficiali sono stati cartografati come depositi colluviali (**a₄**), i restanti depositi di versante, di cui non è chiaramente distinguibile la frazione di alterazione in posto da quella rimobilizzata, sono stati cartografati come detriti di versante s.l. (**a₃**).

Nell'area del Foglio 255 hanno una scarsa diffusione, limitata alle zone dove affiorano terreni più resistenti, da quelli epiligruri miocenici fino alle sabbie pleistoceniche.

Questi depositi sono più frequenti lungo i fianchi vallivi del F. Savio, nel tratto compreso tra Bora e San Carlo. I migliori affioramenti si osservano nei pressi della cava di Montegranelli a San Carlo; si tratta di depositi sabbioso-siltoso-argillosi bruni, talora arrossati, con immersi sporadici ciottoli a spigoli vivi. In livelli più scuri, interpretabili come suoli; sono stati qui rinvenuti in sito reperti preistorici costituiti da selci scheggiate probabilmente usati come utensili; lungo le fratture sono presenti spalmature di ossidi neri o violacei a forma dendritica.

Lo spessore massimo osservato è di oltre 4 metri. Il substrato, spesso costituito da FMA, 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.

Anche nelle adiacenze di Bertinoro questi depositi sono frequenti, con al loro interno blocchi di FAA₃.

5.3. - DETRITI DI FALDA (**a₆**)

Sono depositi localizzati perlopiù ai piedi di pareti rocciose, scarpate o versanti acclivi, costituiti da blocchi, generalmente di arenarie di FMA, calcareniti di FAA₃, gessi e/o calcare di base di VGS, di dimensioni variabili tra qualche dmc e molte decine di mc, immersi in matrice sabbiosa spesso pedogenizzata (come nelle adiacenze di Bertinoro).

5.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE (**b₁**)

Rientrano in questa categoria i depositi alluvionali, i depositi di conoide ed i depositi detritico-alluvionali attualmente in evoluzione.

I depositi alluvionali attuali sono costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie e subordinati limi argillosi e sono localizzati all'interno dei singoli alvei fluviali.

Talora vengono colonizzati da arbusti che danno una stabilità effimera ai depositi vegetati. Le ghiaie presentano ciottoli di dimensioni variabili a seconda che si depositino in barre, in cordoni o in altri ambienti fluviali. Generalmente presentano l'asse maggiore dell'ordine del decimetro, anche se non mancano localmente blocchi fino al metro e più di diametro. Lungo l'alveo i ciottoli sono per lo più embriciati.

I depositi di conoide e quelli detritico-alluvionali sono accumuli detritici eterometrici ed eterogenei, generalmente mal classati e disorganizzati; i primi sono localizzati allo sbocco delle valli minori, i secondi negli impluvi generalmente molto acclivi. La maggior parte di essi è situata al di sopra dei terrazzi più recenti poiché, analogamente a quanto avviene per i terrazzi più antichi, vengono facilmente erosi una volta abbandonati dal canale alimentatore.

Età: Olocene.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA ED EVOLUZIONE STRUTTURALE

1. - PRINCIPALI STRUTTURE

Come anticipato nel titolo III, le strutture che definiscono l'assetto tettonico del settore appenninico e del fronte sepolto nel sottosuolo padano, sono pieghette tipo "*imbricate fans thrusts*" (BOYER & ELLIOTT, 1982) orientate circa NO-SE, con piano di movimento convesso immergente a SO o SSO. La catena prosegue verso nord, sepolta sotto i depositi alluvionali quaternari della pianura (PIERI & GROPPI, 1981; FARABEGOLI *et alii* 1990). Associate a questi *thrusts* frequentemente si sviluppano pieghe, dotate di una discreta continuità laterale, di tipo anticlinale al tetto e sinclinale, con fianco rovesciato, al piede dello scorrimento principale. Si vedano a riguardo le sezioni geologiche, in cui si può vedere la tipologia e geometria delle strutture di seguito descritte.

Queste strutture compressive sono dislocate da faglie disgiuntive sia con direzione appenninica che antiappenninica e piano subverticale.

Le principali strutture affioranti nel settore appenninico sono le seguenti.

1.1. - PRINCIPALI FAGLIE CON DIREZIONE APPENNINICA

- Linea di Monte Altello. Interessa solo l'angolo SO del foglio confinando gli affioramenti più antichi (FMA, Serravalliano inferiore) a monte. Si tratta di un *thrust* (FARABEGOLI *et alii*, 1990; BENDKIK *et alii*, 1994) che determina una fascia di deformazione di oltre 2 km in cui si riconoscono scorrimenti minori con continuità di alcuni chilometri. E' orientato circa NNO-SSE.
- Linea di Sogliano al Rubicone. Si tratta di un *thrust* di ordine minore che separa la coltre del Montefeltro dai terreni autoctoni pliocenici. Verso ovest, l'entità del rigetto verticale sembra diminuire, tanto che già all'altezza di

Santa Maria Riopetra i contatti tra depositi pliocenici contenenti o costituiti prevalentemente da materiale alloctono e successione pliocenica sono stratigrafici.

- Linea di Cesena. Sovrappone la parte alta della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola ai depositi messiniani e pliocenici. E' un *thrust* con inclinazione del piano di faglia compreso tra circa 50° e 70°, di frequente interrotto da faglie antiappenniniche, con rigetti locali importanti che tendono ad azzerarsi pochi km oltre il margine padano verso la collina. E' il sovrascorrimento affiorante più esterno alla catena, rilevato fino ad Est di Santarcangelo di Romagna. Lo si può correlare con la linea affiorante a S. Fortunato nel riminese che verticalizza le Sabbie Gialle di Imola.
- Linea di Fosso delle Rose (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982). Si estende da Teodorano al T. Borello e tende ad impostarsi al nucleo della sinclinale Monte Cavallo - Bacciolino (FARABEGOLI, 1983), dove affiorano terreni del Pliocene inferiore. E' una faglia inversa a debole rigetto con piano subverticale immergente verso SO; verso Borello è rappresentata da un insieme di faglie subparallele che dislocano anche i depositi della Formazione a Colombacci.
- Zona di taglio di Rio Eremo – S. Tomaso. E' una fascia piuttosto complessa che appare come una sinclinale molto strizzata, con asse immergente ad alto angolo verso SO, tagliata nella parte centrale da una faglia con rigetto compressivo. Questa struttura, nell'insieme, permette l'affioramento di terreni del Tortoniano superiore, del Messiniano e del Pliocene inferiore; in scaglie sovrapposte, senza ordine stratigrafico. FARABEGOLI (1983) correla queste faglie con la struttura di Massa di CREMONINI (1983).
- Zona di taglio del Monte di Cesena. Il margine padano cesenate ad est del F. Savio è coinvolto in fenomeni di intensa tettonizzazione ad opera di un sistema appenninico orientato circa come la Linea di Cesena. A complicare ulteriormente il quadro strutturale si inseriscono diverse linee ad andamento antiappenninico la cui origine sembra dovuta a strutture sepolte (FARABEGOLI *et alii*, 1990); queste discontinuità, orientate N-S con rigetto destro e N30°-50° sinistre, frammentano e dislocano le scaglie appenniniche anche di diverse centinaia di metri.
- Linea del Botteghino (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982). E' una faglia diretta immergente a NE che nonostante si presenti frequentemente dislocata in senso antiappenninico, si riconosce sul terreno dal F. Bidente al T. Borello. Talora si presenta associata ad altre linee con analoghe caratteristiche.

1.2. - PRINCIPALI PIEGHE

- Anticlinale di Valdinoco – Monte Leone (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982). Al nucleo affiorano le arenarie appartenenti al Membro di Fontanelice (litofacies della Val Samoggia); talora la piega è mascherata da numerose

faglie, generalmente inverse. Ad Est del F. Savio si presenta con locali rovesciamenti che indicano una immersione verso SO della superficie assiale; generalmente si osserva tuttavia una minor inclinazione del fianco nord-orientale rispetto a quello sud-occidentale; non di rado si presenta dislocata da strutture disgiuntive, di direzione appenninica, verticali o inclinate ad alto angolo;

- Sinclinale di Monte Cavallo - Bacciolino (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982). È una piega asimmetrica in cui il fianco sudoccidentale si presenta generalmente più inclinato di quello opposto. Come la precedente, a luoghi, una intensa tettonizzazione maschera la struttura principale. Al nucleo affiorano le Arenarie di Borello.
- Sinclinale di Giaggiolo – Cella (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982). Si estende dal F. Bidente al F. Savio per proseguire fuori carta. Ha asse verticale che tende ad inclinarsi verso SO avvicinandosi a Cusercoli. I fianchi sono poco inclinati (meno di 20°) ed è dislocata da linee trasversali solo in prossimità delle due aste fluviali principali. Al nucleo affiorano i depositi della Formazione a Colombacci.

1.3. - PRINCIPALI FAGLIE CON DIREZIONE ANTIAPPENNINICA

- Linea del Bidente (BENINI & FARABEGOLI, 1990). Poco a sud del Foglio 255, nel Foglio 266 Mercato Saraceno, affiora con un fascio di taglio ampio fino a 2 km, che interessa anche i fianchi vallivi, mentre, nell'area di questo foglio, coincide principalmente con l'alveo del fiume ed è di conseguenza coperta dalle alluvioni recenti. Tuttavia, in sinistra Bidente, affiorano faglie associate a questo fascio che mostrano un carattere prevalentemente sinistro con una componente cinematica obliqua; sono presenti anche superfici con indicatori con componente destra appartenenti probabilmente ad una fase precedente.
- Linea del Savio. È una zona di taglio con piano di faglia subverticale, con movimenti sia verticali che orizzontali, limitati, tra i quali in tempi recenti sembrano prevalere quelli verticali.
- Linea di Sorrivoli. Ha una continuità di alcuni km, orientamento circa N40° e piano verticale; ad essa si associano altre linee con analoghe caratteristiche, probabilmente responsabili dell'assetto del T. Pisciatello. Ha rigetto apparentemente destro, dell'ordine di alcune centinaia di metri a N, per ridursi a poche decine di metri ed a scomparire poco a NE di Bacciolino. Per queste caratteristiche è ipotizzabile una probabile appartenenza a strutture trasversali sepolte dai depositi della pianura che perdono di importanza nella catena emersa (FARABEGOLI *et alii*, 1990).
- Linea del Rubicone

Corre lungo il fiume omonimo ed è stata riconosciuta per avere dislocato alcune linee appenniniche. Sembra avere influito tanto sulla sedimentazione nel Pliocene inferiore che sull'avanzata della coltre del Montefeltro (RUGGIERI, 1970).

Sono inoltre presenti altre linee trasversali alla catena di ordine ed estensione minori, con dimensione massima di qualche km, poco profonde e che si limitano a svincolare le faglie longitudinali principali.

2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

In questa parte dell'Appennino Romagnolo i primi effetti degli eventi deformativi riconoscibili sono sinsedimentari e riferibili al Serravalliano. Si tratta perlopiù di marcate variazioni di spessore dei livelli guida di provenienza sudorientale e dei membri a cui appartengono. In questo periodo, forti spinte compressive in direzione dell'avampaese (verso NE) determinano raccorciamenti nel bacino della FMA, orientato parallelamente all'asse della catena, con formazione di alti strutturali, la cui esistenza è ipotizzata grazie alle riduzioni di spessore negli strati torbiditici e alla riduzione del rapporto tra arenarie e peliti. Questi paleoalti erano presumibilmente blande anticlinali dovute a *thrust* in formazione con scollamenti lungo livelli meno competenti, probabilmente corrispondenti ai membri pelitici basali della FMA o alle marne dello Schlier. Queste pieghe (*detachment fold*, JAMISON, 1987; MC NAUGHT & MITRA, 1993) successivamente si evolvono fino a rompersi al nucleo e a dare origine a rampe di accavallamento (*thrust fold* e *thrust sheet*). A questo punto l'avanfossa e la sedimentazione migrano verso NE e la tettonica diventa post-deposizionale, riconoscibile nell'area più interna del foglio, quella sud-occidentale, a partire dal Serravalliano superiore.

Nel Tortoniano superiore si riconosce un'area depocentrale corrispondente più o meno all'allineamento Collinello-Roversano in cui si ha la deposizione di diverse centinaia di metri di torbiditi prevalentemente grossolane (Membro di Fontanelice). Poco più ad Est, verso il F. Bidente, lo spessore di questo membro è pressoché dimezzato e da ciò si evince la presenza di una struttura trasversale alla catena già in questo periodo.

Al passaggio Tortoniano-Messiniano e per tutto il Messiniano inferiore si registra un'ulteriore intensa attività deposizionale probabilmente connessa con attività tettonica; infatti oltre all'arrivo di potenti depositi clastici sabbiosi (le cosiddette molasse grossolane di RUGGIERI, 1970 o Membro di Fontanelice), sono frequenti i fenomeni di franamento sottomarino (*slumping*).

La presenza al nucleo della sinclinale di Bora, all'interno di GHL, di materiale di origine alloctona, appartenente alle tettoniti varicolori di età mesozoica e terziaria inferiore, indicano la prossimità della coltre del Montefeltro.

La prosecuzione, nel Messiniano, di queste forti spinte porta alla formazione di pieghe e all'innalzamento del bacino e all'instaurarsi di condizione euxiniche. La deposizione delle evaporiti in un bacino in rapido sollevamento e fortemen-

te irregolare per la presenza di strutture tettoniche attive (VAI & RICCI LUCCHI, 1976; CREMONINI & FARABEGOLI, 1978; MARABINI & VAI, 1985), è caratterizzata da variazioni latero-verticali e da franamenti in parte subaerei, che coinvolgono la Formazione della Vena del Gesso anche negli strati basali, tanto che, come avviene nell'estremità sud-occidentale del foglio, tra il F. Bidente ed il T. Borello, scompare del tutto per essere risedimentata a formare la Formazione di Sapiigno.

Nella parte alta del Pliocene inferiore si ha la messa in posto della coltre del Montefeltro che ricopre con potenti depositi sia CEA che FAA e FAA₂, estendendosi fino a S. Maria Riopetra ad Ovest e oltre Sogliano al Rubicone a Nord. I potenti depositi torbiditici delle Arenarie di Borello (FAA_{2a}) probabilmente sono il risultato dell'instabilità e del rapido smantellamento del margine del bacino (fianco attivo a ridosso della catena, che si evolve in *thrust*), perlopiù rappresentato da FMA, e rappresentano la risposta deposizionale in bacino della fase tettonica responsabile dell'avanzamento finale della coltre alloctona, fino alla sua messa in posto nel bacino pliocenico.

Nel Pliocene medio, quindi, il quadro paleoambientale è drasticamente mutato, come indicato dalla deposizione delle calcareniti di piattaforma dello Spungone (FAA₂).

La discontinuità laterale degli affioramenti dello Spungone è forse dovuta anche all'attività di strutture antiappenniniche, quali quelle del Bidente e del Savio, che ne riducono considerevolmente la presenza verso Est.

La disposizione delle Arenarie di Lardiano (FAA_{1a}) indica la presenza di un depocentro nella parte occidentale del foglio nel Pliocene superiore e Pleistocene inferiore e una zona già parzialmente sollevata più ad Est.

L'evoluzione dei sovrascorrimenti ha età via via più recente dall'interno verso l'esterno.

Gli affioramenti rocciosi più antichi, nel quadrante sud-occidentale, sono quelli generalmente più deformati in quanto hanno registrato tutte le fasi deformative post-deposizionali, da quelle più remote, del Serravalliano superiore, a quelle più recenti riferibili ad episodi deformativi del Pleistocene medio.

Dalle relazioni riconoscibili in campagna le deformazioni più recenti si presentano distensive; queste spostano e frammentano ulteriormente i principali *thrust* o comunque le linee longitudinali. Alcune di queste strutture, nella loro prosecuzione fuori dall'area del foglio, dislocano depositi terrazzati quaternari.

Nella parte esterna della catena, lungo il margine appenninico-padano, si osservano basculamenti dei depositi alluvionali terrazzati di margine ed intravallivi, i quali si inclinano immergendosi verso la pianura (si veda il titolo IX).

PROGETTO
CARG

PIANURA

VI - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

I depositi alluvionali tardo-aternari del Foglio 255 sono presenti sia nell'area montana, come pianure intravallive dei fiumi e torrenti che solcano i depositi marini mio-pliocenici, che nella fascia di pianura alluvionale compresa fra gli sbocchi vallivi ed il margine settentrionale del foglio stesso, dove costituiscono la Pianura Padana.

Le pianure intravallive costituiscono delle fasce allungate lungo i corsi d'acqua e sono ben sviluppate solo lungo i tre fiumi principali (ed i relativi affluenti) i quali hanno bacini idrografici che raggiungono il crinale appenninico e sono di varie centinaia di km²: il fiume Rabbi (bacino idrografico del settore montano di c.a. 230 km²), il cui percorso montano è tuttavia in gran parte al di fuori del presente foglio, il fiume Ronco-Bidente (bacino idrografico del settore montano di c.a. 500 km²) ed il fiume Savio (bacino idrografico del settore montano di c.a. 630 km²). Nei quadranti meridionali del foglio queste pianure sono di limitata ampiezza (< di 1 km). In esse prevalgono i processi di escavazione fluviale rispetto a quelli di deposizione per cui si preservano quasi esclusivamente i depositi fluviali a ridosso degli alvei (con un numero limitato di ordini di terrazzo). I depositi di terrazzo che si sviluppano in questi settori di pianura intravalliva comunemente sono interessati da ruscellamenti del reticolo idrografico minore ed effimero con sviluppo di piccole conoidi laterali e depositi eluvio-colluviali di versante. Nei quadranti settentrionali, verso lo sbocco dei fiumi in pianura, le pianure intravallive si allargano (fino ad oltre 4 km). Qui i processi di sedimentazione riescono a competere con quelli erosivi per cui si preservano estesi affioramenti di depositi fluviali, organizzati in diversi ordini di terrazzo. In queste aree le pianure intravallive fanno transizione, senza soluzione di continuità, con la Pianura Padana e la distinzione fra pianura intravalliva e pianura alluvionale può talora risultare arbitraria.

Nell'area pedecollinare al margine della catena appenninica sono anche presenti delle piccole piane intravallive lungo i corsi d'acqua del reticolo idrografico secondario (con bacini di drenaggio dell'ordine di alcuni chilometri) che hanno ampiezze inferiori a 100-200 m e si affacciano direttamente alla Pianura Padana.

La pianura alluvionale si estende nei quadranti settentrionali lungo una fascia che si allarga da ovest verso est, è limitata a sud dal margine appenninico e fa transizione a nord-est alla pianura costiera, al di fuori del limite del foglio. In questo settore prevalgono i processi di sedimentazione rispetto a quelli erosivi ed infatti si riducono progressivamente le scarpate di terrazzo (comprese quelle più basse e vicine ai fiumi principali che comunque scompaiono del tutto solo a nord del Foglio 255), si riduce sensibilmente il dislivello fra le quote degli alvei dei fiumi principali e quelle della pianura circostante, mentre compaiono gli argini (naturali e/o artificiali) attorno agli alvei dei corsi d'acqua secondari. Il piano topografico di questa fascia di pianura immerge verso nord-est ed è compreso fra 50 e 7 m di quota sul livello del mare.

VII - STUDI PRECEDENTI

Nella II edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 100 Forlì (1968) e Foglio 101 Rimini (1967) con le relative note illustrative (LIPPARINI, 1969) descrivono i depositi continentali quaternari in modo sintetico con alcune sommarie indicazioni riguardanti l'ambiente deposizionale, la posizione geomorfologica e l'età (alluvioni di fondovalle oloceniche, terrazzi pleistocenici medio-sup., ecc.); nei depositi della bassa pianura sono fatte anche alcune distinzioni litologiche sulla base della prevalenza di sabbie ed argille. Nelle sezioni geologiche riportate nei fogli i depositi quaternari continentali sono indistinti.

Nelle prime edizioni della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo di quest'area (Carta geologica in scala 1:25.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo F. 100 II NO Cesena, F. 100 II SO Sogliano al Rubicone, 1982 e Carta geologica in scala 1:25.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo F. 100 III NO Predappio, F. 100 III NE Bertinoro, 1982) i depositi continentali quaternari sono stati cartografati senza distinzioni interne sebbene, nelle relative note illustrative (CREMONINI, 1983 e FARABEGOLI, 1983) per le valli dei fiumi Rabbi, Bidente e Savio sono descritti 4 ordini di terrazzo sulla base dei dislivelli fra i depositi fluviali e la quota dell'alveo corrispondente.

Oltre alla cartografia geologica ufficiale sono disponibili alcune carte geologiche dell'area in esame di tipo tematico, fra cui si segnalano le seguenti:

ELMI *et alii* (1987) ed ELMI & NESCI (1991) presentano una cartografia geomorfologica del margine appenninico e dell'alta pianura romagnola dove sono illustrati alcuni aspetti morfologici relativi ai terrazzi fluviali, alle conoidi alluvionali, ai rilievi deposizionali ed alle depressioni della pianura.

Regione Emilia-Romagna & ERSO (1990) elaborano, oltre ad alcune carte dei suoli, una cartografia in scala 1:50.000 della collina cesenate relativa al rischio di franosità e di erosione idrica dell'area.

PAREA (1991) fornisce un primo esempio di approccio stratigrafico-sequen-

ziale ai depositi quaternari affioranti di questo settore della pianura. L'Autore inquadra i principali terrazzi intravallivi ed i depositi della pianura alluvionale nell'area fra il F. Rabbi ed il F. Marecchia all'interno di 4 sequenze deposizionali che si sarebbero sviluppate durante gli ultimi cicli glacio-eustatici tardo quaternari. Di tali cicli viene proposta una carta di superficie a scala 1:50.000 (PAREA, 1991 Tav. 1) contenente anche alcune distinzioni nei sedimenti alluvionali in termini di ambiente deposizionale.

FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989) e FARABEGOLI *et alii* (1997) riconoscono nel sottosuolo della pianura dei cicli deposizionali costituiti da alternanze a scala pluridecimetrica di depositi alluvionali grossolani e fini. I caratteri interni di questi cicli vengono rappresentati, tramite carte di sottosuolo, con isobate ed isopache. In questi lavori viene anche presentato un tentativo di correlazione fra i cicli di sottosuolo ed i depositi terrazzati affioranti, classificati sulla base della loro giacitura, tipo di alterazione superficiale ed età archeologica. Si sottolinea l'importanza di questi due lavori dal punto di vista metodologico, poiché propongono una cartografia di sottosuolo sulla base di una banca dati di informazioni geognostiche con modalità molto simili a quelle utilizzate per la realizzazione del Foglio allegato alla carta geologica illustrato nelle presenti note (si veda il cap. VIII, Metodi di indagine).

Una gran parte delle conoscenze acquisite sui depositi fluviali della pianura forlivese e cesenate si deve ad Antonio Veggiani, il quale ha incentrato i propri studi sull'integrazione dei dati storici, archeologici e geomorfologici per comprendere l'evoluzione del paesaggio geologico-naturalistico di questo settore della Pianura Padana. Fra i suoi numerosissimi lavori si ricordano quelli incentrati sulle frequentazioni umane in epoche storiche e protostoriche delle superfici terrazzate della valle del F. Savio (VEGGIANI, 1977 e 1979), sui paleopercorsi dei fiumi e torrenti romagnoli in epoca storica (VEGGIANI, 1984a e 1985) e le sintesi delle conoscenze relative alle relazioni fra eventi climatici, storici ed evoluzione del paesaggio nella Pianura Padana sud orientale (VEGGIANI, 1982, 1984b, 1986, 1987, 1990 e 1994).

Si segnalano inoltre ALDINI (1990) e BERMOND MONTANARI *et alii* (1996) per quanto concerne la distribuzione dei ritrovamenti archeologici nell'area del Foglio 255 e di quelli limitrofi, nonché la loro caratterizzazione cronologica. Questi costituiscono un importante fonte di informazioni per la datazione dei depositi alluvionali affioranti (si veda il titolo VIII, Metodi di indagine).

Nella presente stesura del Foglio 255 e delle note illustrative ci si è ampiamente basati su alcuni lavori di stratigrafia e cartografia dei depositi alluvionali quaternari (sia di superficie che di sottosuolo) che non riguardano specificamente questo settore della pianura emiliano-romagnola ma che costituiscono un riferimento stratigrafico essenziale per l'inquadramento regionale dei depositi alluvionali padani. Primo fra tutti il lavoro di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) che fornisce un inquadramento stratigrafico di tipo sequenziale della successione quaternaria affiorante al margine appenninico suddividendola in due cicli sedimentari principali: uno marino (Qm) e uno continentale (Qc) (fig. 6). A partire

da questo lavoro Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) propongono uno schema stratigrafico regionale dei depositi quaternari di sottosuolo per tutto il Pleistocene-Olocene, largamente basato su dati di stratigrafia sismica e perforazioni petrolifere. In questo studio i principali cicli sedimentari Qm e Qc (definiti rispettivamente Supersistema del Quaternario Marino e Supersistema Emiliano-Romagnolo) vengono ulteriormente suddivisi in sequenze deposizionali di rango gerarchico inferiore che, all'interno del Supersistema Emiliano-Romagnolo, hanno una durata di c.a. 100.000 anni ciascuna e rappresentano l'unità base, a scala regionale, in cui si organizzano i depositi di riempimento della Pianura Padana (fig. 6). Si ricordano inoltre SARTI *et alii* (1997) per ciò che riguarda la stratigrafia delle successioni terrazzate dei fiumi romagnoli; AMOROSI & FARINA (1995) e AMOROSI *et alii* (1996) per lo studio dei cicli deposizionali pluridecametrici nel sottosuolo della pianura bolognese e per le ipotesi di correlazioni fra questi ed i depositi terrazzati affioranti; AMOROSI *et alii* (1999a) per

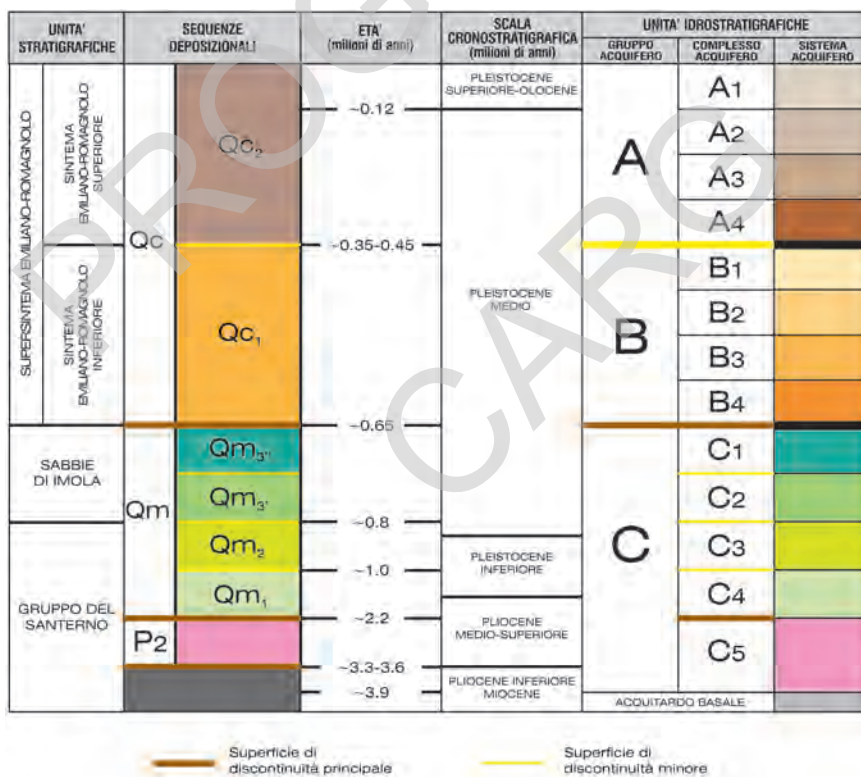


Fig. 6 - Schema stratigrafico dei depositi plio-quaternari del bacino padano, con indicazione delle principali unità stratigrafiche, sequenze deposizionali ed unità idrostratigrafiche (modificato da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

l'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica della pianura costiera romagnola. Si ricordano anche diversi fogli geologici della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (199 Parma Sud, 2005; 219 Sassuolo, 2005; 180 Salsomaggiore Terme, in stampa; 220, Casalecchio di Reno, in stampa; 238 Castel S. Pietro Terme, in stampa) come esempi di cartografia geologica di superficie e sottosuolo di aree pedeappenniniche; a questi vanno aggiunti, con particolare riguardo, i Fogli 240 e 241 (2005) che includono la transizione verso il Mare Adriatico dei depositi intravallivi e di piana alluvionale del Foglio 255 e sono frequentemente descritti nelle presenti note.

In chiusura di questa breve rassegna bibliografica si vogliono ricordare tre recenti prodotti di cartografia delle aree di pianura: la Carta Geologica di pianura dell'Emilia-Romagna in scala 1:250.000 (1999), la Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna (2002) e la Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini (2005). La prima di queste carte descrive e rappresenta, in modo riassuntivo, i depositi alluvionali, deltizi e costieri della pianura emiliano-romagnola sulla base sia dei caratteri litologici e degli ambienti deposizionali, sia dei caratteri pedostratigrafici. La stratigrafia dei depositi affioranti tardo-pleistocenici ed olocenici proposta nel Foglio 255 ricalca in gran parte quanto esposto nel succitato lavoro. La Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna (2002) rappresenta il primo esempio pubblicato da parte del Servizio Geologico Nazionale in cui viene affrontato in modo sistematico lo studio integrato di superficie e sottosuolo sia in aree a terra che a mare nell'ambito della pianura costiera padana. La Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini (2005) si riferisce al settore del margine appenninico immediatamente ad oriente rispetto al Foglio 255. Essa illustra le relazioni esistenti fra i depositi alluvionali di alta pianura ed il sistema costiero ed ha costituito un riferimento essenziale per la comprensione dei rapporti fra le variazioni climatico-eustatiche quaternarie e la ciclicità dei sistemi di conoide alluvionale.

VIII - METODI DI INDAGINE

La progettazione dei rilievi delle aree di pianura, nell'ambito della realizzazione della carta geologica in scala 1:50.000 relativa al Foglio 255-Cesena, è stata eseguita nel rispetto delle linee guida per il rilevamento e la cartografia, stabilite dal Comitato Geologico della Pianura Padana per le aree a terra (CNR-CCGG, 1992). Le unità geologiche distinte in superficie sono in parte riconoscibili anche nel sottosuolo, ciò ha reso indispensabile integrare i dati e le metodologie di indagine tra le porzioni affioranti e quelle sepolte.

1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

Lo studio dei terreni di superficie è stato effettuato preliminarmente attraverso l'analisi di foto aeree pancromatiche alle scale 1:30.000 (volo RER 1985) e 1:75.000 (volo Italia 1994). L'analisi del colore, del tono e del suo *pattern*, della tessitura e densità del drenaggio, nonché l'analisi morfologica dedotta dall'altimetria, hanno permesso: a) il riconoscimento in via preliminare delle principali unità geomorfologiche quali terrazzi intravallivi, canali e argini naturali, ventagli di rotta, piane inondabili, ecc.; b) una valutazione sulla litologia dei sedimenti associati a queste unità, e c) una valutazione sul grado di alterazione degli stessi (FAO, 1967, REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994).

Le informazioni geomorfologiche, litologiche e pedologiche dedotte dall'analisi delle foto aeree sono poi state controllate e completate attraverso il rilievo geologico e pedologico in campagna. I rilievi geologici sono stati condotti sui rari affioramenti disponibili (scarpate di terrazzo, cave, scavi per fondazioni) e con l'aiuto di alcune trivellate manuali spinte sino alla profondità di 1.5 metri dal piano campagna. Le informazioni pedologiche (tessitura e grado di alterazione dei suoli affioranti) sono state tratte dalla Banca Dati dei Suoli

1:50.000, realizzata dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna ed integrate con i dati del Servizio Analisi e Consulenza Terreni (a cura del Servizio Sviluppo Sistema Agro-Alimentare, Regione Emilia-Romagna) (fig. 7). L'analisi delle tessiture ha permesso di verificare e caratterizzare dal punto di vista litologico le unità morfologiche individuate dalle foto aeree; mentre l'analisi del grado di alterazione⁽¹⁾ ha consentito la stima dell'età minima del sedimento.

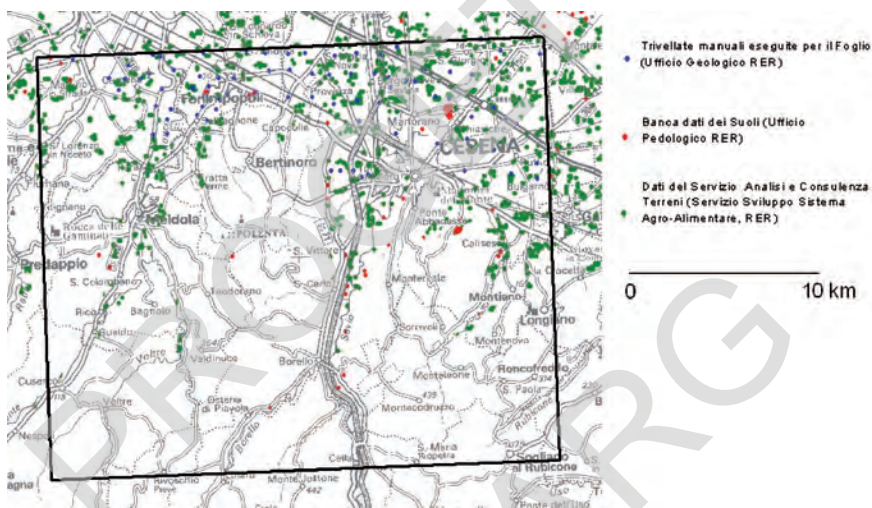


Fig. 7 - Distribuzione in pianta dei dati pedologici utilizzati per la carta geologica di pianura.

⁽¹⁾ Comunemente i terreni appena depositi sono caratterizzati da un alto contenuto di CaCO_3 (mediamente intorno al 20 % nei sedimenti non alterati della pianura padana, come si desume dalle analisi chimiche riportate in Regione Emilia-Romagna, 1994). Al contrario i terreni più antichi sono impoveriti di CaCO_3 , a causa dei processi di lisciviazione pedogenetica che li ha interessati durante l'esposizione subaerea, e lo spessore dell'orizzonte decarbonatato aumenta proporzionalmente con il tempo trascorso da quando la sedimentazione si è interrotta. Questo spessore perciò fornisce un'idea dell'età relativa del deposito o, più precisamente, del momento in cui la sedimentazione si è interrotta. Gli altri metodi di datazione disponibili (metodo ^{14}C ed archeologico) completano le informazioni necessarie per precisare la correlazione tra grado di alterazione ed età del deposito. Queste considerazioni mettono in luce come i caratteri pedologici di un deposito possano costituire degli elementi di correlazione stratigrafica validi nei diversi ambiti della sedimentazione fluviale: tra terrazzi della stessa asta valliva, tra terrazzi di diverse aste vallive, tra terrazzi e pianura e tra i diversi sottoambienti della pianura alluvionale.

Informazioni sull'età dei sedimenti affioranti sono anche state dedotte dall'analisi dei reperti archeologici. A tal fine è stata realizzata, in collaborazione con la Sovrintendenza Archeologica dell'Emilia-Romagna, una raccolta bibliografica dei reperti archeologici, alla quale è seguita una rappresentazione cartografica degli stessi su tutto il territorio della pianura forlivese e cesenate (fig. 8).

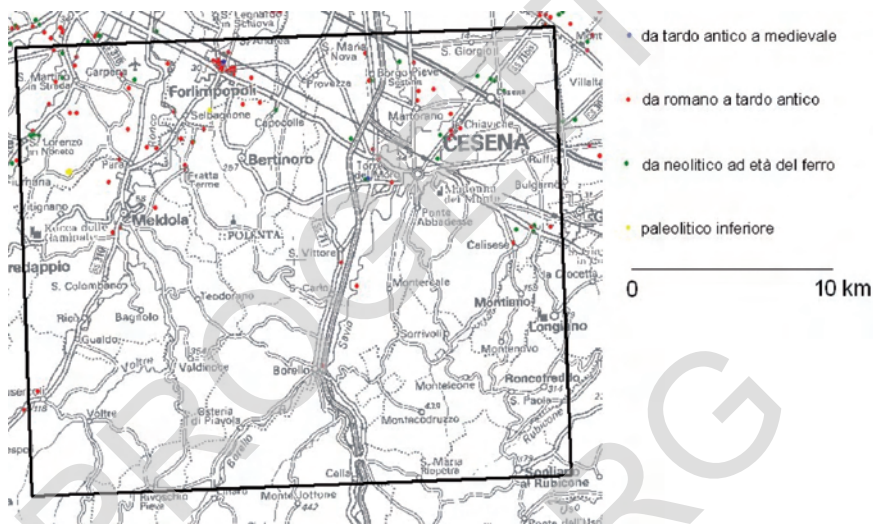


Fig. 8 - Distribuzione in pianta dei siti archeologici utilizzati per la carta geologica di pianura (dati raccolti da in collaborazione con la Sovrintendenza Archeologica dell'Emilia-Romagna). Le classi di età sono riportate in modo sintetico, in funzione dell'età delle unità stratigrafiche rappresentate nel foglio. I punti si riferiscono sia a reperti affioranti che sepolti.

2. - CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO

Lo studio del sottosuolo si è articolato in più fasi di lavoro, comprendenti la realizzazione di una banca dati geognostici, l'elaborazione di uno schema geologico preliminare e l'esecuzione di nuove indagini appositamente predisposte.

2.1. - REALIZZAZIONE DELLA BANCA DATI GEOGNOSTICI

La raccolta dei dati geognostici esistenti e la formazione di una banca dati ha comportato:

- L'acquisizione di copie cartacee relative a carotaggi, penetrometrie, stratigrafie di pozzi per acqua presso enti pubblici e privati (tabelle 1 e 2).
- L'ubicazione delle prove geognostiche nella cartografia tecnica regionale in

scala 1:10.000, la loro georeferenziazione ed il caricamento delle informazioni stratigrafiche e idrogeologiche disponibili in un archivio informatico con relativo collaudo dei dati caricati attraverso test automatizzati.

- La riorganizzazione dei dati caricati in funzione del *software* utilizzato per la loro elaborazione, e lo sviluppo di *software* applicativi per facilitarne l'analisi in chiave stratigrafica.

L'attendibilità dei dati recuperati è valutabile solamente attraverso lo studio stratigrafico comparato di tutti i dati disponibili nell'area. Nell'ambito della realizzazione del Foglio 255 i dati ritenuti sicuramente non attendibili, ovvero quelli palesemente in contraddizione con il quadro stratigrafico complessivo, sono risultati inferiori all'1%. Essi sono in gran parte pozzi per acqua e la loro inaffidabilità può essere dovuta a una descrizione sommaria o errata, ad un errore nell'ubicazione del pozzo o a duplicazioni artificiali delle stratigrafie.

La densità dei dati geognostici recuperati nell'area di pianura e dei fondovalle del Foglio 255 (c.a. 190 km²) è di circa 10 dati per km². Come si evince dalla figura 9 la densità delle informazioni è maggiore in prossimità dei principali centri urbani (es. Cesena e Forlì) ed è inferiore nelle circostanti aree agricole. Le caratteristiche principali dei dati raccolti sono illustrate nelle tabelle 1 e 2.

TAB. 1 - Banca dati geognostici del Foglio 255: enti fornitori dei dati.

ENTI FORNITORI	n. di dati	%
S.P.D.S. Forlì	1174	59.9
Consorzi	45	2.3
Soc. Autostrade	36	1.8
Provincia di Forlì-Cesena	35	1.8
Comune di Cesena	29	1.5
FF.SS.	23	1.2
ANAS	15	0.8
Liberi professionisti	476	24.2
Ufficio Geologico R.E.R. (Progetto CARG)	100 (nuove realizzazioni)	5
Altri	29	1.5
Totale	1962	100

TAB. 2 - Banca dati geognostici del Foglio 255: tipi di dati.

TIPI DI DATI	n. di dati	% sul totale (1962)	Prof. media	Prof. min	Prof.max.
Prove penetrometriche statiche	733	37.4	15.5	1.2	45
Prove penetrometriche dinamiche	307	15.6	7.2	0.4	15
Sondaggi a carotaggio continuo	309	15.7	20.4	3.5	106
Pozzi per acqua	458	23.3	55	4	516.6
Sondaggi esaminati dai rilevatori (di cui 8 del Progetto CARG)	15	0.8	44	17	129.5
Prove penetrometriche con punta elettrica (di cui 66 del Progetto CARG)	108	5.5	21.2	4.14	35.56
Prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (di cui 11 del Progetto CARG)	15	0.8	26.8	22	36
Altre indagini	17	0.9			

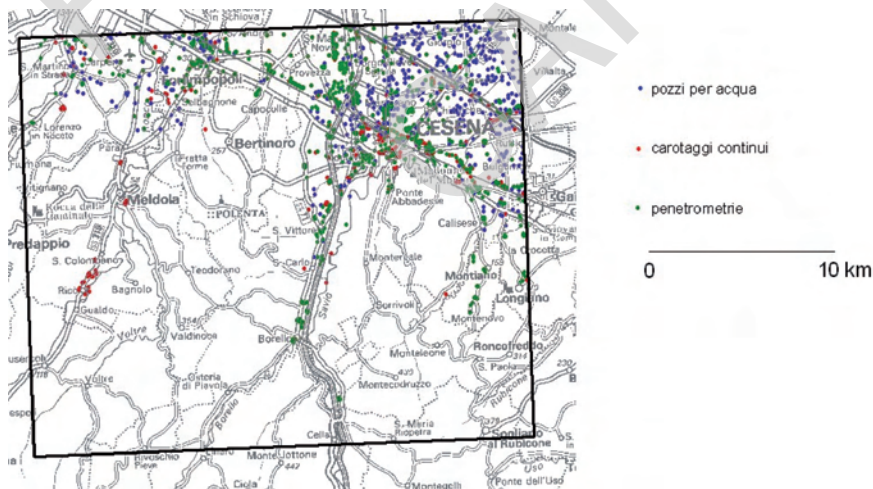


Fig. 9 - Distribuzione in pianta delle indagini geognostiche raccolte nella banca dati del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna ed utilizzate per la cartografia geologica del sottosuolo.

2.2. - ELABORAZIONE DI UNO SCHEMA GEOLOGICO PRELIMINARE

L'elaborazione di uno schema geologico preliminare del sottosuolo si è basata sullo studio di una rete di una trentina di sezioni geologiche orientate all'incirca parallelamente e perpendicolarmente al margine appenninico e costruite con tutti i dati geognostici disponibili, con particolare attenzione per i più profondi e/o dettagliati (maglia del reticolo di c.a. 1 - 1.5 km di lato). Le correlazioni sono state effettuate sulla base di criteri geometrici, guidati dall'individuazione di orizzonti guida, quali ad esempio corpi ghiaiosi di conoide alluvionale, intervalli fini di piana alluvionale ben sviluppati oppure orizzonti di torba e di argilla organica palustri ben riconoscibili e lateralmente estesi.

2.3. - ESECUZIONE DI NUOVE INDAGINI DI SOTTOSUOLO

I sondaggi a carotaggio continuo rappresentano l'unico strumento di osservazione diretta dei depositi di sottosuolo e sono quindi di fondamentale importanza per la loro caratterizzazione. Essi inoltre permettono il campionamento dei terreni per analisi specifiche (datazioni ^{14}C , analisi paleontologiche, palinologiche, petrografiche, ecc.) le quali sono strumenti indispensabili per la verifica delle correlazioni stratigrafiche proposte. Per questi motivi sono stati eseguiti 8 sondaggi a carotaggio continuo per la realizzazione di questo foglio. Tra questi, 5 sondaggi (255-S1, 255-S2, 255-S3, 255-S5, 255-S6) sono serviti per analizzare i depositi alluvionali che sono specificamente oggetto della carta del "Tetto delle ghiaie" riportata nel Foglio allegato alla Carta geologica ed hanno una profondità compresa tra 25 e 58 metri. Due sondaggi (255-S4 ed 255-S8) hanno invece attraversato tutta la successione alluvionale sino al raggiungimento del substrato marino, essi hanno raggiunto una profondità di 130 e 56 metri. E' stato inoltre eseguito un sondaggio (255-S9) utile alla caratterizzazione dei depositi alluvionali intravallivi, che si è spinto ad una profondità di 12 metri.

Il rilevamento del foglio ha inoltre beneficiato di 2 sondaggi (255-S7 e 255-S10) realizzati dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna nell'ambito di un progetto di studio sulla sismicità nella provincia di Forlì-Cesena (Progetto microzonazione sismica), eseguito in collaborazione con l'Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico del CNR di Milano ed il Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Firenze. Ulteriori osservazioni ed analisi sono state eseguite su carote messe a disposizione da diversi Enti; due di questi sondaggi sono stati appositamente prolungati a profondità maggiori di quelle previste dal committente e campionati per analisi radiocronometriche (il sondaggio 255070P506 commissionato dal Comune di Cesena ed il sondaggio 255040P515 commissionato dal Servizio Provinciale di Difesa del Suolo di Forlì).

Poiché il rilevamento di questo foglio è stato eseguito in concomitanza con quello dei fogli limitrofi ubicati a nord ed a nord est e comprendenti il settore costiero (Fogli 240 Forlì e 241 Cervia, 2005), la ricostruzione dello schema stra-

tigrafico di sottosuolo si è basata anche sulle osservazioni eseguite nei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti nei fogli suddetti, le cui stratigrafie sono talora state riportate anche in alcune sezioni geologiche di questa Carta Geologica.

Fra le nuove indagini sono state inoltre realizzate 77 prove penetrometriche, sia con punta elettrica (66) che con punta elettrica e piezocono (11), che hanno raggiunto una profondità massima di 36 metri. Dato il costo decisamente inferiore a quello dei carotaggi continui, le penetrometrie sono state ampiamente utilizzate per aumentare la densità delle informazioni geognostiche nelle zone più povere di dati. Le prove penetrometriche sono state utilizzate per definire le litologie dei terreni attraversati con l'ausilio di alcune tarature fatte con sondaggi a carotaggio continuo ad esse adiacenti (si veda per esempio AMOROSI & MARCHI, 1999 e Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna, 2002). Esse hanno inoltre consentito l'individuazione della profondità del tetto dei depositi ghiaiosi riportati nella carta di sottosuolo.

La figura 10 mostra la localizzazione dei sondaggi e delle prove penetrometriche eseguite appositamente per la realizzazione del presente foglio e di quelli limitrofi, riportate negli elaborati della Carta Geologica, nonché degli altri sondaggi le cui carote sono state oggetto di osservazione diretta durante i rilevamenti. Nell'Appendice 1 sono riportate le stratigrafie dei sondaggi del Foglio 255 con la relativa interpretazione stratigrafico-sedimentologica adottata.

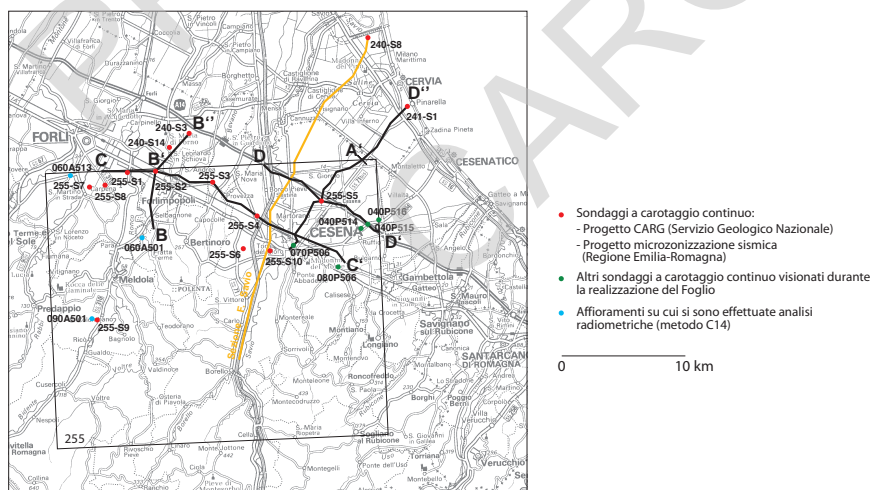


Fig. 10 - Distribuzione in pianta delle indagini geognostiche realizzate per l'allestimento del foglio, di sondaggi messi a disposizione da Enti pubblici e privati e di cui sono state esaminate le carote direttamente dai rilevatori del foglio e degli affioramenti con datazioni radiometriche disponibili. La figura riporta anche le tracce delle sezioni geologiche del Foglio Allegato alla Carta Geologica e l'ubicazione dei sondaggi eseguiti nei fogli limitrofi, inclusi nelle sezioni geologiche suddette.

PROGETTO
CARG

IX - STRATIGRAFIA

L'affermarsi dei concetti della stratigrafia fisica nel corso degli ultimi venti anni, ponendo l'accento sull'identificazione di pacchi di strati delimitati da superfici-tempo e sulle relazioni genetiche tra sistemi deposizionali coevi, ha favorito il progressivo utilizzo di unità stratigrafiche delimitate da superfici di discontinuità (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* e Unità allostratigrafiche, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, POAG & WARD, 1993, SALVADOR, 1994) o comunque legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (VAIL, 1987; POSAMENTIER *et alii*, 1988, GALLOWAY, 1989). Queste unità presentano un forte connotato operativo (MUTTI *et alii*, 1994) e trovano un impiego naturale nella cartografia geologica dei depositi quaternari. Tanto che le linee guida per il rilevamento della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992) e le successive integrazioni stabiliscono che per la descrizione di questi depositi devono essere utilizzate le unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU), ossia corpi rocciosi limitati alla base ed al tetto da superfici di discontinuità dimostrabili, significative e specificamente designate (*angular unconformities*, *disconformities*, ecc.), di estensione preferibilmente regionale o interregionale (SALVADOR, 1994).

Nei depositi alluvionali l'impiego delle UBSU trova la sua applicazione ottimale nella rappresentazione cartografica di depositi di terrazzo affioranti nei settori intravallivi della pianura (cfr. BLUM, 1993) che, per loro natura, sono compresi tra superfici di discontinuità corrispondenti a scarpate di erosione fluviale ed a suoli. Esempi di potenziali UBSU al margine appenninico emiliano-romagnolo sono i raggruppamenti di terrazzi identificati da FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989), AMOROSI *et alii* (1996), BASSETTI & SARTI (1997), SARTI *et alii* (1997), mentre nelle aree della pianura alluvionale sono stati utilizzati come potenziali limiti di UBSU i suoli, sia affioranti che sepolti, poiché materializzano per la loro stessa natura delle superfici di discontinuità non deposizionali (PRETI

& GUERMANDI, 1991).

Più problematica risulta invece l'individuazione di limiti inconformi nei depositi tardo-quadernari che costituiscono il sottosuolo della Pianura Padana, ciò principalmente a causa dell'assenza di linee sismiche ad alta risoluzione che permettano di individuare la geometria della stratificazione di questi depositi. Un tentativo in tal senso è stato operato alla scala di tutta la pianura emiliano-romagnola mediante l'analisi dei dati di pozzo e l'interpretazione della sismica industriale (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Lavori di maggior dettaglio come quelli operati per la realizzazione del presente foglio, basati su correlazione di dati di pozzi e di sondaggi appositamente eseguiti, permettono di verificare ed aggiornare le correlazioni proposte in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Ciò avviene soprattutto mediante l'individuazione dei principali orizzonti guida quali, per esempio, livelli continui di sabbie marine fossilifere o di argille organiche palustri e lagunari all'interno dei depositi alluvionali.

Le correlazioni geometriche individuate dallo studio dei pozzi possono poi essere tarate sulla base di approfonditi studi sedimentologici e micropaleontologici (foraminiferi, ostracodi e pollini) eseguiti nei sondaggi di nuova realizzazione (es. AMOROSI *et alii*, 1999b, Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna, 2002 e Foglio 256 Rimini, 2005), questo permette di migliorare ulteriormente il quadro stratigrafico, e concorre ad individuare le principali superfici di discontinuità stratigrafica e la loro correlazione a scala di bacino.

La classificazione stratigrafica utilizzata nelle presenti note si basa largamente su quanto riportato in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) ed i depositi affioranti tardo-quadernari della successione post evaporitica del margine padano adriatico sono stati raggruppati nel Supersistema Emiliano-Romagnolo, suddiviso nel Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e nel Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES). All'interno di quest'ultimo sono presenti unità di rango inferiore (subsistemi) corrispondenti, nei settori intravallivi della pianura, a depositi alluvionali di un singolo terrazzo o di un gruppo di terrazzi e correlati, nel sottosuolo della pianura e del Mare Adriatico, a cicli trasgressivo-regressivi (alternanze di depositi marini o palustri e continentali) che registrano la ciclicità elementare glacio-eustatica tardo-quadernaria di frequenza attorno ai 100.000 anni (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Questi ultimi, per la loro natura ciclica, costituiscono le unità di riferimento per la cartografia di sottosuolo della Carta Geologica di Pianura (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, (2005).

Le unità stratigrafiche cartografate nell'area del Foglio 255 e qui di seguito descritte presentano in genere il requisito di base inconforme che ne consente l'attribuzione alla categoria delle UBSU. Tuttavia non si esclude che, localmente, le superfici di discontinuità che delimitano queste unità possono passare a superfici di continuità stratigrafica.

I subsistemi sono stati caratterizzati dal punto di vista litologico e paleoambientale; la rappresentazione dei caratteri di facies dei principali corpi sedimen-

tari riconosciuti attraverso l'impiego dei più comuni criteri litostratigrafici, è stata in questo modo sviluppata all'interno di unità inquadrate dal punto di vista cronostatigrafico.

1. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo è l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti al margine appenninico padano (ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) ed i sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Questi ultimi nell'area forlivese e cesenate includono depositi alluvionali e deltizi passanti, verso la pianura più aperta e la costa (Fogli 240 e 241, 2005), a depositi litorali e marini organizzati in cicli deposizionali di vario ordine gerarchico. In affioramento il Supersintema Emiliano-Romagnolo presenta un limite inferiore fortemente discordante sui depositi marini pliocenici e miocenici. Nel sottosuolo della pianura relativa al Foglio 255, il Supersintema Emiliano-Romagnolo appoggia in discordanza angolare sia sui depositi suddetti che, procedendo verso la pianura aperta, su depositi marino-marginali correlati alle Sabbie di Imola (IMO, ciclo Qm3 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) che non sono presenti nel settore di montagna. Il limite superiore coincide col piano topografico.

Nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (199 Parma Sud, 2005; 219 Sassuolo, 2005; 180 Salsomaggiore Terme, in stampa; 220 Casalecchio di Reno, in stampa; 238 Castel S. Pietro Terme, in stampa) questa unità comprende due sintemi distinti (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES) che sono stati correlati anche con i rispettivi depositi di sottosuolo (AMOROSI & FARINA, 1995 e REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Nel Foglio 255 affiorano solo i depositi di AES mentre i depositi di AEI sono stati individuati solo nel sottosuolo della pianura.

L'architettura dei depositi del Supersintema Emiliano-Romagnolo presenti nel Foglio 255 è illustrata nella sezione geologica di figura 11.

1.1. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AEI)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore costituisce la parte più antica del Supersintema Emiliano-Romagnolo. In questo foglio non è presente in affioramento ma è stato individuato nel sottosuolo, sia sulla base delle informazioni della banca dati che sulla scorta dei nuovi sondaggi profondi situati immediatamente a Nord del Foglio 255 ed eseguiti nell'ambito dei rilievi di sottosuolo per il Foglio 240 (2005).

L'unità è costituita da alternanze cicliche di argille, limi, sabbie e ghiaie di conoide e piana alluvionale che passano rapidamente sottocorrente (nel Foglio 240, 2005) a depositi di piana deltizia.

Lo spessore massimo dell'unità, nel foglio in esame, è stimato intorno a 50-60 m ed aumenta fino a qualche centinaio di metri nella pianura più settentrionale. Il limite inferiore coincide con quello del supersistema ed è stato descritto in precedenza. L'età dell'unità è attribuita, per posizione stratigrafica, al Pleistocene medio; in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), l'unità è datata tra 350-450.000 anni e 650.000 anni.

1.2. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore costituisce la porzione superiore del Supersistema Emiliano-Romagnolo. Nel Foglio 255 comprende tutti i depositi continentali affioranti e buona parte di quelli sepolti. Questi sono stati attraversati interamente nei sondaggi 255-S4, 255-S7, 255-S8, 255-S9 e 255-S10 (fig. 10 e Appendice 1). La stratigrafia d'insieme dell'unità e la geometria dei sistemi deposizionali in essa contenuti sono illustrati nelle figure 11 e 12.

In affioramento AES è costituito da ghiaie e sabbie di canale fluviale e da alternanze argilloso-limoso-sabbiose di tracimazione fluviale. Questi depositi sono organizzati in diversi ordini di terrazzo nei settori intravallivi e nel margine appenninico. Nel sottosuolo della pianura AES è costituito dall'alternanza ciclica di argille organiche, limi, sabbie e ghiaie di ambiente alluvionale.

In affioramento e nel sottosuolo prossimale alla catena il limite inferiore del sintema è dato da un contatto erosivo e fortemente discordante sui depositi marini miopliocenici dell'Appennino e corrisponde a quello dell'intero supersistema. Nel sottosuolo della pianura più distale (settore di nord est e Foglio 240) il limite inferiore è interpretato come un contatto erosivo e discordante sui depositi di conoide e di piana alluvionale di AEI. Il limite superiore corrisponde all'attuale superficie topografica.

In affioramento AES è stato suddiviso in 5 subsintemi. Nei settori intravallivi ogni subsistema è costituito da depositi alluvionali di un singolo terrazzo o di un gruppo di terrazzi separati da quelli immediatamente sopra e sottostanti da scarpate di erosione particolarmente ampie, che delimitano depositi geometricamente discordanti tra loro. La superficie sommitale affiorante dei diversi subsintemi (cioè dei diversi gruppi di terrazzo) è caratterizzata da uno specifico grado di alterazione dei suoli, le cui differenze sono generalmente meglio evidenti fra i subsintemi più recenti. Questo raggruppamento dei depositi terrazzati intravallivi in UBSU segue quanto operato nei rilevamenti eseguiti all'interno delle principali valli appenniniche emiliano-romagnole (AMOROSI *et alii*, 1996; SARTI *et alii*, 1997, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, 2005, nonché altri fogli della Carta Geologica d'Italia relativi al margine appenninico: Fogli 219 Sassuolo, 2005; 220 Casalecchio di Reno, in stampa; 238 Castel S. Pietro Terme, in stampa e 239 Faenza, in stampa).

Presso gli sbocchi vallivi le scarpate di terrazzo tendono a scomparire ma i suoli presenti al tetto dei depositi fluviali sono ben sviluppati, lateralmente estesi e ben differenziati (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994, Carta Geologica di pianura

**SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO DEL
SISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)**

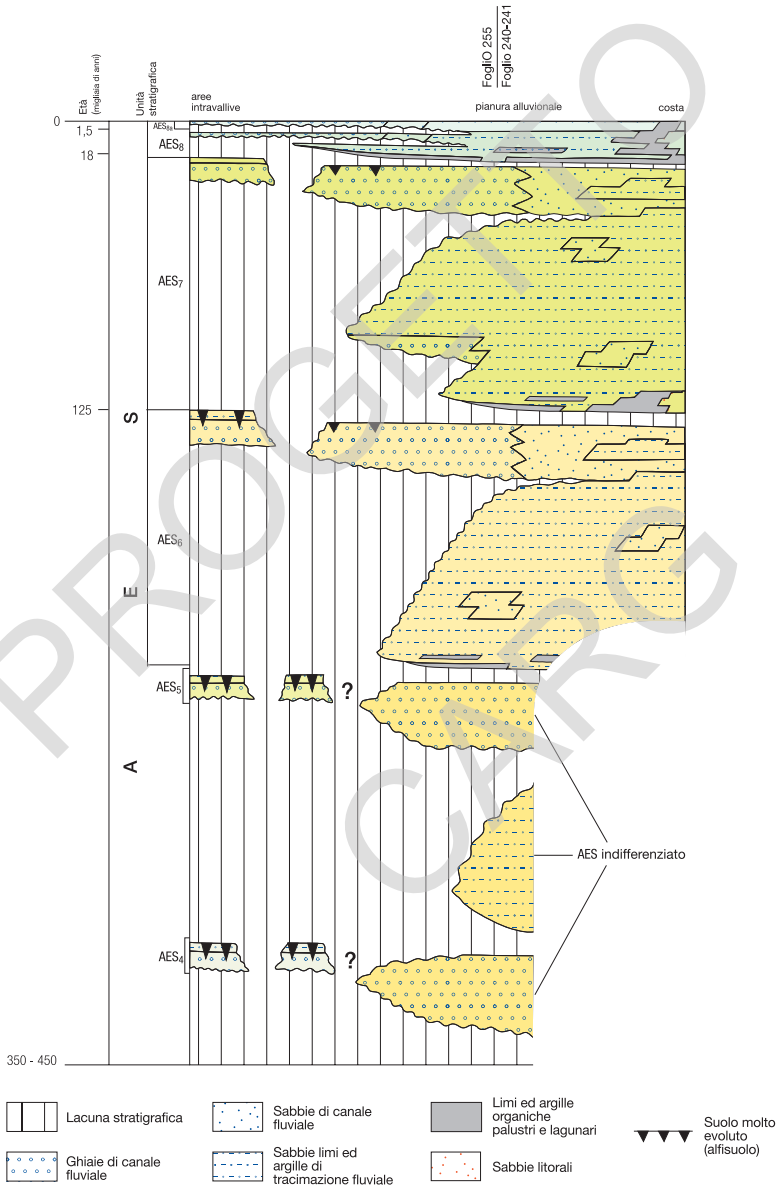


Fig. 12 - Schema cronostratigrafico del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) utilizzato per il Foglio 255.

dell'Emilia-Romagna in scala 1:250.000, 1999). Qui i limiti dei subsintemi sono tracciati sulla base dei caratteri di alterazione dei suoli suddetti e sulla base della correlazione fisica e/o geometrica con i depositi terrazzati dei settori intravallivi.

Alcuni piccoli affioramenti costituiti da depositi limoso-sabbiosi di tracimazione fluviale fortemente pedogenizzati, presenti nelle colline del margine appenninico al di fuori delle principali valli fluviali, non sono stati classificati come subsintemi ma sono stati riportati in carta come AES indifferenziato. La loro posizione morfologica non permette infatti di inquadrarli con sufficiente sicurezza nella suddivisione in subsintemi riconosciuta nelle principali valli appenniniche. L'elevato grado di alterazione dei suoli sommitali affioranti e l'età paleolitica inferiore dei reperti archeologici ad essi associati (ALDINI, 1990 e BERMOND MONTANARI, 1996) indicano che questi depositi sono da ricondurre all'intervallo stratigrafico inferiore di AES. La loro litologia fine e la loro posizione di affioramento suggeriscono un'origine legata al reticolo idrografico secondario.

I depositi dei 5 subsintemi individuati nelle porzioni intravallive si immergono rapidamente verso nord est nel sottosuolo della pianura. Lungo il F. Savio questo avviene in posizione ancora interna alla valle, mentre lungo i fiumi Ronco e Rabbi avviene in corrispondenza dello sbocco vallivo. Sulla base della prosecuzione fisica e/o geometrica dei corpi ghiaiosi di terrazzo e di conoide alluvionale, i 3 subsintemi più recenti sono stati correlati con 3 cicli deposizionali riconosciuti all'interno di AES nel sottosuolo della pianura. Tali cicli hanno varie decine di metri di spessore e sono caratterizzati dall'alternanza di depositi fini, dominati da facies di tracimazione fluviale, e depositi grossolani, dominati da facies di riempimento di canale fluviale (come esempi di questo tipo di ciclicità nei depositi fluviali relativi ad altri contesti geologici si vedano: SHANLEY & McCABE, 1994; OLSEN *et alii*, 1995; KHAN *et alii*, 1997 ed in particolare BURNS *et alii*, 1997 e la sintesi proposta in BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Le correlazioni fra i depositi grossolani del settore intravallivo con quelli del sottosuolo sono state verificate con datazioni radiometriche ed archeologiche per i due cicli sommitali (si veda il paragrafo relativo a questi subsintemi).

I tre cicli più superficiali del sottosuolo (corrispondenti quindi ad AES₆, AES₇ e AES₈) sono quelli meglio definiti dato il numero relativamente alto di pozzi che li attraversano. Sulla base dell'evoluzione sottocorrente dei depositi di ciascun ciclo fino al sottosuolo del settore costiero (Fogli 240 e 241, fig. 11), della correlazione di questi cicli con quelli presenti nelle aree già studiate del margine appenninico e della pianura costiera romagnola (Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna, 2002; Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, 2005, nonché del quadro stratigrafico regionale illustrato in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), i cicli deposizionali a scala decametrica individuati nel Foglio 255 sono considerati l'espressione, nei settori di pianura più interna, di cicli trasgressivo-regressivi.

Questi cicli sono costituiti da una porzione basale caratterizzata dalla frequente presenza di argille ricche in sostanza organica di piana alluvionale e palude che poggiano con un contatto molto spesso brusco sulle ghiaie e sulle sabbie fluviali che costituiscono il tetto del ciclo sottostante. Questi depositi fini, spesso organi-

ci, passano sottocorrente, nel sottosuolo a ridosso dell'attuale linea di costa (Fogli 240 e 241), a depositi lagunari e marini. Il limite inferiore di ognuno di questi cicli, così come è stato definito e correlato con il settore costiero, rappresenta quindi una superficie di disattivazione della sedimentazione fluviale grossolana coincidente con una superficie trasgressiva. Essa ha una espressione fisica molto evidente ed è pertanto ben riconoscibile nel sottosuolo come un forte contrasto di facies. La generalizzata presenza di lacune stratigrafiche in corrispondenza di tali superfici rilevate nei settori costieri limitrofi (Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna, 2002; Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, 2005) supporta il loro utilizzo come limiti di UBSU.

La porzione regressiva di ciascun ciclo è spessa fino a varie decine di metri ed è suddivisa in due parti. La parte inferiore è costituita da depositi fini di tracimazione fluviale dominati da limi alternati a sabbie e/o argille e comprendenti ghiaie e sabbie di canale fluviale sotto forma di corpi lenticolari, isolati, a geometria nastriforme. La parte superiore del ciclo è data da sedimenti prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi di canale fluviale, che formano depositi compositi, organizzati complessivamente in corpi relativamente tabulari ed interpretati come lobi di conoide alluvionale. Dove ben spazati tra loro, lo spessore complessivo di ciascuno dei cicli così individuati è dell'ordine di varie decine di metri. La fig. 13 illustra l'evoluzione verticale delle facies in uno

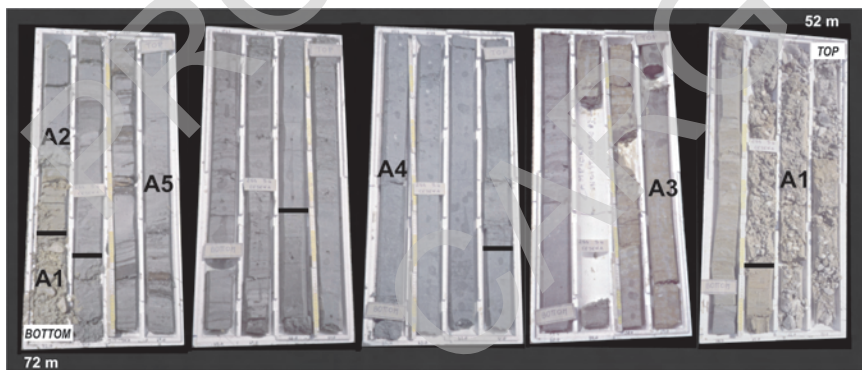


Fig. 13 - Porzione di carota del sondaggio 255-S4 eseguito presso lo sbocco vallivo del F. Savio ad ovest di Cesena (unità AES6, intervallo 52-72 m, Appendice 1 e fig. 11). La foto mostra l'evoluzione verticale delle facies in un ciclo trasgressivo-regressivo a scala decametrica attraversato dal sondaggio 255-S4. Partendo dalla base si possono osservare le seguenti associazioni di facies: A1: ghiaie di riempimento di canale fluviale (conoide alluvionale del ciclo sottostante); A2: sabbie di riempimento di canale fluviale (disattivazione della conoide); A5: argille e limi con sostanza organica palustri (base trasgressiva del ciclo); si noti la presenza di torbe (strati bruni), di sostanza organica diffusa (strati neri) ed in lamine (alternanze millimetriche di lamine scure e chiare); A4: argille e limi grigio-azzurrognoli di piana inondabile non drenata (prima parte della fase regressiva); A3: alternanze centimetriche e decimetriche di sabbie finissime, limi ed argille di argine e rotta fluviale passanti da condizioni non drenate (colori grigio-azzurrognoli) a condizioni drenate (screziature giallo-ocracee); A1: ghiaie di canale fluviale analoghe a quelle descritte alla base della carota (conoide alluvionale della fase regressiva sommitale del ciclo).

di questi cicli di sottosuolo attraversato interamente dal sondaggio 255-S4.

Il ciclo più superficiale, corrispondente ad AES₈, è incompleto ed è rappresentato dalla porzione trasgressiva seguita dalla parte iniziale di quella regressiva.

Nei depositi sepolti di AES al di sotto dei primi 3 cicli definiti, per quanto detto in precedenza, come subsintemi (AES₈, AES₇ ed AES₆), sono presenti altri 2 cicli deposizionali che tuttavia, contrariamente a quelli già illustrati, sono conosciuti in modo più approssimativo dato il numero esiguo di informazioni geognostiche disponibili e sono stati attribuiti ad AES indifferenziato (figg. 6 e 11). L'analisi del sondaggio 255-S4 (Appendice 1) che è stato eseguito subito a valle dello sbocco vallivo del F. Savio (fig. 10) ed ha attraversato interamente tutta l'unità AES sino al contatto discordante con il substrato marino di età tortoniana, mostra che al di sotto di AES₆ sono presenti dei depositi costituiti prevalentemente da ghiaie di canale fluviale intercalate a depositi argillosi e limosi di tracimazione, i quali sono via via meno spessi verso il basso. Le tracimazioni si presentano inoltre pedogenizzate in modo sempre più intenso andando verso l'intervallo basale, dove la pedogenesi interessa anche i depositi ghiaiosi. Perciò, rispetto ai 3 cicli sovrastanti, i depositi inferiori di AES si differenziano nel sondaggio in esame per: a) alla base di ogni ciclo manca l'intervallo palustre; b) gli intervalli fini di tracimazione fluviale che separano le ghiaie sono più sottili e di minore continuità laterale; c) gli intervalli pedogenizzati sono molto frequenti e ben sviluppati.

Anche i depositi ghiaiosi sepolti presenti nelle porzioni più interne delle conoidi alluvionali (fig. 11), sono stati attribuiti ad AES indifferenziato, qui infatti le ghiaie dei diversi cicli si amalgamano tra loro, ed è pertanto impossibile riconoscere e quindi cartografare separatamente i diversi cicli (sondaggi 255-S7, 255-S8 e 255-S10, Appendice 1).

Sulla base dei caratteri trasgressivo-regressivi dei cicli deposizionali riconosciuti nel sottosuolo, della loro durata temporale dell'ordine dei centomila anni (fig. 12) e della loro estensione a scala regionale (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) essi sono considerati il prodotto della ciclicità elementare climatico-eustatica di quarto ordine che caratterizza l'evoluzione del periodo Quaternario (es. MARTINSON *et alii*, 1987).

Le analisi polliniche eseguite sui depositi di AES attraversati nel sondaggio 255-S4 (fig. 14) non hanno consentito di ricostruire la distribuzione pollinica nel sintema in modo continuo, a causa della scarsità di intervalli fini campionabili e, fra questi, dell'alta percentuale di campioni sterili. Per questo motivo non è stato possibile effettuare una correlazione puntuale con le curve polliniche note per il sottosuolo della Pianura Padana (si veda per es. Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna, 2002). Ciononostante i dati pollinici hanno fornito degli elementi utili per caratterizzare dal punto di vista paleoclimatico e paleoambientale alcuni intervalli stratigrafici dei cicli suddetti (come riportato nella descrizione dei singoli subsintemi).

Lo spessore di AES varia da pochi metri al margine appenninico a c.a. 200 m nel sottosuolo del margine NE del foglio, fino a quasi 300 m nel sottosuolo della pianura costiera (Foglio 240).

SONDAGGIO 255-S4 CESENA

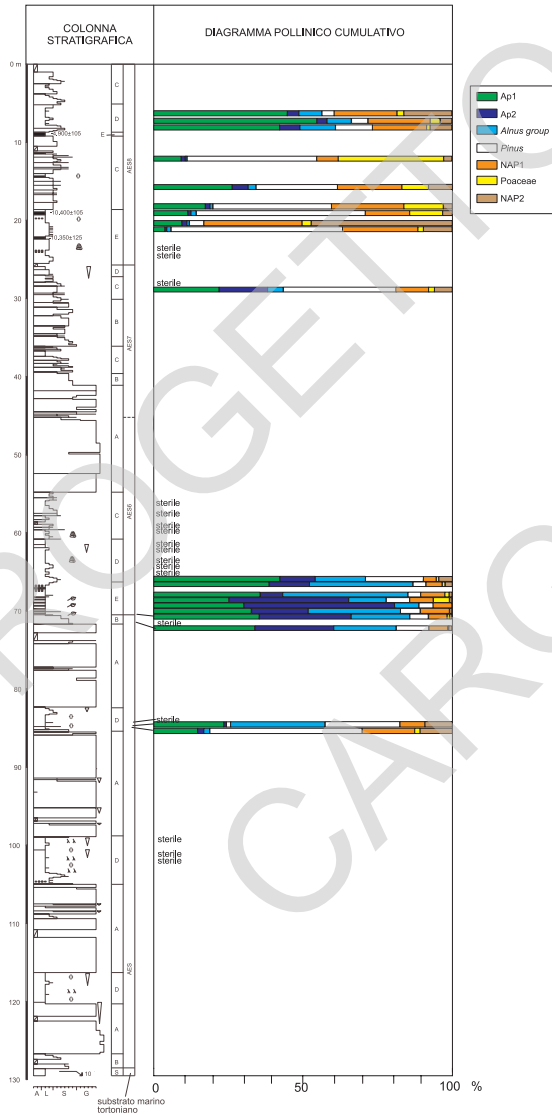


Fig. 14 - Colonna stratigrafica del sondaggio 255-S4 e relativo diagramma pollinico sintetico. AP1: elementi mesofili (principalmente latifoglie, di cui *Quercus* come componente principale); AP2: alberi montani (*Fagus*, *Abies* e *Picea*); gruppo di *Alnus* (alberi ripariali): *Alnus*, *Salix* e *Populus*; *Pinus* NAP1: elementi erbacei, ad eccezione di NAP2 e *Poaceae*; NAP2: elementi arbustivi ed erbacei di condizioni aride (*Artemisia*, *Ephedra*, cfr. *Cupressaceae*, *Armeria*, *Chenopodiaceae*, *Hippophae*). Per i simboli e le sigle della colonna si fa riferimento alla legenda di Appendice 1.

L'età della base del sintema è attribuita per posizione stratigrafica, al Pleistocene medio (350-450.000 anni secondo REGIONE EMILIA-ROMAGNA & Eni-Agip, 1998). I depositi del tetto dell'unità sono attualmente in evoluzione e pertanto la loro età è olocenica.

1.2.1. - *Subsintema di Liano (AES₄)*

I depositi fluviali dei terrazzi più alti e più antichi affioranti nelle valli dei fiumi Savio, Ronco e Rabbi sono stati attribuiti al Subsintema di Liano. Tale attribuzione è stata effettuata sulla base delle analogie con i depositi della località tipo (Foglio 238) per quanto riguarda la posizione stratigrafica e morfologica rispetto agli altri depositi terrazzati della singola asta valliva, nonché dei caratteri dei suoli al tetto delle superfici terrazzate. A causa della scarsità delle informazioni geognostiche disponibili di qualità e profondità adeguate questa unità non è stata correlata nel sottosuolo della pianura. A questa unità appartengono: un piccolo lembo di depositi fluviali intravallivi fortemente erosi (organizzati in un solo ordine di terrazzo) in sinistra del F. Savio poco ad ovest di S. Vittore, un ampio affioramento di depositi terrazzati (organizzati in 2 ordini di terrazzo) situati fra i fiumi Ronco e Rabbi in località Cavaliera ed un ampio affioramento di depositi terrazzati (organizzati in un solo ordine di terrazzo) in sinistra del F. Rabbi a sud ovest di Vecchiazzano. L'inclinazione delle superfici sommitali dei terrazzi è variabile dal 44 al 59 per mille (corrispondente a circa 3 gradi).

I depositi di AES₄ sono costituiti da una porzione basale ghiaiosa di riempimento di canale fluviale spessa tra 2 e 10 metri, sovrastata da sabbie e limi di tracimazione fluviale e/o di origine eluvio-colluviale di versante spessi sino ad una ventina di metri. L'intera successione è molto alterata. Il tetto, coincidente con la superficie topografica, è costituito da un suolo non calcareo molto evoluto (alfisuolo) di colore bruno scuro o giallo olivastro (rispettivamente Hue 10YR e 2.5Y della Munsell soil color chart), il cui fronte di alterazione arriva sino a 7 metri (suoli del margine appenninico dell'Unità 4Ba in REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994).

Il limite inferiore, erosivo e discordante, mette direttamente a contatto questa unità con i depositi marini sottostanti (FAA e FMA).

Lo spessore massimo del subsintema è di 30 metri circa. La sua età, desunta dalla posizione stratigrafica, è riferibile al Pleistocene medio.

1.2.2. - *Subsintema di Torrestagni (AES₅)*

Questo subsintema è costituito da depositi fluviali terrazzati che sono stati correlati con i depositi della località tipo (Foglio 220) sulla base delle analogie relative alla posizione stratigrafica e morfologica rispetto agli altri depositi terrazzati della singola asta valliva nonché dei caratteri dei suoli al tetto delle superfici terrazzate. A causa della scarsità delle informazioni geognostiche disponibili

di qualità e profondità adeguate questa unità non è stata correlata nel sottosuolo della pianura. A questa unità appartengono: a) due piccoli lembi di depositi fortemente erosi (organizzati presumibilmente in 2 ordini di terrazzo, fisicamente non continui) in sinistra idrografica del F. Savio presso Fratta e vicino a M. Granello; b) un ampio deposito corrispondente ad un ordine di terrazzo compreso fra la sinistra idrografica del F. Ronco presso Villa Merenda e l'interconoide F. Ronco - F. Rabbi poco a sud di Grisignano. L'inclinazione delle superfici sommitali dei terrazzi è variabile dal 36 al 39 per mille (corrispondente a circa due gradi).

I depositi di AES₅ sono costituiti da una porzione basale ghiaiosa di riempimento di canale fluviale spessa tra 2 e 10 metri, sovrastata da sabbie e limi tracimazione fluviale e/o di origine eluvio-colluviale di versante spesse sino ad una decina di metri circa. L'intera successione è molto alterata. Il tetto, coincidente con la superficie topografica affiorante, è costituito da un suolo non calcareo molto evoluto (alfisuolo) di colore bruno scuro o giallo olivastro (rispettivamente Hue 10YR e 2.5Y della Munsell soil color chart), al di sotto del quale sono generalmente presenti diversi suoli non calcarei meno sviluppati ed il cui fronte di alterazione arriva sino a 7 metri (suoli del margine appenninico dell'Unità 4Ba in Regione Emilia-Romagna, 1994).

Il limite inferiore, erosivo e discordante, mette direttamente a contatto questa unità con i depositi marini sottostanti (FAA e FMA).

Lo spessore massimo del subsistema è di 20 metri circa. La sua età, desunta dalla posizione stratigrafica, è riferibile al Pleistocene medio.

1.2.3. - *Subsistema di Bazzano (AES₆)*

L'unità è costituita da depositi fluviali terrazzati complessivamente piuttosto estesi. Essi sono stati correlati con i depositi della località tipo (Foglio 220) sulla base: a) delle analogie relative alla posizione stratigrafica e morfologica rispetto agli altri depositi terrazzati della singola asta valliva; b) dei caratteri dei suoli al tetto delle superfici terrazzate; c) della correlazione con gli equivalenti depositi di sottosuolo i quali sono stati ben caratterizzati dal punto di vista stratigrafico e cronologico (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998, CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, 2005). Lungo i fiumi Rabbi e Ronco l'unità è costituita da ampi depositi (organizzati in 2-3 ordini di terrazzo) estesi dai settori intravallivi fino allo sbocco delle valli. Lungo il F. Savio l'unità è di estensione più modesta (organizzata in un solo ordine di terrazzo) ed è presente solo nel settore intravallivo (fig. 11). L'inclinazione di questi depositi nei tratti terminali delle valli varia dal 15 al 20 per mille (corrispondente a circa 1 grado).

I depositi di AES₆ sono costituiti da ghiaie di canale fluviale passanti verso l'alto a sabbie, limi ed argille di tracimazione e/o di origine eluvio-colluviale di versante. Le ghiaie hanno uno spessore variabile tra 2 e 10 metri, lo spessore massimo dei depositi sovrastanti è di una decina di metri circa.

Il limite superiore dell'unità è dato da un suolo non calcareo molto evoluto

(alfisuolo) di colore bruno rossastro o giallo olivastro (rispettivamente Hue 5YR e 2.5Y della Munsell soil color chart), nei depositi di conoide pedecollinari presenti presso gli sbocchi vallivi, e nei depositi intravallivi da un suolo non calcareo di colore bruno scuro (Hue 10YR della Munsell soil color chart), che si sovrappone a diversi suoli non calcarei meno sviluppati; il fronte di alterazione pedogenetica complessivo arriva in ciascun caso fino a 5 metri circa (suoli del margine appenninico dell'Unità 4Aa in REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994). Il limite inferiore è costituito da una superficie di erosione fluviale che incide i depositi marini sottostanti (tutte le varie unità comprese fra FAA e FMA).

I depositi affioranti di questo subsistema sono stati correlati nel sottosuolo, su base geometrica, con i depositi grossolani sommitali di un ciclo trasgressivo-regressivo attraversato interamente nel sondaggio 255-S4 (fig. 13) ed in parte in 255-S1 (Appendice 1).

I depositi di questo ciclo (figg. 11 e 12) hanno varie decine di metri di spessore e poggiano in contatto netto sulle ghiaie e sabbie di canale fluviale del ciclo sottostante. Alla base il ciclo è costituito da uno spesso livello di argille e limi con sostanza organica diffusa od in frammenti e da vere e proprie torbe di ambiente palustre. Contrariamente ai due cicli sovrastanti (si vedano i paragrafi relativi a AES₇ e AES₈) nella sezione di figura 11 non è stato possibile ricostruire l'evoluzione sottocorrente di questo livello verso l'area costiera a causa della scarsità di dati geognostici di profondità adeguata. I caratteri di facies, la loro tendenza evolutiva rispetto ai depositi sopra e sottostanti ed i dati disponibili per il settore settentrionale del Foglio 240 confermano la natura trasgressiva di questi depositi e indicano la presenza di depositi marini, sostanzialmente coevi, in corrispondenza dell'attuale linea di costa. Le analisi polliniche eseguite in questo intervallo (sondaggio 255-S4, fig. 14) si caratterizzano per la discreta concentrazione e conservazione dei granuli pollinici, oltre che per la presenza di un'associazione floristica abbastanza differenziata. La caratteristica più evidente è data dalla scarsa presenza di elementi non-arborei e di *Pinus*. Sono molto abbondanti invece *Alnus+Ulmus* (entrambi indicatori ambientali legati ad una buona disponibilità di acqua), gli elementi termofili (*Quercus*, *Tilia* e *Carpinus*) ed elementi montani esigenti come *Abies+Fagus*. Questa associazione floristica suggerisce condizioni climatiche di tipo interglaciale.

Nella porzione intermedia il ciclo è costituito da fitte alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi ed argille di argine, rotta e piana inondabile. In questo intervallo le ghiaie e sabbie di canale fluviale sono subordinate e confinate in corpi lenticolari nastriformi (associazione di piana alluvionale). Contrariamente alla porzione inferiore del ciclo tutti i campioni analizzati per il contenuto pollinico sono risultati sterili.

Verso l'alto il ciclo mostra un progressivo aumento di depositi ghiaiosi e sabbiosi di canale fluviale, spessi fino ad una decina di metri che si alternano a depositi argillosi e limosi di tracimazione fluviale, con contatti netti. I depositi ghiaiosi tendono a giustapporsi lateralmente e verticalmente costituendo corpi tabulari estesi ad ampi settori del foglio (associazione di conoide alluvionale).

Essi passano sottocorrente (Foglio 240) a depositi sabbiosi e sabbioso-limosi di canale o argine fluviale (transizione alla piana alluvionale). L'unità si chiude, con contatto netto, al di sotto dei depositi di argille palustri e di piana alluvionale del ciclo sovrastante.

Lo spessore massimo del subsistema è di una ventina di metri in affioramento e di circa 60 m nel sottosuolo della pianura al margine nord orientale del foglio. La sua età, desunta dalla posizione stratigrafica, è riferibile al Pleistocene medio. Sulla base della correlazione ciclostratigrafica con la scala dei cicli climatico-eustatici di MARTINSON *et alii* (1987) si può presupporre un'età compresa fra c.a. 230.000 e 130.000 anni (fig. 12).

1.2.4. - *Subsistema di Villa Verucchio (AES₇)*

L'unità è costituita da piccoli lembi di depositi fluviali terrazzati, fortemente erosi, distribuiti nelle valli dei fiumi Ronco e Savio (compresi alcuni loro affluenti) e presso lo sbocco vallivo del F. Rabbi. Data la loro scarsa continuità areale non è possibile definire il numero complessivo di ordini di terrazzo in cui sono organizzati. I depositi affioranti presso lo sbocco vallivo del F. Rabbi sono stati correlati con quelli dell'area tipo del subsistema (valle del F. Marecchia, Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini, 2005) sulla base dei caratteri dei suoli presenti sulla superficie affiorante e sulla base delle correlazioni con i depositi di sottosuolo della pianura, per i quali si dispone di un buon controllo stratigrafico e cronologico. I depositi terrazzati dei settori intravallivi sono stati attribuiti a questo subsistema sulla base di criteri prevalentemente geometrici (si veda per esempio la fig. 11). L'inclinazione dei depositi terrazzati di questa unità nei tratti terminali delle valli è del 13 per mille (corrispondente a meno di 1 grado).

In affioramento l'unità è costituita da ghiaie di canale fluviale che possono essere direttamente affioranti e spesse fino ad una decina di metri (come presso lo sbocco vallivo del F. Rabbi, associazione di conoide alluvionale), oppure sepolte da alcuni metri di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale e/o di origine eluvio-colluviale di versante e spesse solo fino ad massimo di 2 metri (come nei terrazzi intravallivi, associazione di piana alluvionale intravalliva).

Nei depositi intravallivi il limite superiore dell'unità è dato da una serie di suoli sovrapposti di colore bruno scuro (Hue 10YR della Munsell soil color chart), con fronte di alterazione complessivo spesso fino a 2-3 m; nei depositi di conoide alluvionale, tale limite è dato da un suolo non calcareo molto evoluto (alfisuolo) di colore bruno scuro (Hue 7.5YR e 10YR della Munsell soil color chart), con fronte di alterazione spesso fino a 1,5 m (suoli dell'Unità 3Cb in REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994). Il limite inferiore è dato da una superficie di erosione fluviale che incide i depositi marini sottostanti (tutte le varie unità comprese fra FAA e FMA).

I depositi fluviali ghiaiosi di AES₇ affioranti nei pressi dello sbocco vallivo

del F. Rabbi, si immergono rapidamente nella pianura e proseguono nel sottosuolo, con buona continuità fisica, dove costituiscono i depositi grossolani sommitali di un ciclo trasgressivo-regressivo sepolto. Depositi grossolani del tutto analoghi e riferibili al medesimo ciclo deposizionale di sottosuolo della pianura sono stati evidenziati e cartografati anche in corrispondenza degli sbocchi vallivi dei fiumi Ronco e Savio.

I depositi di questo ciclo sono descritti, *in toto* od in parte, in un numero relativamente alto di indagini geognostiche della Banca Dati Geologici, nonchè da 9 sondaggi eseguiti appositamente. Fra questi i sondaggi 255-S1, 255-S4, 255-S7 e 255-S8 hanno attraversato l'intera unità stratigrafica (Appendice 1, fig. 11) che ha varie decine di metri di spessore e poggia in contatto netto sulle ghiaie e sabbie di canale fluviale del ciclo sottostante (AES₆).

Nel sottosuolo della pianura la porzione basale trasgressiva del ciclo è costituita da depositi fini di tracimazione fluviale contenenti vari corpi di qualche metro di argille e limi ricchi di sostanza organica di origine palustre (sondaggio 255-S1) che però non sono sempre ben preservati, anche a causa dei fenomeni di erosione fluviale associati ai depositi di riempimento di canale (es. sondaggio 255-S4). Questi depositi passano sottocorrente, verso l'attuale area costiera (Foglio 240/ 241), ad un livello continuo di sabbie fossilifere litorali associate a torbe di ambiente deltizio (fig. 11).

Nella porzione intermedia il ciclo è costituito da fitte alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi ed argille di argine, rotta e piana inondabile. In questo intervallo le ghiaie e sabbie di canale fluviale sono subordinate e confinate in corpi lenticolari nastriformi (associazione di piana alluvionale).

Nella porzione sommitale il ciclo è caratterizzato da abbondanti depositi grossolani di canale fluviale. Questi formano successioni ghiaioso-sabbiose spesse qualche metro ciascuna e ricoperte da sabbie, limi ed argille di tracimazione. I depositi ghiaiosi tendono a giustapporsi lateralmente e verticalmente in modo complesso fino a formare dei corpi composti, grossolani; a geometria relativamente tabulare, spessi complessivamente fino a 20 metri.

Nell'area del Foglio 255 i corpi ghiaiosi presenti in questo intervallo stratigrafico sono due e costituiscono due ampi ventagli lateralmente adiacenti ma fisicamente ben separati. Il primo si apre dagli sbocchi vallivi dei fiumi Rabbi e Ronco e si sviluppa estesamente oltre il limite settentrionale del foglio. Il secondo si sviluppa a partire dal settore intravallivo del F. Savio, si apre nei pressi dello sbocco vallivo e si sviluppa in tutto il quadrante di NE fino a sfrangiarsi a ridosso dei limiti con i Fogli 240/ 241 e 256. Dati i caratteri di facies e la geometria d'insieme questi corpi ghiaiosi sono interpretati come lobi sepolti di conoide alluvionale che costituiscono la porzione regressiva sommitale del Subsistema di Villa Verucchio. Essi sono sede della prima importante falda acquifera ampiamente estesa nel territorio di pianura del foglio (LIPPARINI, 1963; FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1989) e corrispondono al sistema acquifero A1 in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Dato il loro particolare interesse dal punto di vista sia stratigrafico che geologico applicativo, sono oggetto specifico della carta

riportata nel Foglio allegato alla Carta Geologica (insieme ai depositi grossolani del subsintema sovrastante) e sono ampiamente descritti nelle 4 sezioni geologiche superficiali del medesimo foglio allegato.

I lobi di conoide nelle loro porzioni apicali sono costituiti quasi interamente da ghiaie, anche grossolane, amalgamate (sondaggi 255-S1, 255-S7 e 255-S10). Verso le aree marginali (presenti nel Foglio 255 soprattutto nel quadrante di nord est) le ghiaie tendono ad essere separate da depositi più fini (sondaggi 255-S2 e 255-S5). I depositi ghiaiosi di canale passano lateralmente e sottocorrente a depositi sabbiosi e sabbioso-limosi di canale o argine fluviale, i quali formano anch'essi dei corpi compositi, arealmente estesi, ma caratterizzati da limiti inferiore e superiore più irregolari e frastagliati (transizione alla piana alluvionale, sondaggi 255-S3 e 255-S4, fig. 11).

La base dei depositi ghiaiosi è una superficie composita e forse anche sensibilmente eterocrona, data dall'involuppo delle superfici erosive dei singoli depositi di canale. Nel settore intravallivo essa poggia direttamente sui depositi marini mio-pliocenici e coincide con la base dell'intero subsintema. Nel sottosuolo in corrispondenza degli sbocchi vallivi questa superficie è difficilmente tracciabile poichè le ghiaie fluviali di questo intervallo stratigrafico sono direttamente a contatto con quelle più antiche del medesimo subsintema, nonché quelle dei subsintemi sottostanti (sondaggi 255-S7, 255-S8 e 255-S10). Nell'area che separa le due conoidi sepolte dei fiumi Rabbi-Ronco e Savio (interconoide), sono presenti depositi di tracimazione contenenti pochi corpi nastriformi sabbiosi di canale e/o argine fluviale, spessi qualche metro e riconducibili a conoidi ed alla piana alluvionale dei corsi d'acqua secondari.

Lo spessore di questo intervallo stratigrafico sommitale di AES₇, caratterizzato da sedimenti fluviali grossolani arriva ad un massimo di una ventina di metri. Le varie datazioni radiometriche ¹⁴C eseguite nei depositi organici e nei frammenti legnosi in esso contenuti hanno dato un età minima (età BP. non cal.) di 16.690+/-120 anni (sondaggio 255-S1) ed una massima di 31.040+/-5.000.

Nel sottosuolo della pianura intravalliva del F. Savio il limite superiore del ciclo deposizionale trasgressivo-regressivo AES₇ è stato intercettato nel sondaggio 255-S6 dove è sepolto a 13,7 m dal piano campagna ed è costituito da un suolo non calcareo molto evoluto di colore bruno rossastro (Hue 7.5YR, Value 3-4, Chroma 2) con spessore dell'orizzonte decarbonatato di 1,4 m. Al di sotto dell'orizzonte decarbonatato si sviluppano orizzonti ad accumulo di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni ed il fronte di alterazione complessivo è di 2,5 m.

Nel sottosuolo della pianura alluvionale più aperta il suolo non è più presente e il limite di tetto dell'unità viene posto in corrispondenza del tetto dei depositi grossolani di canale fluviale sopra descritti oppure, quando questi ultimi sono assenti, in corrispondenza dei depositi ossidati, di piana alluvionale drenata che chiudono, con una sequenza positiva, i cicli di tracimazione fluviale sottostanti. Nella gran parte del foglio tale superficie è ricoperta dai depositi organici trasgressivi della base del subsintema sovrastante (AES₈).

La presenza di depositi prevalentemente sabbiosi e ghiaiosi nella porzione di

AES₇ attraversata dal sondaggio 255-S4 non ha consentito la ricostruzione di una curva pollinica per questo intervallo stratigrafico (fig. 14).

Il Subsintema di Villa Verucchio è spesso complessivamente da pochi metri nelle aree intravallive a 50 m nella pianura nord orientale del foglio (fig. 11). La natura ciclica dei depositi sepolti del subsintema, le correlazioni con i depositi sepolti dell'area costiera (Fogli 240 e 241), le età radiometriche, nonché le analogie con aree limitrofe (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna, 2002; Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini, 2005) consentono di correlare il Subsintema di Villa Verucchio con il ciclo climatico-eustatico compreso fra gli stadi isotopici 5e (Tirreniano Auct.) e 2 della curva degli isotopi dell'ossigeno di MARTINSON *et alii* (1987). Sulla base di questa considerazione l'età del subsintema è attribuita all'intervallo compreso fra c.a. 125.000 anni e c.a. 17.000 anni BP (Pleistocene superiore).

1.2.5. - Subsintema di Ravenna (AES₈)

Buona parte dei depositi quaternari affioranti nei fondovalli dei fiumi principali e tutti i depositi presenti nella piana alluvionale nel Foglio 255 sono stati attribuiti a questo subsintema. Poiché si tratta di un'unità relativamente superficiale e con spessore inferiore ad una trentina di metri essa è attraversata per intero da una gran parte delle indagini geognostiche della banca dati geologici, da sondaggi messi a disposizione dagli enti pubblici e privati per una visione diretta delle carote, nonché dai sondaggi e dalle penetrometrie appositamente realizzate (figg. 9 e 10). Il Subsintema di Ravenna, perciò, rappresenta l'unità meglio caratterizzata fra i depositi quaternari del Foglio 255, per quanto riguarda sia la superficie che il sottosuolo. La continuità fisica dei suoi depositi e delle superfici che lo definiscono lungo tutta la pianura emiliano-romagnola orientale, la posizione stratigrafica e l'età hanno consentito di correlare questa unità con quella affiorante nell'area tipo (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna, 2002).

Nei settori intravallivi ed allo sbocco delle valli il Subsintema di Ravenna è dato da depositi fluviali organizzati in 4 o 5 ordini di terrazzo che nei tratti terminali delle valli principali hanno un'inclinazione variabile tra il 4 ed il 7 per mille, corrispondente a circa 0,3 gradi (studi più approfonditi eseguiti lungo l'intera estensione delle valli hanno rilevato, localmente, fino a 11 ordini di terrazzo, SARTI *et alii*, 1997). Le osservazioni di terreno, nonché la stratigrafia del sondaggio 255-S9 eseguito su un terrazzo del F. Ronco a sud di S. Colombano (fig. 10 e Appendice 1) indicano che nelle valli principali questi depositi sono costituiti da ghiaie di canale fluviale spesse 2-5 metri ricoperte da vari metri di tracimazioni fluviali argillose, limose e sabbiose, generalmente piuttosto ossidate. Talora le tracimazioni sono sottili o del tutto assenti. Nelle valli dei corsi d'acqua secondari i depositi di AES₈ sono più sottili e la granulometria più grossolana è data da sabbie fini, spesso limose. Nei settori intravallivi le ghiaie di canale fluviale

sono in contatto netto, erosivo e discordante con AES₇, AES₆ e tutti i depositi marini da FAA a FMA.

Sulla superficie della pianura alluvionale le argille, i limi e le alternanze limoso-sabbiose di tracimazione fluviale (piana inondabile, argine, rotta, ecc.) sono dominanti in tutto l'areale del foglio mentre le ghiaie di canale fluviale affiorano esclusivamente a ridosso dei fiumi principali.

Il tetto del subsistema, che coincide con il piano topografico, presenta suoli con diverso grado di alterazione i cui orizzonti superiori variano da non calcarei a calcarei. I suoli non calcarei e scarsamente calcarei hanno, al tetto, colore bruno scuro e bruno scuro giallastro (Hue 10YR-2.5Y, Value 3-5, Chroma 2-4) e spessore degli orizzonti decarbonatati da 0,5 ad 1 m. Al di sotto dell'orizzonte decarbonatato si sviluppano orizzonti ad accumulo di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni o concentrazioni soffici (profilo A-Bw-Bk: Inceptisuolo). Questi suoli sono associati a ritrovamenti di reperti archeologici di età variabile (tab. 8) dal Neolitico al Romano. La frequentazione romana, in particolare, è particolarmente evidente a valle della Via Emilia dove il reticolo viario secondario segue ancora chiaramente le tracce della viabilità di quell'epoca (la centuriazione; VEGGIANI, 1984a). La datazione ¹⁴C di uno di questi orizzonti decarbonatati ha fornito un'età di 4.010±150 (BP non cal., tab. 3). I suoli calcarei appartengono all'unità AES_{8a} e sono descritti nel paragrafo corrispondente.

Nella pianura alluvionale più aperta affiorano solamente i depositi sommitali del subsistema, pertanto, in questo settore, la sua organizzazione interna ed i rapporti con il subsistema sottostante sono stati ricostruiti in gran parte con l'ausilio di dati geognostici di sottosuolo (figg. 9 e 10). In questo settore è stato possibile osservare che i depositi di AES₈ costituiscono la porzione trasgressiva e quella iniziale regressiva di un ciclo trasgressivo-regressivo, simile a quelli descritti in precedenza, ma incompleto perché attualmente in corso di evoluzione. I depositi di questo ciclo poggiano in contatto piuttosto netto sui depositi di tracimazione e di canale fluviale di tetto del ciclo sottostante (AES₇). La porzione trasgressiva è costituita, su ampi tratti, da alternanze di depositi fini, grigi, di tracimazione fluviale di piana non drenata ed argille e limi scuri variamente arricchiti di sostanza organica di origine palustre (sondaggi 255-S1, 255-S3, 255-S4, 255-S5, 255040P515). Verso monte questo intervallo stratigrafico arricchito di depositi organici si estende fino a ridosso del margine appenninico (sondaggio 255-S4 ed affioramento rilevato nei pressi di Vecchiazzano, codice Banca Dati 255010A513), mentre verso la pianura costiera, a nord est del Foglio 255, i depositi organici diventano lagunari, con evidenze di influssi marini (Foglio 240, fig. 11). Questo intervallo costituisce pertanto un orizzonte stratigrafico di correlazione molto importante che caratterizza la base del subsistema in settori della pianura distinti e lontani fra loro (per distanze dell'ordine di decine di chilometri). La sua età, definita su basi radiometriche (età B.P. non cal.), varia da 14.050±120 anni a 7.690±100 (sondaggio 255-S5) con la massima concentrazione delle età intorno all'intervallo 13.000-10.000 (tab. 3). Depositati analoghi per facies, posizione stratigrafica ed età sono stati individuati in tutti i fogli della pianura

Tab. 3 - Tabella dei risultati ottenuti dalle analisi radiometriche (metodo 14C) su campioni di materiale organico prelevati da sondaggi del progetto CARG, da sondaggi messi a disposizione da enti pubblici e privati per la campionatura e da affioramenti lungo pareti di scavo. L'ubicazione dei sondaggi e degli affioramenti è illustrata in figura 10 e la stratigrafia dei sondaggi in Appendice 1. La profondità dei campioni è riferita al piano campagna. L'età è espressa in anni. (*) Nelle colonne relative ai dati calibrati (Calib.), questi sono espressi in anni BP Before Present (per "present" si intende il 1950). Le calibrazioni sono state fatte con il programma: UNIVERSITY OF WASHINGTON QUATERNARY ISOTOPE LAB RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.1.2 (STUIVER & REIMER, 1993; STUIVER et alii, 1998).

CODICE BANCA DATI	QUOTA m P.C.	PROFONDITA CAMPIONE	UNITA'	ETA ¹⁴ C	RANGE	Calib 4. 2 BP*	TECNICA DI DATAZIONE	TIPO DI MATERIALE	LABORATORIO
SONDAGGI									
255-S1	27	15,9	AES 7	16690	120	20230-19550	AMS	FRAMM. VEGET.+ARGILLA ORG.	E.T.H. (ZURIGO)
255-S2	28	14,8	AES 8	11090	110	13170-12980	Radiometrica	FRAMM. VEGET.+ARGILLA ORG.	ENEA (BOLOGNA)
255-S2	28	26,5	AES 7	24490	280		AMS	ARGILLA ORGANICA	E.T.H. (ZURIGO)
255-S3	23	17,9	AES 8	12980	120	15870-15220	AMS	ARGILLA ORGANICA	E.T.H. (ZURIGO)
255-S3	23	24,9	AES 8	13180	95	16090-15600	AMS	FRAMM. VEGET.+ARGILLA ORG.	E.T.H. (ZURIGO)
255-S4	33,5	8,9	AES 8	4900	105	5730-5490	Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255-S4	33,5	19	AES 8	10400	105	12630-11900	Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255-S4	33,5	22,1	AES 8	10350	125	12620-11780	Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255-S5	20	15	AES 8	7690	100	8590-8390	Radiometrica	FRAMMENTI VEGETALI	ENEA (BOLOGNA)
255-S5	20	25,8	AES 8	14050	120	17130-16580	Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255-S5	20	35,2	AES 7	31040	5000		Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255040P515	20	17,1	AES 8	10150	360	12630-11200	Radiometrica	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
255040P515	20	38,2	AES 7	30000	2000		Radiometrica	SABBIA CON SOSTANZA ORG.	ENEA (BOLOGNA)
255070P506	40	13,9	AES 8	5425	60	6690-6120	AMS	FRAMMENTI VEGETALI	E.T.H. (ZURIGO)
AFFIORAMENTI									
255010A513	42	5,1	AES 8	11760	125	14010-13500	AMS	SUOLO ORGANICO	E.T.H. (ZURIGO)
255060A501	42,6	2,7	AES 8	7745	300	9010-8200	Radiometrica	SUOLO ORGANICO	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
255090A501	107	1,3	AES 8	4010	150	4810-4280	Radiometrica	SUOLO ORGANICO	L.O.D.Y.C. (PARIGI)

emiliano-romagnola rilevati od in corso di realizzazione per la Carta Geologica d'Italia (in particolare: CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna, 2002 e Foglio 256 Rimini, 2005).

Dai dati sopra esposti risulta che nel sottosuolo della pianura la superficie trasgressiva che separa il Subsistema AES₈ da AES₇ è espressa da una rapida variazione di facies che verosimilmente materializza una lacuna stratigrafica di qualche migliaio di anni (es. sondaggio 255-S4), in analogia a quanto riportato nei fogli della Carta Geologica summenzionati. Però, contrariamente a quanto rilevato in Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna (2002) e Foglio 256 Rimini (2005), tale lacuna non è ben documentata con datazioni radiometriche sulla verticale di un singolo sondaggio. Inoltre le età radiometriche variamente distribuite nell'area del foglio e relative al tetto di AES₇ ed alla base di AES₈ (tab. 3) suggeriscono che la lacuna temporale fra le due unità nel Foglio 255 sia limitata (3-5.000 anni) se non localmente assente (si veda per esempio il sondaggio 255-S5 e la sezione geologica A-A'-A'' del Foglio Allegato alla Carta Geologica).

Al di sopra di questo orizzonte fine ricco in sostanza organica si passa, gradualmente, a depositi prevalentemente fini di tracimazione fluviale, caratterizzati nella parte inferiore da colori grigiastri che superiormente tendono a diventare gialli screziati. Più in alto si assiste ad un aumento della frequenza e dello spessore dei livelli ossidati giallastri fino a sviluppare dei veri e propri suoli decarbonatati. Questo passaggio è ben documentato anche nei fogli limitrofi (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 256 Rimini) e rappresenta l'evoluzione da una piana alluvionale non drenata ad una piana alluvionale ben drenata (FARREL, 1987; ASLAN & AUTIN, 1999); esso riflette lo sviluppo di un reticolo idrografico progressivamente sempre più inciso in un contesto di aggradazione / progredazione della pianura alluvionale.

Nel sottosuolo della pianura il Subsistema di Ravenna contiene una quantità molto modesta di corpi ghiaiosi di canale fluviale che costituiscono principalmente il proseguimento in pianura dei depositi grossolani intravallivi dei fiumi Rabbi, Ronco e Savio. Dentro la valle ed agli sbocchi vallivi questi corpi incidono i depositi ghiaiosi più antichi, con cui vengono direttamente a contatto e si saldano tra loro lateralmente e verticalmente (area di amalgamazione delle ghiaie di AES₇ e AES₈). Oltre lo sbocco vallivo del F. Savio, dove questi corpi sono meglio sviluppati; i canali ghiaiosi cominciano a immergersi nel sottosuolo, diramandosi lateralmente e separandosi fisicamente dalle ghiaie dell'unità sottostante. Essi hanno geometria nastriforme più o meno sinuoidale (in pianta) e lenticolare (in sezione), sono larghi al massimo qualche centinaio di metri e spessi pochi metri. Oltre gli sbocchi vallivi dei fiumi Ronco e Rabbi i canali ghiaiosi di questa unità rimangono saldate a quelle di AES₇ per quasi tutto il loro sviluppo.

Le analisi polliniche relative ai depositi di AES₈ attraversati dal sondaggio 255-S4 (fig. 14) mostrano delle associazioni floristiche abbastanza complesse. La porzione inferiore e media dell'unità (con età ¹⁴C comprese fra c.a. 10.000 e c.a. 5.000 a BP non cal.) si caratterizzano per l'elevata presenza di *Pinus*, un contenuto modesto delle latifoglie decidue termofile e montane ed un contenuto

molto variabile di elementi non arborei. La porzione superiore, invece, (con età $^{14}\text{C} < \text{di c.a. } 5.000 \text{ a BP non cal.}$) mostra una bassa percentuale di *Pinus* che si accompagna ad una notevole presenza di tutte le altre piante arboree. In particolare si sottolinea l'abbondante presenza di *Corylus* e *Quercus* i quali coesistono con alcune piante erbacee (Composite e Chenopodiacee) presenti in percentuali abbastanza elevate. Tale associazione floristica, insieme ai dati radiometrici, suggerisce che a ridosso dei principali sbocchi vallivi del Foglio 255 (ove si colloca il sondaggio 255-S4) il segnale vegetale tipico delle condizioni climatiche oloceniche, che si può dedurre dai dati palinologici (in particolare l'abbondanza di latifoglie di tipo termofilo), è ben riconoscibile solo a partire dall'optimum climatico di c.a. 5.000 anni fa.

Il subsistema ha una geometria complessiva di tipo cuneiforme, con spessori massimi di 25-30 m nell'area di interconoide fra il F. Ronco ed il F. Savio e nella pianura nord-orientale del foglio. L'andamento nel sottosuolo della base del Subsistema di Ravenna è deducibile dalle quattro sezioni geologiche di superficie riportate nel foglio allegato alla Carta Geologica.

Sulla base dei dati radiometrici l'età del subsistema è compresa fra c.a. 14.000 anni (BP non cal.) e l'Attuale e corrisponde con la fase di rapida risalita eustatica e di miglioramento climatico che si sviluppa a partire dal tardo Pleistocene fino a tutto l'Olocene (cfr. con Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna, 2002 e Foglio 256 Rimini, 2005).

Analogamente a ciò che è stato fatto negli altri fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 in corso di realizzazione o stampa della pianura emiliano-romagnola, in questo subsistema è stata distinta una unità di rango gerarchico inferiore: l'Unità di Modena (AES_{8a}) la quale contiene i depositi più superficiali (sempre affioranti) e più recenti del foglio, compresi quelli attualmente in evoluzione (si veda il lavoro di CREMASCHI & GASPERI, 1989 per quanto riguarda la descrizione dei depositi rilevati nella località tipo). AES_{8a} è un'unità pellicolare, di pochi metri di spessore, contenente prevalentemente depositi fluviali terrazzati nei settori intravallivi e depositi di tracimazione nella pianura alluvionale.

Nei settori intravallivi la base di AES_{8a} è data da una superficie di erosione fluviale in cui sono confinati i depositi di canale e a cui corrisponde, lateralmente, una scarpata di terrazzo. Nei settori di pianura la base di AES_{8a} è individuata dal contatto, in discontinuità, delle sue tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo o scarsamente calcareo di AES_8 che contiene i reperti di epoca romana o più antica in posto (sondaggio 255040P515). Il tetto di AES_{8a} 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 (fig. 8) ed è caratterizzata da una buona preservazione delle forme deposizionali originarie (ad esempio argini e piane inondabili).

Nei settori intravallivi dei fiumi principali l'unità è costituita da depositi ghiaiosi o sabbiosi di canale fluviale e da sottili orizzonti più fini di tracimazione. Essi sono organizzati in 2 ordini di terrazzo (solo occasionalmente sono

3) le cui scarpate incidono gli altri depositi alluvionali di AES₈ fino a poggiare direttamente sui depositi marini compresi fra FAA e FMA. Nella pianura alluvionale prevalgono i depositi di tracimazione fluviale, all'interno dei quali è stato possibile distinguere fra depositi sabbioso-limosi di argine, canale e rotta fluviale e depositi argillosi e limosi di piana inondabile, data la scarsa alterazione della superficie affiorante e la buona preservazione delle forme deposizionali. Talora nella pianura a ridosso degli sbocchi vallivi le tracimazioni fluviali di AES_{8a} si appoggiano sulle superfici topograficamente più depresse dell'unità precedente fino a livellare completamente la topografia della pianura (come per esempio a sud ovest di Forlimpopoli).

L'età di AES_{8a} è riferita all'epoca post-romana, sulla base dei seguenti caratteri:

- La presenza di abbondanti e frequenti reperti romani (e più antichi) al tetto dei depositi sottostanti, fra i quali si segnalano numerosi elementi infrastrutturali (edifici, strade, ecc.);

- L'assenza di questi reperti all'interno dei depositi di AES_{8a} o la loro presenza esclusivamente come elementi rimaneggiati;

- L'alterazione pedogenetica modesta o del tutto assente della superficie affiorante di AES_{8a}.

Più in dettaglio i dati storici ed archeologici indicano che l'unità si è deposta a partire dal IV-VI secolo d.C. (ALDINI, 1990, 1994; VEGGIANI, 1977, 1979, 1987).

X - SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE

Secondo la normativa sul rilevamento e cartografia geologica dei depositi quaternari le UBSU descritte in carta vengono caratterizzate anche sulla base delle litologie e degli ambienti deposizionali (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992). Nella carta geologica di superficie questa caratterizzazione viene fatta con l'ausilio di sovrassegni che si accompagnano alla tradizionale colorazione delle unità stratigrafiche. Per questo motivo nelle presenti note viene inserito un capitolo per la descrizione delle litologie e degli ambienti deposizionali che completa le informazioni già riportate nello spazio dedicato alla stratigrafia. In queste pagine sono state inserite anche le descrizioni delle litologie e degli ambienti non affioranti, ma estesamente presenti nella pianura sepolta e rappresentati negli elaborati del Foglio allegato alla Carta Geologica. Per la caratterizzazione di questi ultimi si è fatto largo uso sia di osservazioni dirette (carotaggi appositamente realizzati) che di quelle indirette (informazioni contenute nella Banca Dati geognostici della Regione Emilia-Romagna). Fra le osservazioni indirette si sottolinea l'importanza delle prove penetrometriche elettriche (CPTE), con particolare riferimento a quelle con piezocono (CPTU) appositamente realizzate per il Progetto CARG e le cui potenzialità per la caratterizzazione dei sistemi deposizionali sepolti è stata recentemente enfatizzata in AMOROSI & MARCHI (1999).

Nella Carta Geologica l'utilizzo dei retini è stato limitato alle unità più recenti, ovvero AES₇ ed AES₈ (con particolare dettaglio per AES_{8a}) a partire dai settori terminali delle valli fino alla pianura aperta. In questi ambiti, infatti, è efficacemente ricostruibile l'evoluzione sottocorrente dei diversi sistemi deposizionali all'interno della medesima unità. Al contrario nelle porzioni più propriamente intravallive i depositi fluviali rimangono sostanzialmente con i medesimi caratteri interni per tutta la lunghezza della valle. In queste zone quindi, non sono stati riportati i retini relativi ai sistemi deposizionali e litologie, anche al fine di non appesantire la lettura della carta. Le informazioni relative ai depositi delle

unità più antiche di AES₇ sono riportate nella descrizione delle unità stesse del titolo IX, stratigrafia.

1. - DEPOSITI ALLUVIONALI

1.1. - PIANA INTRAVALLIVA, CONOIDE E PIANA ALLUVIONALE

1.1.1. - *Ghiaie di riempimento di canale fluviale*

Depositi costituiti prevalentemente da ghiaie che variano da molto grossolane (20-40 cm di diametro massimo) a fini; sono clasto-sostenute ed hanno matrice sabbiosa o, più raramente, argillosa. Quelle più grossolane sono malcernite, hanno ciottoli di forma variabile da appiattita a subsferica e sono spesso prive di strutture sedimentarie, anche se, localmente, possono avere un accenno di gradazione e di embriatura dei ciottoli. Al contrario le ghiaie fini sono costituite da ciottoli frequentemente appiattiti, embriati e con uno sviluppo di gradazione positiva. Gli strati variano da spessi a molto spessi ma preferenzialmente sono amalgamati e formano dei corpi di spessore compreso fra 2 e 5 metri che costituiscono la porzione grossolana di una sequenza positiva. Questa si chiude con uno spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro di sabbie, limi ed argille in contatto netto sulle ghiaie (fig. 13). Nelle penetrometrie meccaniche ed elettriche queste ghiaie offrono una resistenza all'attraversamento della punta estremamente alta (maggiore di 350-400 kg/cm²) per cui la prova si arresta in corrispondenza della superficie sommitale del deposito. Questi depositi sono interpretati come sequenze di riempimento di canale ghiaioso. Essi formano corpi a geometria nastriforme, larghi qualche centinaio di metri, che incidono con contatto netto ed erosivo (fig. 13) le tracimazioni fluviali adiacenti (canali singoli di piana alluvionale). Talora i singoli depositi di canale si saldano lateralmente e verticalmente e formano dei corpi composti con geometria d'insieme relativamente tabulare e spessore fino a 10 metri ed oltre (canali amalgamati di piana intravalliva e conoide, sondaggi 255-S1, 255-S4, 255-S7, 255-S8 e 255-S10, Appendice 1).

Nella carta geologica di superficie sono stati riportati come affioranti le ghiaie presenti sulla superficie topografica o nell'immediato sottosuolo (profondità < 1-2 m). La gran parte dei depositi di riempimento di canale affioranti sono concentrati nei settori intravallivi e terrazzati, dove in effetti, lo spessore di depositi fini che ricoprono le ghiaie è generalmente minore di 1-2 metri anche se, localmente, può essere maggiore, per esempio a ridosso delle scarpate di terrazzo o dei versanti.

1.1.2. - *Sabbie di riempimento di canale e di rotta fluviale*

Depositi costituiti da sabbie organizzate in sequenze positive ben sviluppate, con granulometria che varia da medio-grossolana, spesso anche con ciottoli, alla base, a

fine e finissima al tetto, con un passaggio graduale ai depositi limosi ed argillosi di chiusura della sequenza. Lo spessore del singolo corpo sabbioso si aggira fra i 2 e 5 metri. Nelle CPTE e CPTU questi corpi si caratterizzano per gli alti valori di resistenza alla punta ($> 100 \text{ kg/cm}^2$), il basso rapporto fra l'attrito laterale e la resistenza alla punta, i valori negativi di sovrappressione interstiziale ed il tipico andamento della curva della resistenza alla punta con il brusco aumento dei valori alla base e la progressiva diminuzione verso l'alto (AMOROSI & MARCHI, 1999). Questi depositi sono interpretati come sequenze di riempimento di canale sabbioso e di rotta fluviale (sondaggi 255-S4 e 255-S5). Essi sono presenti marginalmente in superficie e nel sottosuolo del settore nord occidentale del Foglio 255 mentre si sviluppano estesamente nel sottosuolo dei fogli limitrofi (foglio 240/241); formano corpi larghi da varie centinaia di metri a qualche chilometro, in contatto netto ed erosivo, con le tracimazioni fluviali sottostanti. Essi costituiscono la prosecuzione fisica sottocorrente dei depositi di canale ghiaioso (transizione fra conoide e piana alluvionale), oppure, subordinatamente, i depositi di conoide alluvionale del reticolo idrografico secondario.

1.1.3. - *Alternanze di sabbie e limi di argine, canale e rotta fluviale*

Depositi costituiti da alternanze di sabbie fini e finissime, spesso limose, in strati da sottili a spessi, e limi, limi sabbiosi e limi argillosi, in strati da molto sottili a medi. Gli strati sono organizzati in sequenze con gradazione positiva o negativo-positiva. Localmente sono presenti sabbie medio-grossolane alla base delle sequenze positive ed intercalazioni di argilla al tetto. Questi sono considerati depositi di argine, di riempimento di canale (soprattutto del reticolo idrografico secondario) e di rotta fluviale. Questi depositi sono stati cartografati solo in affioramento (riferiti ad AES_{8a}) dove formano dei corpi rilevati a geometria nastriforme o di lobo, di larghezza variabile da 300 m a 5 km e possono essere formati da un singolo sistema fluviale o da più sistemi coalescenti. Sulla superficie di questi corpi sono spesso visibili le tracce dei canali abbandonati e dei ventagli di rotta. Lo spessore massimo è di 3-5 metri. Questi corpi passano lateralmente a depositi di piana inondabile con contatti graduali.

1.1.4. - *Argille e limi di piana inondabile*

Depositi costituiti da argille e limi in strati medi e spessi con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose in strati da molto sottili a medi. Sono frequenti anche sottili intercalazioni di argille organiche. Spesso le argille contengono tracce di apparati radicali e sono intensamente bioturbate per cui non sono più visibili la stratificazione e le strutture sedimentarie originarie. Questi sono interpretati come depositi di piana inondabile. Sono stati cartografati solo in superficie (riferiti a AES_{8a}) dove sono presenti solo marginalmente nel settore nord orientale del Foglio 255 in corrispondenza delle aree relativamente depresse interposte ai rilievi deposizionali degli argini, canali e rotte fluviali, e formano corpi a geo-

metria lenticolare piuttosto sottili (spessori di 1-3 metri). Passano lateralmente a depositi di argine, canale e rotta fluviale con contatti graduali.

1.1.5. - *Alternanze di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale indifferenziata*

Depositi costituiti da alternanze millimetriche, centimetriche e decimetriche di sabbie fini e finissime, limi ed argille in strati da molto sottili a spessi. Il rapporto fra sabbia, limo ed argilla è variabile da zona a zona. Gli intervalli sabbioso limosi sono caratterizzati da stratificazione prevalentemente sottile e media all'interno di sequenze decimetriche e metriche con gradazione positiva o negativa-positiva. Questi passano verso l'alto ad argille in strati da medi a molto spessi, che presentano bioturbazione diffusa o concentrata attorno ad apparati radicali e presentano locali accumuli di sostanza organica indecomposta. I colori di questi depositi possono essere grigio omogeneo, grigio con screziature giallastre e giallo ocraceo omogeneo. Dove prevalgono i colori grigi, il tetto argilloso-limoso delle sequenze positive è spesso caratterizzato dalla presenza di locali accumuli di sostanza organica indecomposta. Al contrario, quando prevalgono i colori giallastri il tetto delle sequenze positive è caratterizzato dallo sviluppo di suoli (Appendice 1). Questi depositi sono interpretati come sequenze composte costituite prevalentemente da tracimazioni fluviali, all'interno delle quali non viene operata una differenziazione fra i depositi di argine e rotta fluviale (inclusi i depositi sabbioso-limosi di canale del reticolo secondario) da quelli di piana inondabile. Tale differenziazione, infatti, è particolarmente difficoltosa nei depositi affioranti più antichi di AES_{8a}, a causa dei processi di erosione, bioturbazione e pedogenesi che hanno modificato le tessiture e le forme deposizionali originarie. Allo stesso tempo questa differenziazione è notevolmente arbitraria nei depositi di sottosuolo, sia per la forte variabilità intrinseca di questi ambienti deposizionali sia perché, in questo ambito, la gran parte delle informazioni litologiche disponibili si basa sui dati geognostici della banca dati regionale, che solo raramente contengono descrizioni sedimentologiche sufficientemente dettagliate. Gli intervalli caratterizzati da colori grigi e preservazione di sostanza organica sono riferiti a condizioni non drenate, mentre quelli con colori gialli e suoli sono riferiti a condizioni ben drenate (es. FARREL, 1987).

Questa associazione di facies composita è stata distinta all'interno di AES₈, dove costituisce un grosso corpo a geometria cuneiforme a grande scala, spesso fino a 25-30 m ed include, al suo interno, depositi grossolani di canale fluviale ed argille e limi palustri.

1.1.6. - *Argille e limi con sostanza organica palustri (solo sottosuolo)*

Questi depositi sono stati individuati e caratterizzati solo nel sottosuolo sulla base di indagini geognostiche (carotaggi continui e CPTU) e su di essi, pertanto,

non sono disponibili osservazioni dirette di superficie. Sono costituiti da argille ed, in minor misura, limi variamente arricchiti in sostanza organica indecomposta in strati da sottilissimi a medi (raramente spessi) alternati ad argille, limi e, raramente, limi sabbiosi, in cui la sostanza organica è molto subordinata od assente. La presenza di sostanza organica indecomposta conferisce a questi depositi un colore grigio-nerastro che viene spesso segnalato anche nelle descrizioni di indagini geognostiche non particolarmente dettagliate (per esempio come “argille nere” e “torbe”). La sostanza organica è presente in: a) lamine millimetriche dentro argille finemente stratificate; b) frammenti vegetali millimetrici e centimetrici talora riconoscibili come apparati radicali verticali in posizione fisiologica; c) come sostanza organica diffusa nell’argilla. Quest’ultimo caso è molto frequente. Qui la sostanza organica si concentra, tramite un progressivo graduale incremento verso l’alto, al tetto di cicli dominati da litologia molto fine e con gradazione positiva (es. sondaggio 255-S5 e 255040P515). All’interno di questi cicli i livelli scuri possono costituire da circa il 5 al 30 % dell’intero deposito. Talora sono presenti diffusi fenomeni di bioturbazione che hanno obliterato tutte le strutture sedimentarie interne. Spesso sono anche presenti resti di macrofossili calcarei a guscio sottile diluiti nella matrice argillosa. Nelle CPTU questi depositi si caratterizzano per i valori particolarmente bassi di resistenza alla punta ($< 10\text{kg/cm}^2$) e di attrito laterale, nonché valori molto alti di sovrappressione interstiziale che si accompagnano a tempi di dissipazione particolarmente lunghi (AMOROSI & MARCHI, 1999).

Gli orizzonti più sottili di questi depositi sono riferiti ad episodi palustri effimeri entro un’associazione di facies di piana inondabile non drenata. Gli orizzonti più spessi e più estesi arealmente, con frequenti livelli perfettamente laminati, sono interpretati come vere e proprie paludi d’acqua dolce di area interfluviale (sondaggi 255-S1 e 255-S4). Nelle zone di pianura pedemontana è stato osservato che questi livelli arricchiti di sostanza organica sono associati a forme di pedogenesi e quindi possono essere riferiti più ad un ambiente di piana inondabile in condizioni parzialmente drenate che di palude vera e propria. Lo spessore complessivo dell’associazione di facies varia da pochi decimetri ad oltre 7 metri. Questi corpi passano lateralmente e verticalmente a depositi di tracimazione fluviale in contatto da graduale a netto. Verso la piana costiera (Fogli 240 e 241) passano, con contatto graduale, a depositi organici lagunari.

PROGETTO
CARG

XI - CARTOGRAFIA

1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLA PIANURA

La particolare configurazione morfologica delle aree di pianura impedisce di norma l'osservazione tridimensionale dei corpi sedimentari e riduce fortemente la possibilità di rappresentazione delle unità stratigrafiche quaternarie mediante i criteri cartografici tradizionali. La Carta Geologica in aree di pianura diviene così uno strumento di non sempre facile lettura, in quanto generalmente omogeneo dal punto di vista cromatico e conseguentemente denso di simboli e graficismi, cui è affidato il compito di identificare i sistemi deposizionali e gli elementi che li compongono. In questo contesto, la possibilità di inserire direttamente sulla Carta Geologica informazioni relative a corpi sedimentari sepolti o orizzonti profondi incontra notevoli difficoltà tecniche. La distribuzione nello spazio di corpi sedimentari è infatti rappresentabile mediante fasce di isolinee (principalmente isobate e/o isopache), che finirebbero inevitabilmente col confondersi con i simboli relativi alla geologia di superficie.

Da qui, sulla scorta anche dell'esperienza della produzione cartografica estera in aree di pianura (ad esempio la Carta Geologica dell'Olanda in scala 1:50.000, o la Carta Geologica della Danimarca in scala 1:200.000), la necessità di combinare alla Carta Geologica (che, nel caso di aree di pianura, diviene una sorta di "geologia di superficie") un Foglio Allegato alla Carta Geologica, che esprime attraverso oggetti diversi la "geologia di sottosuolo". Le informazioni ricavabili dal Foglio Allegato alla Carta Geologica, combinate con quelle derivate dalla lettura della Carta Geologica e delle sezioni geologiche, consentono la ricostruzione tridimensionale dei corpi sedimentari di maggiore interesse geologico nell'area in esame. Per quanto concerne esempi di cartografia geologica di superficie e di sottosuolo in aree di pianura nell'ambito della Carta Geologica d'Italia si veda: CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 223 Ravenna (2002) e Foglio

256 Rimini (2005).

Nei due paragrafi seguenti vengono evidenziati gli elementi più salienti dei prodotti cartografici relativi all'area di pianura, presentati in questa edizione del Foglio 255 (Carta Geologica e Foglio allegato). In essi vengono inoltre sintetizzati i principali caratteri delle unità stratigrafiche e dei sistemi deposizionali ampiamente descritti nel titolo IX, Stratigrafia.

1.1. - CARTA GEOLOGICA

Nell'ambito delle aree di pianura la Carta Geologica, in scala 1:50.000, descrive la distribuzione e le caratteristiche litologiche e di facies delle unità stratigrafiche contenute nel Supersistema Emiliano-Romagnolo, affioranti e subaffioranti nell'area del Foglio 255 Cesena. È basata su rilevamenti di terreno, integrati dall'interpretazione di dati provenienti da fotointerpretazione, trivellate a mano, sondaggi a carotaggio continuo e prove penetrometriche (titolo VIII, Metodi di indagine).

I depositi di superficie cartografati si riferiscono al Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) e sono illustrati in dettaglio nel cap. IX, Stratigrafia. Se si escludono dei piccoli affioramenti relativi ai corsi d'acqua secondari, AES è suddivisa in subsistemi, dei quali i più antichi affiorano sotto forma di depositi terrazzati in corrispondenza del margine appenninico e lungo i fianchi vallivi dei fiumi Rabbi, Ronco e Savio (subsistemi di Liano - AES₄, di Torrestagni - AES₅, di Bazzano - AES₆ e di Villa Verucchio - AES₇). Nei fondovalle e nella pianura affiorano esclusivamente i depositi del subsistema più recente: il Subsistema di Ravenna (AES₈). L'unità di rango gerarchico più piccolo è l'unità di Modena (AES_{8a}) che costituisce la parte sommitale di AES₈. Essa affiora sia nei settori intravallivi, dove è confinata all'interno di scarpate di terrazzo fluviale, sia nella pianura, dove si sviluppa lungo i corsi d'acqua attuali o recenti e forma dei corpi che si aprono a ventaglio sottocorrente.

Tutti i terreni relativi ad AES affioranti sono costituiti interamente da depositi alluvionali (piana intravalliva, conoide e piana alluvionale). All'interno di AES₄, AES₅, AES₆ e dei depositi fini di AES indifferenziata non sono stati distinti i sistemi deposizionali e le litologie ad essi associati poiché l'alterazione delle superfici affioranti e l'intensa erosione subita non consente di riconoscerli con sufficiente dettaglio, né cartografarne, in pianta, l'evoluzione sottocorrente. Per la loro descrizione si rimanda al titolo IX, Stratigrafia. Al contrario i depositi delle unità più recenti (AES₇, AES₈ ed AES_{8a}) sono stati suddivisi in tipi litologici dominanti corrispondenti ad associazioni di facies (ad es. argille e limi di piana inondabile, alternanze di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale, ecc.) che riflettono distinte unità morfologico-deposizionali.

AES₇ è costituita da piccoli affioramenti di depositi fluviali terrazzati dentro le valli dei fiumi Ronco e Savio (in cui non sono stati riportati i retini relativi all'ambiente deposizionale per quanto specificato nel titolo X, Sistemi

deposizionali e litologie) e presso lo sbocco vallivo del F. Rabbi dove è costituita da depositi ghiaiosi di canale fluviale. A valle di questi settori l'unità si immerge nel sottosuolo e pertanto diviene oggetto del Foglio allegato (si veda il capitolo seguente).

AES₈ presenta dei depositi grossolani di canale fluviale solo nel breve settore intravallivo del F. Rabbi. In tutto il resto della pianura, compresi ampi settori intravallivi dei fiumi Ronco e Savio, l'unità è costituita da una grossa coltre di depositi di tracimazione fluviale data da fitte alternanze di sabbie, limi ed argille e la cui superficie sommitale è generalmente interessata da pedogenesi. Tali depositi non sono stati differenziati al loro interno (contrariamente a quanto fatto per AES_{8a}) a causa dei processi di erosione, bioturbazione e pedogenesi che hanno modificato le tessiture e le forme deposizionali originarie (a questo proposito si veda il titolo X, Sistemi deposizionali e litologie).

AES_{8a} è l'unità meglio caratterizzata dal punto di vista dell'evoluzione sottocorrente degli ambienti deposizionali. Essa presenta i depositi grossolani di riempimento di canale fluviale (ghiaie e sabbie) lungo tutte le principali aste fluviali dove questi sono confinati entro scarpate di terrazzo. A ridosso degli sbocchi vallivi, dove tali scarpate si fanno meno pronunciate, si aprono i ventagli dei depositi limoso-sabbiosi di argine e rotta fluviale. Localmente AES_{8a} sviluppa questi depositi anche entro le scarpate fluviali intravallive a causa di eventi di piena particolarmente intensi che hanno determinato il sovralluvionamento dei terrazzi più antichi (es. il sovralluvionamento del VII sec. d.C. della necropoli romana sorta sul terrazzo ad ovest di Cesena, VEGGIANI, 1987).

In corrispondenza del reticolo fluviale secondario, che si sviluppa lungo il margine appenninico, il terrazzamento operato dai corsi d'acqua è limitato od assente ed i depositi limoso-sabbiosi di argine e rotta si sviluppano in continuità dall'interno della valle alle aree di pianura (in questi casi la distinzione fra depositi di canale e depositi di argine e rotta è sostanzialmente inapplicabile). Si noti come la tendenza alla esondazione dei corsi d'acqua secondari si sviluppi lungo tutto il loro corso, a partire dalle aree pedecollinari. Tale tendenza è ben nota agli abitanti di queste zone che fin dall'antichità sono stati costretti ad edificare complesse opere di protezione degli insediamenti e delle infrastrutture comprese fra la Via Emilia e l'autostrada A-14 (si citano a titolo di esempio i riferimenti storici relativi alla regimentazione del T. Cesuola presso Cesena, VEGGIANI (1977) ed i riferimenti alla tendenza all'esondazione del reticolo idrografico della pianura ad ovest di Cesena riportati in Provincia di Forlì-Cesena, 1999).

Nel settore nord-orientale del foglio, dove è più estesa la pianura alluvionale, sono presenti nelle aree interfluviali i depositi di piana inondabile, che però hanno la loro prosecuzione ed il massimo sviluppo nei fogli più settentrionali.

Tra le informazioni aggiuntive presenti sulla Carta Geologica figurano l'ubicazione dei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna e le tracce di elementi morfologici notevoli (orli di terrazzo fluviale, canali abbandonati, ventagli di rotta).

1.2. - FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA - GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO

La cartografia geologica di sottosuolo si realizza sulla base di dati puntuali e su processi di interpolazione, volti all'identificazione delle relazioni spaziali tra corpi sedimentari. L'obiettivo delle carte di sottosuolo è la definizione dell'architettura stratigrafica di una data area, attraverso l'identificazione e la caratterizzazione di superfici di discontinuità e dei confini tra associazioni di facies. La definizione dettagliata dell'assetto stratigrafico nel sottosuolo riveste un'importanza fondamentale a fini pratici, costituendo la base scientifica imprescindibile per studi legati a subsidenza, protezione del suolo, ricerca e sfruttamento delle risorse idriche, ecc.

Il contenuto informativo della carta geologica di sottosuolo può essere utilizzato per la pianificazione territoriale a grande scala, mentre è inadeguato il suo utilizzo come elemento sostitutivo di indagini geognostiche per la soluzione di problemi su scala locale. La possibilità di utilizzare carte geologiche di sottosuolo in modo predittivo dipende infatti da un lato dalla qualità e dalla densità dei dati disponibili, dall'altro dalle caratteristiche geometriche "dell'oggetto cartografato". Ad esempio, a parità di base dati, la possibilità di intercettare alla profondità prevista dalla carta un corpo sedimentario a geometria tabulare o, comunque, caratterizzato da un'elevata estensione laterale, è di gran lunga superiore rispetto alla possibilità di prevedere con successo la localizzazione nel sottosuolo di un corpo sedimentario a geometria nastriforme.

L'acquisizione di nuovi dati di sottosuolo, in seguito ad esempio all'esecuzione di una nuova campagna di sondaggi o prove penetrometriche, è probabilmente destinata a modificare la cartografia qui realizzata. In questo senso, le carte geologiche di sottosuolo devono essere intese come prodotti suscettibili di modifiche, soprattutto in aree relativamente povere di informazioni, qualora nuovi dati vadano ad integrare l'insieme dei dati pregressi.

Nel Foglio Allegato alla Carta Geologica sono riportati 3 tipi di elaborati: a) la "sezione geologica profonda" a scala 1:100.000; b) le "sezioni geologiche superficiali" a scala 1:50.000 e c) la carta del "tetto delle ghiaie alluvionali-Subsintemi di Villa Verucchio (AES₇) e di Ravenna (AES₈)" a scala 1:50.000. Per chiarire adeguatamente le relazioni stratigrafiche fra le unità e le geometrie interne dei corpi cartografati nelle due famiglie di sezioni geologiche sono rappresentati, in diversi casi, anche i dati e le interpretazioni geologiche relative ai fogli settentrionali (Foglio 240/ 241).

La "sezione geologica profonda" alla scala 1:100.000, riportata anche nella figura 11, è costruita con un'esagerazione verticale di 25x (ovvero la scala verticale è 1:4.000 contro una scala orizzontale di 1:100.000). Questa sezione "profonda", approssimativamente allineata lungo il corso del F. Savio, descrive il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), con un grado di dettaglio progressivamente minore mano a mano che si va in profondità nella successione stratigrafica. In modo sommario sono anche riportate alcune informazioni relative al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) ed alle unità marine del

substrato mio-plio-pleistocenico con una possibile attribuzione alle Sabbie di Imola (IMO). Nei settori prossimi alla catena appenninica sono stati proiettati lungo la traccia della sezione alcuni elementi geologici riferiti alle sponde vallive poiché questi consentono la ricostruzione, su basi geometriche, dell'architettura stratigrafica di superficie e sottosuolo in modo integrato. Nella sezione, oltre alle unità stratigrafiche utilizzate, sono riportate delle indicazioni sulla geometria dei principali corpi litologici di rilevanza stratigrafica, le stratigrafie schematiche delle indagini geognostiche della Banca Dati Geologici e dei sondaggi appositamente realizzati per il progetto CARG ed i *log* di resistività dei pozzi AGIP utilizzati per l'allestimento della sezione (AGIP, 1972, 1994; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Questa sezione ha beneficiato di dati provenienti dai profili sismici e stratigrafie di pozzi per idrocarburi AGIP, soprattutto per ciò che riguarda i limiti fra le principali unità stratigrafiche quaternarie ed i terreni del substrato mio-plio-pleistocenico (IMO, AEI e AES).

Nell'ambito del Foglio 255 la "sezione profonda" costituisce la rappresentazione fondamentale che descrive l'intelaiatura stratigrafica del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore. Nell'intenzione degli autori questa sezione rappresenta un punto di partenza per la ricostruzione tridimensionale della stratigrafia dei depositi quaternari continentali (e in parte marini) a scala regionale, nonché per la progettazione di applicazioni pratiche ad essi collegate (per esempio la ricerca, lo sfruttamento e la conservazione delle risorse idriche sotterranee, REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Le quattro "sezioni geologiche superficiali" alla scala 1:50.000 sono caratterizzate da una esagerazione verticale di 50x (ovvero la scala verticale è 1:1.000 contro una scala orizzontale di 1:50.000). Queste sezioni "superficiali" descrivono le unità stratigrafiche dell'immediato sottosuolo (ovvero il Subsintema di Ravenna – AES₈ e il Subsintema di Villa Verucchio – AES₇, si veda il titolo IX Stratigrafia) in termini di geometrie dei principali corpi litologici ed associazioni di facies (in colore). Poiché le 4 sezioni sono approssimativamente ortogonali 2 a 2 (A-A'-A" e B-B'-B" longitudinali agli assi fluviali; C-C' e D-D' trasversali agli assi fluviali) consentono una visione tridimensionale dei corpi rappresentati. Altre informazioni riportate in queste sezioni riguardano la stratigrafia dei sondaggi appositamente realizzati per il progetto CARG e di quelli le cui carote sono state messe a disposizione per le osservazioni dirette e le campionature da parte di enti pubblici o privati, le età radiometriche ottenute sui campioni di materiale organico, la curva di variazione della resistenza alla punta delle penetrometrie realizzate per il progetto CARG e l'ubicazione (con la profondità raggiunta) delle indagini geognostiche della Banca Dati Geologica.

Data la scala e la modalità di rappresentazione queste sezioni costituiscono la base di partenza per la comprensione e la caratterizzazione del Subsintema di Ravenna e del Subsintema di Villa Verucchio, nonché dei rapporti stratigrafici e geometrici dei principali corpi litologici in essi contenuti e rappresentati nel Foglio allegato alla Carta Geologica.

Per quanto riguarda la cartografia in pianta del sottosuolo è stato scelto di dare grande enfasi ai corpi litologicamente più grossolani realizzando la carta del “tetto delle ghiaie alluvionali – Subsintemi di Villa Verucchio (AES₇) e di Ravenna (AES₈)”. Questa descrive la geometria della superficie sommitale dei principali depositi ghiaiosi dell’immediato sottosuolo (profondità massima raggiunta non superiore a –30 m s.l.m.) riferiti alle unità più superficiali presenti nel foglio ovvero AES₈ e AES₇ (titolo IX - Stratigrafia). La scelta di rappresentare in pianta i depositi fluviali ghiaiosi deriva dalle seguenti motivazioni:

a) questi depositi sono quelli per i quali esiste la massima quantità di dati geognostici disponibili nella Banca Dati della Regione Emilia-Romagna (circa 10 dati per km² nell’area occupata dalle conoidi sepolte dei fiumi Savio, Ronco e Rabbi).

b) Nelle aree del margine appenninico i depositi ghiaiosi di riempimento di canale fluviale registrano con sufficiente chiarezza la dinamica complessiva dei sistemi fluviali. La loro distribuzione nell’immediato sottosuolo riflette i diversi livelli di attività fluviale che si sono susseguiti durante l’evoluzione climatico-eustatica che ha caratterizzato la storia recente della Pianura Padana (Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000, Foglio 256-Rimini, (2005).

c) Essi ricoprono un grande interesse applicativo per quanto concerne la salvaguardia e lo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee.

L’area rappresentata nella carta si riferisce esclusivamente ai due quadranti settentrionali del foglio, gli unici in cui è presente la pianura alluvionale, oggetto specifico della cartografia del Foglio allegato. La rappresentazione dei depositi lungo il settore intravallivo del F. Ronco è stata limitata poco a nord dell’abitato di Meldola per la mancanza di informazioni disponibili nella Banca Dati geognostici nel settore più meridionale.

La carta del tetto delle ghiaie rappresenta la distribuzione, in pianta, dei primi depositi ghiaiosi di canale fluviale intercettati nel sottosuolo dalle indagini geognostiche della banca dati regionale. La natura “ghiaiosa” del deposito è definita sia in modo diretto sulla base delle descrizioni riportate nelle stratigrafie dei pozzi e carotaggi, sia in modo indiretto, sulla base della risposta alla punta dei terreni nelle prove penetrometriche. In queste prove, che sono di tipo statico, statico con punta elettrica e dinamico è stato definito ghiaioso il terreno che durante l’esecuzione della prova ha sviluppato una resistenza alla punta maggiore di 350-400 kg/cm² o che ha richiesto un numero di colpi maggiore di 80-100 per un avanzamento di 10 cm.

La carta quindi è costruita interpolando, in pianta, le quote relative a dati puntuali che si riferiscono a depositi di canale di varie generazioni sovrapposti verticalmente e giustapposti lateralmente. Essa quindi rappresenta, di fatto, le aree e le quote in cui vi è la probabilità massima di intercettare i primi depositi ghiaiosi dalla superficie, in base al *set* di dati disponibili al momento del suo allestimento.

L’attribuzione stratigrafica dei depositi ghiaiosi ad AES₇ o AES₈ è stata fatta sulla base del quadro stratigrafico ricostruito nelle sezioni geologiche ed

ampiamente illustrato nel titolo X, Sistemi deposizionali e litologie, relativo alla stratigrafia dei depositi di pianura. In questa attribuzione sono stati di fondamentale importanza i sondaggi a carotaggio continuo appositamente realizzati per il progetto CARG e, ovviamente, le datazioni ^{14}C effettuate sulle carote. Nelle aree con un basso numero di dati o che hanno un particolare interesse cartografico, l'elaborazione della carta ha beneficiato di 77 penetrometrie appositamente realizzate (si veda il titolo VIII, Metodi di indagine).

La carta si basa sulla rappresentazione dei seguenti elementi:

- a) distinzione fra ghiaie riferite ad AES_8 e ghiaie riferite ad AES_7 ;
- b) rappresentazione dei depositi ghiaiosi affioranti, che fornisce il collegamento fra la cartografia di superficie e quella di sottosuolo;
- c) rappresentazione dell'area di amalgamazione delle ghiaie di AES_8 con quelle di AES_7 . Questa corrisponde alla zona in cui le ghiaie delle due unità sono in contatto diretto verticalmente e/o lateralmente poiché quelle più recenti terrazzano in parte o completamente le più antiche. In sostanza quest'area definisce il settore in cui non esiste una separazione fisica evidente delle ghiaie delle due unità in senso laterale e/o in senso verticale;
- d) rappresentazione della quota del tetto delle ghiaie sepolte sotto forma di isobate riferite al livello del mare (la quota delle ghiaie affioranti non viene riportata perché coincide con buona approssimazione con la quota topografica).

Dalla lettura della carta del tetto delle ghiaie e dall'osservazione delle sezioni geologiche presenti nel Foglio allegato, si possono fare alcune osservazioni sui caratteri generali dei primi depositi ghiaiosi di superficie e di sottosuolo del Foglio 255.

I depositi ghiaiosi occupano interamente i settori intravallivi dei fiumi Rabbi, Ronco e Savio e buona parte della piana alluvionale del Foglio 255. Essi affiorano completamente nel settore intravallivo del F. Rabbi, mentre affiorano solo in parte in quello del F. Ronco e del F. Savio. Essi si aprono a ventaglio negli sbocchi vallivi, dove si approfondiscono progressivamente verso nord-est. Il loro limite nord-orientale è presente nei Fogli 240/241 e 256.

La geometria dei depositi di AES_8 e di AES_7 è ben distinta. Nei settori intravallivi dei fiumi Rabbi e Ronco le ghiaie di AES_8 occupano quasi per intero la valle e le ghiaie di AES_7 sono del tutto erose, mentre nel settore intravallivo del Fiume Savio le ghiaie di AES_8 occupano solo la metà destra della valle incidendo e terrazzando quelle di AES_7 . A ridosso degli sbocchi vallivi le ghiaie di AES_8 si assottigliano ed, in parte, si ramificano verso la pianura, immergendosi sempre più nel sottosuolo fino a raggiungere la quota di 0 m sul livello del mare (F. Savio) e si separano fisicamente dalle ghiaie sottostanti uscendo dalla zona di amalgamazione delle ghiaie. Nella pianura alluvionale di pertinenza del F. Savio è stato possibile cartografare i depositi sepolti dei singoli canali fluviali che si caratterizzano per avere mediamente 200-300 m di larghezza e di 3-7 m di spessore (si vedano le "sezioni geologiche superficiali"). Data la geometria complessa e la bassa frequenza di questi depositi, la loro individuazione e rappresentazione in

pianta è caratterizzata da un certo grado di incertezza e da una certa probabilità di errore di interpolazione.

I depositi ghiaiosi di AES₇ presenti nei settori intravallivi preservati dal terrazzamento di AES₈ hanno spessori compresi fra 5 e 10 metri e si immergono più rapidamente dei precedenti nel sottosuolo della pianura fino a raggiungere la quota minima di -25 m s.l.m. (F. Savio). A partire dagli sbocchi vallivi le ghiaie si aprono con ampi ventagli di gran lunga più estesi rispetto alle ghiaie di AES₈. Un primo ventaglio si apre dagli sbocchi vallivi dei fiumi Rabbi e Ronco e si sviluppa estesamente oltre il limite settentrionale del foglio. Esso è dato dalla fusione laterale dei ventagli di ghiaia relativi ai due fiumi summenzionati. Il secondo si sviluppa nei pressi dello sbocco vallivo del F. Savio ed occupa gran parte del quadrante di NE fino a sfrangiarsi a ridosso dei limiti con i fogli 240/241 e 256. Sulla base di quanto riportato nel titolo IX - Stratigrafia, questi corpi ghiaiosi sono interpretati come lobi sepolti di conoide alluvionale sviluppati durante le fasi regressive di AES₇.

Le sezioni geologiche indicano che gli sbocchi vallivi corrispondono all'area in cui le ghiaie dei lobi di conoide di AES₇ si amalgamano con quelle sottostanti (AES₆ e cicli precedenti). Questo settore quindi si caratterizza per essere quello con la massima interconnessione laterale e verticale dei corpi ghiaiosi riferiti ai diversi intervalli stratigrafici, come è ben illustrato nella figura 11. A monte di quest'area le ghiaie di AES₇ e di AES₈ poggiano direttamente sul substrato marino plio-pleistocenico.

L'area di sottosuolo complessivamente occupata dai depositi ghiaiosi dei lobi di conoide di AES₇ nel Foglio 255 è di circa 100 km².

L'andamento delle isobate illustra una geometria del tetto ghiaie di AES₇ molto articolata, con depositi ghiaiosi a diverse quote stratigrafiche ma sostanzialmente caratterizzati da una buona continuità laterale. La complessità della superficie di tetto deriva principalmente dal fatto che essa è una superficie diacrona, che involupa il tetto di depositi a diverso livello stratigrafico (pur all'interno di AES₇) come è chiaramente illustrato nelle "sezioni geologiche superficiali". Lo spessore medio delle ghiaie di questi lobi di conoide è di 10 - 15 metri nel sottosuolo della pianura del Foglio 255 e si riduce verso nord-est nei Fogli 240 e 241 dove le ghiaie si sfrangiano, tendono a sviluppare corpi ghiaiosi lateralmente separati e fanno transizione a depositi di riempimento di canale prevalentemente sabbiosi (transizione fra la conoide e la piana alluvionale).

XII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

a cura di A. Benini e P. Severi

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

L'impronta più rilevante lasciata in quest'area dalla attività estrattiva è dovuta alle numerose cave di inerti nei depositi alluvionali relativamente recenti (perlopiù AES_{8a} ed AES₈) lungo le aste fluviali o, in collina, lungo l'area di affioramento dei gessi messiniani, che ad ovest di S. Carlo di Cesena in loc. Formignano ha lasciato i segni più evidenti; limitate cave di pietra sono sparse un po' ovunque nei membri arenacei di FMA, sia vicino alle città (cava abbandonata a Villa Bianchi di Cesena) che in collina (ad es. in località Pian di Spino).

Perlopiù si tratta di ghiaia estratta dai terrazzi fluviali suddetti utilizzata generalmente per rilevati stradali, in particolare nelle Valli del F. Savio (utilizzata per i rilevati della strada E 45) e del F. Bidente. Le cave generalmente sono state tombate con inerti (piccole discariche controllate), ma talora risultano riempite di acqua ed utilizzate per sport ittici.

Tra Cesena e S. Carlo è esistita fino a pochi anni fa una certa attività estrattiva di argilla per laterizi; il materiale estratto veniva lavorato nelle fornaci che danno il nome al quartiere di Cesena lungo il F. Savio. Anche a Meldola esistevano alcune cave di argilla che davano materiale alla fornace della città.

Nel Comune di Sogliano al Rubicone, al limite orientale del Foglio, è esistita una ridotta attività di estrazione di calcare dai blocchi, di dimensioni di alcune decine di metri cubi, inglobati nelle argille caotiche plioceniche (FAA_{2f}), come ad esempio l'"alberese", proveniente da lembi di flysch calcareo-marnoso ad affinità ligure, riferibile alla formazione di Monte Morello della coltre del Montefeltro, ben rappresentata nelle zone più a monte.

Nei pressi di Teodorano, dove affiora la litofacies delle arenarie organogene plioceniche inferiori (FAA_{2c}), è esistita una cava per l'estrazione di questo materiale che presenta un buon grado di cementazione, utilizzato pressoché esclusiva-

mente per l'edificazione del paese che vi è stato costruito sopra alcuni secoli fa.

Numerose sono le cave di gesso dal F. Bidente al F. Savio. Si tratta di piccole cave abbandonate risalenti sia a pochi decenni fa che ai secoli passati, da cui si ricavava il materiale che alimentava l'attività della zona industriale di Formignano, abbandonata definitivamente nel 1962, dove si lavoravano solfati. Questa attività ha lasciato tracce diffuse un po' lungo tutta la Vena del Gesso; il paesaggio ha così acquisito a luoghi un aspetto fortemente antropico, soprattutto nei punti in cui venivano alla luce le numerose gallerie che penetravano all'interno della vena anche per alcune centinaia di metri. A Formignano, così come a Boratella, Borello, Valdinocce, Casalbano e Piavola, tutte località nel comprensorio cesenate, lo sviluppo di piccole e grandi miniere ha determinato uno sfruttamento intensivo delle zone di estrazione ed il rilascio nelle adiacenze dei materiali di scarto ("rosticcio" o "bruciaticcio") con conetti e collinette sparse lungo i versanti, a formare dei rilievi alti anche diverse decine di metri o coltri di ricoprimento estese sui versanti (COMUNE DI CESENA, 1986).

Di minore importanza era l'estrazione delle gessoareniti per l'edilizia, pratica abbandonata ormai da mezzo secolo, sostituita dall'utilizzo più diffuso della pietra serena o dei laterizi.

L'estrazione di materiali gessosi ha avuto intensità assai variabile nel tempo per le richieste che potevano subire anche lunghe interruzioni in funzione delle esigenze e delle variazioni economiche locali. Così l'utilizzo del gesso come pietra da costruzione e materiale edile a presa rapida prima, e la coltivazione di zolfo, sali di potassio e sodio successivamente, ha stimolato l'apertura di cave un po' ovunque, anche a livello di industrie domestiche (BAGNARESI *et alii*, 1994).

2. - IDROGEOLOGIA

2.1. - ACQUE MINERALI E TERMALI

La presenza di acque minerali nel settore appenninico, sempre ricche di zolfo, è quasi esclusivamente associata agli affioramenti dei gessi messiniani. Si tratta di acque fossili, ovvero di fluidi di origine marina rimasti intrappolati nei sedimenti messiniani che nel corso del tempo hanno mantenuto le stesse caratteristiche, probabilmente quando si sono venute a trovare confinate tra strati argillosi impermeabili (ad esempio con i gessi coperti dalle argille di FCO), o arricchite in solfati e cloruri presenti nella roccia. La relazione tra dissoluzione dei gessi 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 a VGS. 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.

Le terme di Fratta di Bertinoro utilizzano le acque cloro-saline contenute in VGS; la sorgente si pone ad una altezza di 327 metri s.l.m. e la temperatura alla sorgente è di 16°C.

Lungo i rii incisi in FMA, al limite sudoccidentale del foglio, si trovano sorgenti di limitata portata (pochi decilitri al secondo), lungo faglie e diaclasi, contraddistinte dal caratteristico odore solforoso, da spalmature biancastre attorno al punto di fuoriuscita e più raramente da fuoriuscita di metano. L'origine di queste acque è più profonda, la risalita in superficie è favorita dalle fratture tettoniche beanti e dalla presenza di metano.

2.2. - RISERVE IDRICHE SOTTERRANEE

I depositi ghiaiosi di canale fluviale che costituiscono le conoidi alluvionali (affioranti e sepolte) dei fiumi Rabbi, Ronco e Savio, costituiscono le principali emergenze idrogeologiche del Foglio 255. Queste conoidi sono state intensamente sfruttate a fini idropotabili fino agli inizi degli anni novanta; ovvero fino all'entrata in funzione dell'Acquedotto della Romagna, che distribuisce le acque immagazzinate nella diga di Ridracoli, posta nell'alto Appennino Forlivese. Attualmente la risorsa idrica presente in queste conoidi viene utilizzata a fini acquedottistici solo durante l'estate, come integrazione delle acque superficiali provenienti dall'invaso sopra detto. Le acque di queste conoidi sono inoltre captate per usi privati (agricoli, industriali, zootecnici).

Dati relativi alle caratteristiche idrogeologiche ed idrochimiche di queste conoidi sono riportati in vari lavori di carattere regionale (la sintesi più recente è in REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2000), ed in alcuni lavori più specificamente relativi alla conoide del F. Savio (AMGA, 1988), e alla conoide del F. Ronco (DJOKIC *et alii*, 1999). In questi lavori si evidenzia che dal punto di vista della qualità delle acque la risorsa risulta abbastanza compromessa, essendo presenti nitrati in quantità maggiore rispetto al limite di legge quasi in tutto l'areale del foglio 255; mentre il ferro risulta superare i limiti consentiti nella sola conoide del fiume Rabbi. Per ogni approfondimento si rimanda ai lavori citati più sopra.

Il principale contributo fornito dagli elaborati della Carta Geologica, del Foglio allegato e delle presenti note alla risoluzione dei problemi di tipo idrogeologico è sicuramente lo schema stratigrafico e geometrico tridimensionale dei corpi geologici di sottosuolo. Questo schema, illustrato nelle sezioni e nelle carte geologiche di sottosuolo del Foglio allegato, propone una chiave per prevedere la distribuzione nel sottosuolo dei principali acquiferi ed acquitardi.

La geometria dei depositi grossolani delle conoidi del fiume Ronco e Savio è illustrata rispettivamente nella sezione BB'B'' e nella sezione F. Savio del Foglio allegato (si veda anche fig. 11). La conoide del F. Rabbi è invece descritta dalla sezione idrostratigrafica di figura 15. Le unità idrostratigrafiche riportate in quest'ultima sono quelle proposte in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Secondo quanto riportato in figura 6 si rammenta che il Gruppo Acquifero A corrisponde al Sintema Emiliano-Romagnolo superiore, il Gruppo Acquifero B corrisponde al Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore, il Gruppo Acquifero C corrisponde, in gran parte, alle Sabbie di Imola (IMO). Le corrispondenze fra le

suddivisioni di rango gerarchico inferiore (complessi acquiferi e subsintemi) è riportata in tabella 4.

L'osservazione delle tre sezioni geologiche sopra citate permette di notare che ciascuna di queste conoidi è costituita da una zona apicale in cui le ghiaie sono amalgamate tra loro e formano un acquifero freatico monostrato, compreso tra le parti più prossime alla superficie topografica ed il substrato marino prevalentemente argilloso. La zona di amalgamazione delle ghiaie è quella in cui si ha la ricarica diretta di tutta la conoide, sia dalle infiltrazioni efficaci, sia dagli alvei; essa quindi costituisce l'areale in cui prestare la massima attenzione ai fini della protezione idrogeologica.

Per la conoide del F. Savio, la zona di amalgamazione si sviluppa nella porzione intravalliva della conoide, mentre nel F. Ronco e nel F. Rabbi, essa è ubicata oltre lo sbocco in pianura dei rispettivi corsi d'acqua. Superata questa zona, lo spessore delle conoidi aumenta, passando da poche decine di metri, sino ad oltre 170 m per il F. Savio e fino ad un massimo di 220 metri per il F. Rabbi. La scarsità di dati a disposizione non ha permesso invece di interpretare per tutto il suo spessore la conoide del F. Ronco.

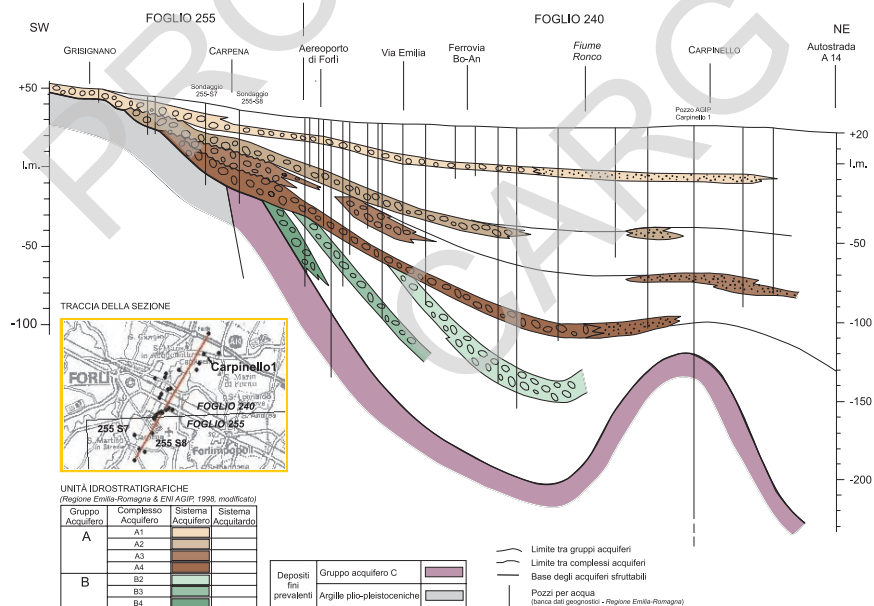


Fig. 15 - Sezione idrogeologica schematica in cui sono illustrate le geometrie dei corpi grossolani della conoide sepolta del F. Rabbi. L'area a monte dell'aeroporto di Forlì è caratterizzata dalla presenza di ghiaie amalgamate costituenti un acquifero freatico monostrato, più a nord le ghiaie si separano, costituendo numerosi acquiferi confinati. Si noti la marcata discontinuità stratigrafica tra i depositi del gruppo acquifero A ed i sottostanti depositi del gruppo acquifero B.

A valle della zona di amalgamazione i diversi lobi di conoide si separano e tra essi si interpongono dei depositi fini di spessore crescente procedendo verso nord. I diversi acquiferi sono quindi disconnessi dalla superficie e acquisiscono tutti i caratteri di acquiferi confinati (si veda anche AMGA, 1988; DJOKIC *et alii* 1999).

Secondo quanto riportato nella descrizione stratigrafica delle singole unità ed in accordo con la figura 11 si sottolinea come i principali acquiferi, ovvero quelli più spessi e arealmente più continui, corrispondano alle porzioni regressive terminali dei cicli deposizionali riconosciuti nel sottosuolo, caratterizzate per l'appunto dallo sviluppo di estesi lobi di conoide alluvionale. Gli acquitardi più estesi corrispondono invece ai depositi prevalentemente argillosi e limosi (talora organici) presenti nella parte inferiore di tali cicli. Questi caratteri degli acquiferi ed acquitardi del foglio 255 sono gli stessi riconosciuti nella gran parte delle conoidi sepolte dei sistemi alluvionali appenninici emiliano-romagnoli (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1988).

Il più superficiale degli acquiferi di cui sono composte le tre conoidi del foglio 255 corrisponde al lobo di conoide sommitale del Subsistema di Villa Verucchio (AES₇); nella porzione più interna della valle fanno parte di questo

TAB. 4 - La tabella illustra le relazioni fra il Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore e le sue suddivisioni stratigrafiche interne (pianura emiliana orientale e romagnola) e le unità idrostratigrafiche proposte in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Data l'attuale impossibilità di una sicura correlazione fisica, geometrica e/o cronologica fra i depositi alluvionali terrazzati dei Subsistemi di Torre Stagni e Liano con i cicli deposizionali di sottosuolo si è scelto di non formalizzare tali cicli come unità stratigrafiche a se stanti.

UNITA' STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI (UBSU)		UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE		
carta geologica della pianura emiliano-romagnola centro-orientale		Regione Emilia-Romagna & Eni-Agip, 1998		
<i>affioranti</i> <i>sepolte</i>				
SISTEMA EMILIANO- ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)	Subsistema di Ravenna (AES ₈)		GRUPPO ACQUIFERO A	
	Subsistema di Villa Verucchio (AES ₇)			Complesso acquifero A1
	Subsistema di Bazzano (AES ₆)			Complesso acquifero A2
	Subs. di Torre Stagni (AES ₅)	<i>ciclo deposizionale non formalizzato</i>		Complesso acquifero A3
	Subs. di Liano (AES ₄)	<i>ciclo deposizionale non formalizzato</i>		Complesso acquifero A4

acquifero anche una porzione di ghiaie del Subsistema di Ravenna (AES₈), ciò accade in particolare dove queste si amalgamano con le precedenti. Il corpo così definito costituisce nel suo complesso il primo acquifero, la cui geometria tridimensionale è deducibile dalla lettura dei diversi elaborati presenti nel Foglio allegato alla Carta Geologica.

Durante la campagna geognostica sono state effettuate misure della conducibilità idraulica media, attraverso l'esecuzione di alcune prove di permeabilità in foro (prova Lefranc a carico variabile); i valori sono riportati in tabella 5. Le misure si riferiscono generalmente alle porzioni regressive terminali dei cicli di sottosuolo (si vedano le colonne stratigrafiche in Appendice 1), ovvero ai principali acquiferi riconosciuti.

Durante la stessa campagna sono stati anche prelevati alcuni campioni indisturbati in terreni particolarmente fini, su di essi si sono effettuate alcune analisi di laboratorio: l'analisi granulometrica con il metodo del densimetro e la misura della conducibilità idraulica per via edometrica. I valori misurati sono riportati in tabella 6. Le misure si riferiscono generalmente alle porzioni trasgressive basali dei cicli di sottosuolo (si vedano le colonne stratigrafiche in Appendice 1), ovvero alla base dei principali acquitardi riconosciuti.

Tab. 5 - Risultati delle prove di permeabilità in foro (prova Lefranc a carico variabile) eseguite su alcuni sondaggi del foglio e riferite ai depositi grossolani dei principali acquiferi.

Sondaggio	Profondità (m)	Unità stratigrafica	Tessitura	Conducibilità idraulica media (m/sec)
255 S1	42.5	AES 6	Ghiaia in matrice sabbiosa	$1.26 \cdot 10^{-5}$
255 S2	23.7	AES 7	Ghiaia in matrice sabbiosa	$4.0 \cdot 10^{-5}$
255 S4	42.5	AES 7	Sabbia e ghiaie	$8.31 \cdot 10^{-6}$
255 S4	72.5	AES	Ghiaia in matrice sabbiosa	$1.67 \cdot 10^{-5}$
255 S4	107	AES	Ghiaia in matrice sabbiosa	$1.06 \cdot 10^{-5}$
255 S5	24	AES 8	Ghiaia in matrice sabbiosa	$9.5 \cdot 10^{-4}$

Tab. 6 - Risultati delle analisi granulometriche (metodo del densimetro) e misura della conducibilità idraulica per via edometrica eseguite su campioni indisturbati prelevati da alcuni sondaggi del foglio e riferiti ai depositi fini dei principali acquitardi.

Sondaggio	Profondità (m)	Unità stratigrafica	Conducibilità idraulica (cm/sec)	Granulometria
255 S1	9.9 – 10.5	AES 8	$2.94 \cdot 10^{-8}$	Limo 44% - Argilla 56%
255 S2	8.5 - 9	AES 8	$6.78 \cdot 10^{-7}$	Limo 70% - Argilla 30%
255 S3	6 - 6.5	AES 8	$1.62 \cdot 10^{-7}$	Limo 65% - Argilla 35%
255 S4	10.5 – 11.1	AES 8	$1.35 \cdot 10^{-7}$	Limo 82% - Argilla 18%
255 S4	25.5 – 25.9	AES 8	$3.25 \cdot 10^{-9}$	Limo 56% - Argilla 44%
255 S4	58.2 – 58.6	AES 6	$6.99 \cdot 10^{-8}$	Limo 79% - Argilla 21%

3. - CAVITÀ IPOGEE

Nonostante la presenza dei gessi messiniani che attraversano praticamente tutto il Foglio 255 da ONO a ESE, risultano praticamente assenti le grotte, gli inghiottitoi, le diaclasi e qualsiasi tipica morfologia sotterranea generalmente associata alla Formazione della Vena del Gesso e che sempre accompagnano questa formazione dalla provincia di Ravenna, una decina di km dal limite occidentale dell'area di studio, fino a Bologna. La causa può essere vista nella differenza di facies tra l'area della Romagna Orientale (che si mantiene con le stesse caratteristiche sino alle Marche), caratterizzata da strati di gesso balatino e gessareniti (facies romagnola) e della Romagna Occidentale sino all'Emilia, dove affiorano i gessi selenitici macrocristallini (facies emiliana) (FARABEGOLI, 1983).

Esistono quindi solo cavità di scarsa importanza, estese qualche metro, in altre formazioni geologiche, generalmente sviluppate in zone particolarmente fratturate; ad esempio sono state osservate delle fessure, strette ed allungate nella formazione marnoso-arenacea romagnola ad est di Dioloaguardia, nel territorio cesenate, allineate con strutture tettoniche disgiuntive o addirittura sviluppate a ridosso di esse.

Le cavità del sottosuolo più importanti presenti nell'area di studio sono la Grotta della Badia Vecchia, a Bertinoro (400 FO), risorgente in FAA₃, e il Buco del Granchio, a Meldola (547 FO), cavità di attraversamento in FAA₃ (da BERTOLANI *et alii*, 1980).

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 1











STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI

In questa appendice sono riportate le stratigrafie descrittive degli 8 sondaggi a carotaggio continuo eseguiti appositamente per la realizzazione della Carta Geologica (sondaggi del progetto CARG: 255-S1, 255-S2, 255-S3, 255-S4, 255-S5, 255-S6, 255-S8 e 255-S9). A queste sono state aggiunte le stratigrafie di 2 sondaggi realizzati dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna nell'ambito del progetto di ricerca sulla microzonazione sismica (MZS, in collaborazione con la Provincia di Forlì-Cesena, l'Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico del CNR di Milano ed il Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Firenze: sondaggi 255-S7 e 255-S10) e di 2 sondaggi le cui carote sono state messe a disposizione per la descrizione sedimentologica e stratigrafica, nonché per le campionature biostratigrafiche e radiometriche, dal Comune di Cesena e dal Servizio Tecnico Bacino Fiumi Romagnoli di Forlì (codici Banca Dati rispettivamente 255070P506 e 255040P515).

Nelle stratigrafie riportate in appendice è illustrato il profilo granulometrico in termini di contenuto in argilla, limo, sabbia e ghiaia; il contenuto in sostanza organica; la presenza di alcuni costituenti particolari (es. fossili e legni); la presenza di particolari strutture sedimentarie (es. paleosuoli); l'eventuale inclinazione degli strati ove ben visibile e diversa dall'orizzontale ed infine l'età rilevata al carbonio ^{14}C . A lato del profilo granulometrico sono riportate le associazioni di facies e le unità stratigrafiche a cui viene riferito il singolo intervallo. Le sigle delle unità si riferiscono a quelle presentate nella Carta Geologica e nel titolo IX - Stratigrafia. L'ubicazione dei sondaggi è illustrata in figura 10.

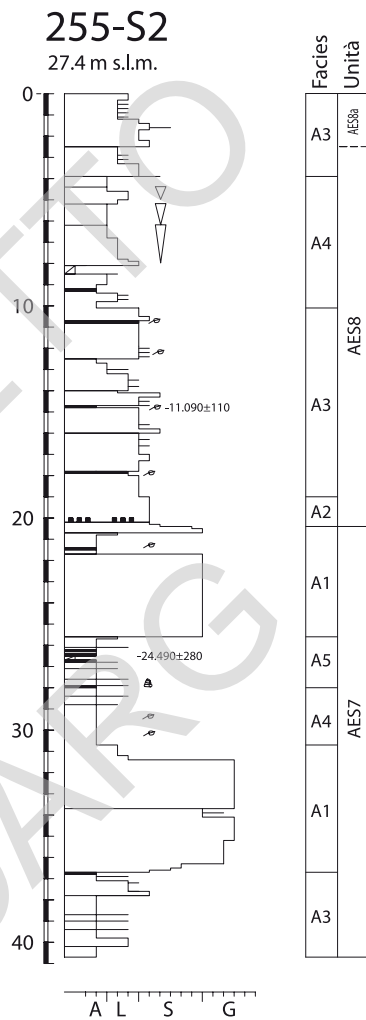
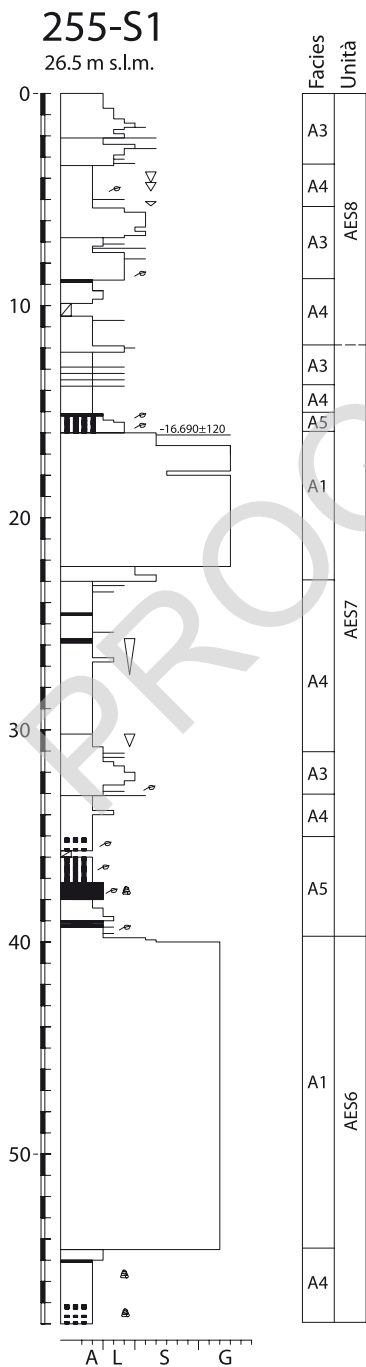
LEGENDA DELLE STRATIGRAFIE DEI CAROTAGGI

simboli

3.0m s.l.m.	quota del piano campagna riferita al livello del mare
	intervallo non recuperato o fortemente disturbato
	tracce di sostanza organica
	abbondante sostanza organica diffusa e torbe
	frustoli vegetali
	frammenti di legno
	fossili continentali
	radici
	bioturbazione
	suolo evoluto (parzialmente o totalmente decarbonato)
	inclinazione degli strati
8736±150	età 14C in ka b.P. non calibrata
A	argille
L	limi
S	sabbie
G	ghiaie

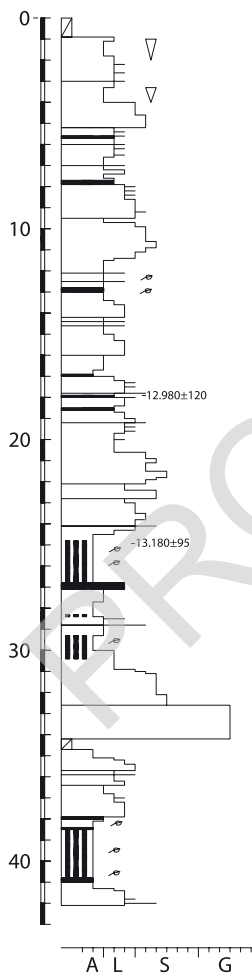
associazioni di facies

A1	ghiaie di riempimento di canale fluviale
A2	sabbie di riempimento di canale fluviale
A3	alternanze di sabbie, limi ed argille di argine e di rotta fluviale
A4	argille e limi di piana inondabile
A5	argille e limi con sostanza organica palustri
S	substrato



255-S3

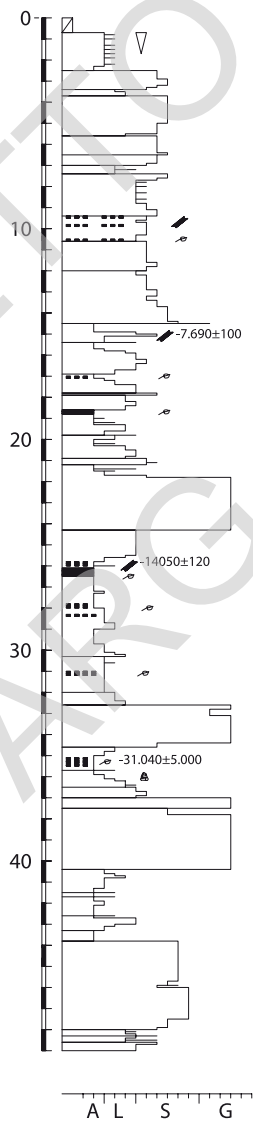
22.5 m s.l.m.



Facies	Unità
A3	AES8
A3/A4	
A3	
A4	
A3	
A2/A3	
A5	
A4	
A2	AES7
A1	
A3	
A1/A5	
A3	

255-S5

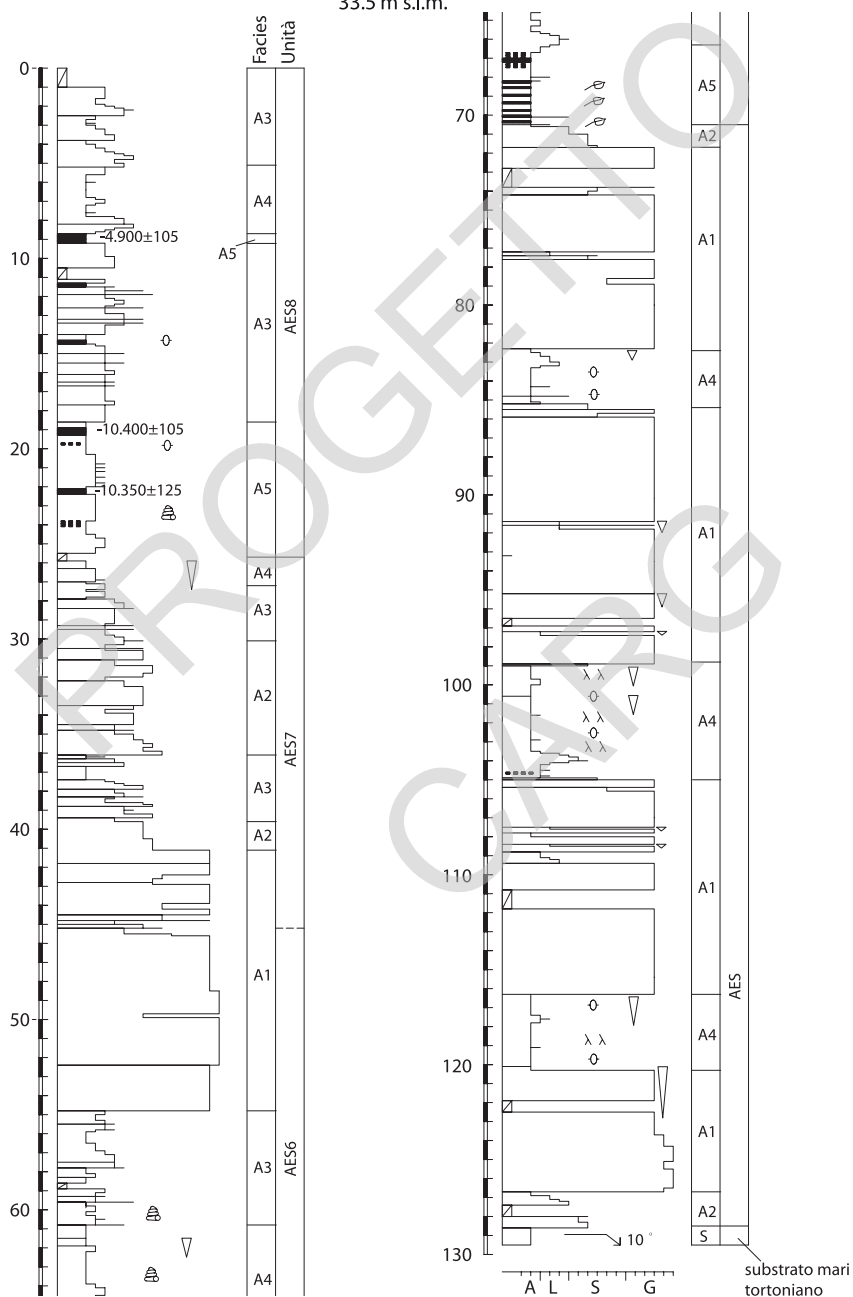
20.0 m s.l.m.



Facies	Unità
A4	AES8
A2	
A3	
A3/A5	
A1	
A3	AES7
A1/A5	
A4	
A3	
A1	
A4	
A3	
A1	
A4	
A2	
A3	

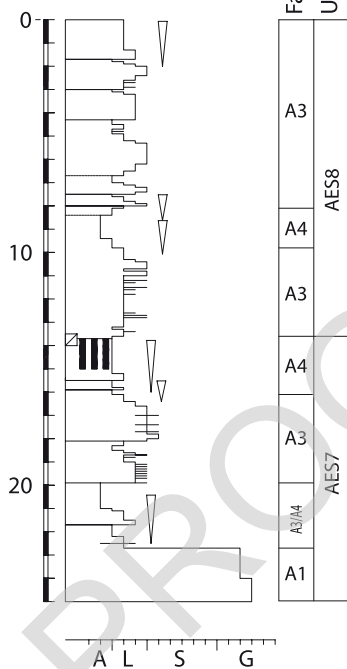
255-S4

33.5 m s.l.m.



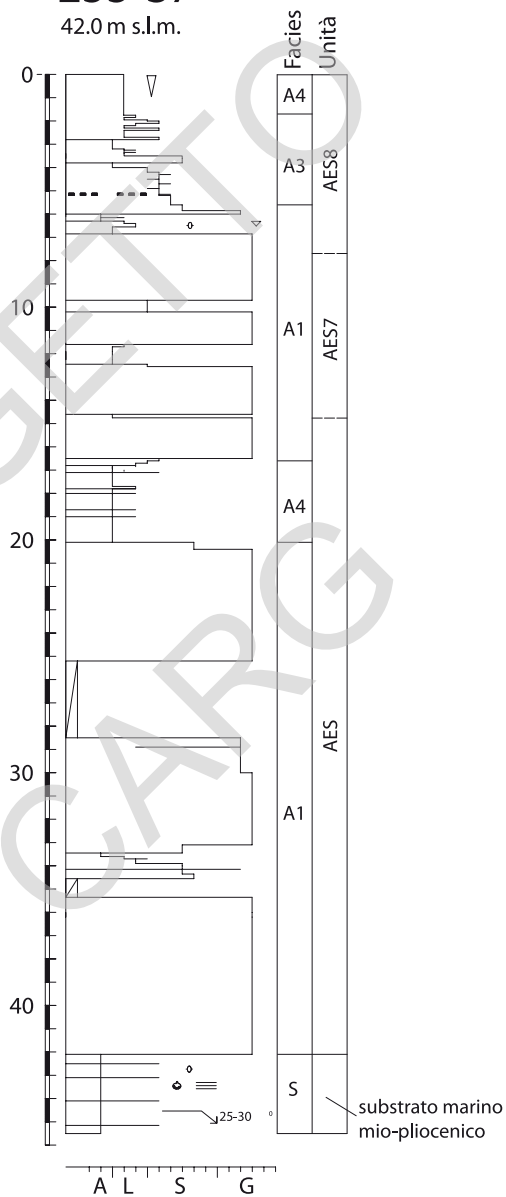
255-S6

44.0 m s.l.m.



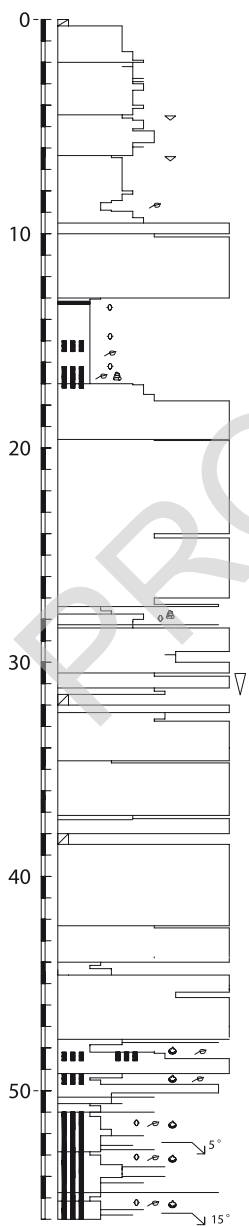
255-S7

42.0 m s.l.m.



255-S8

35.0 m s.l.m.

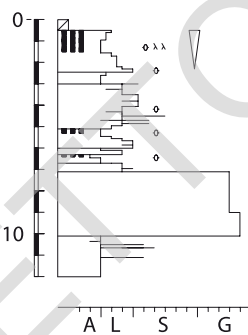


A L S G

Facies	Unità
A3	AES8
A1	AES7
A4	AES7
A5	AES7
A1	AES
S	substrato marino pleistocenico

255-S9

107 m s.l.m.

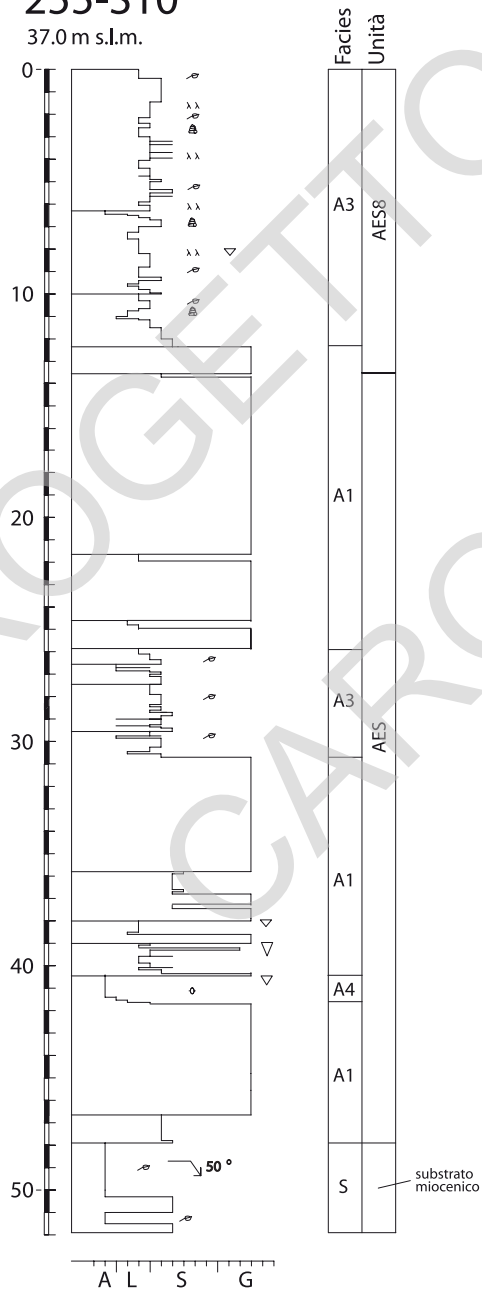


Facies	Unità
A4	AES8
A3	AES8
A1	AES8
S	substrato marino pleistocenico

substrato marino pleistocenico

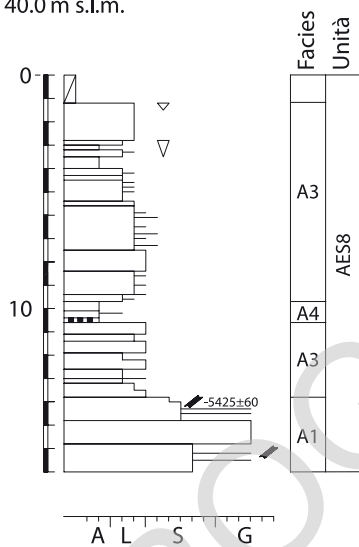
255-S10

37.0 m s.l.m.



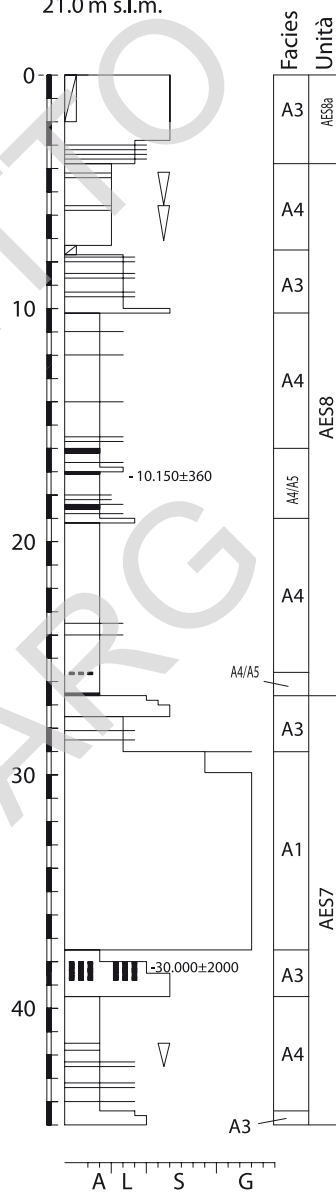
255070 P506

40.0 m s.l.m.

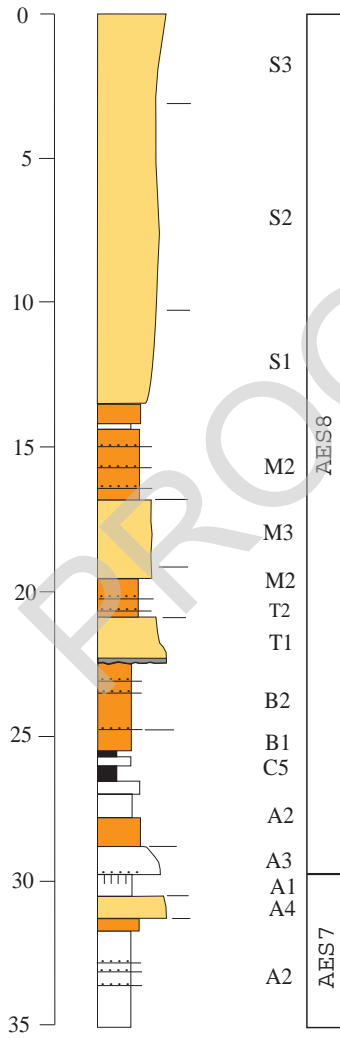


255040 P515

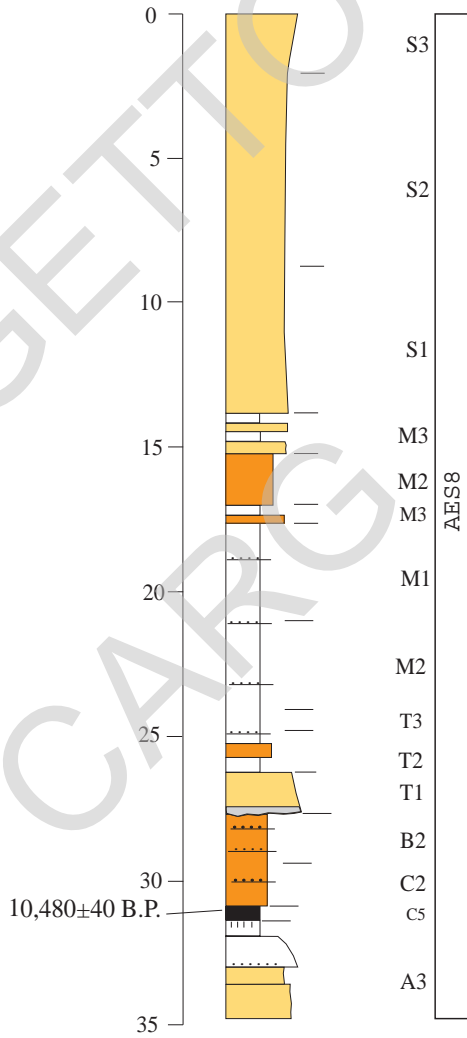
21.0 m s.l.m.

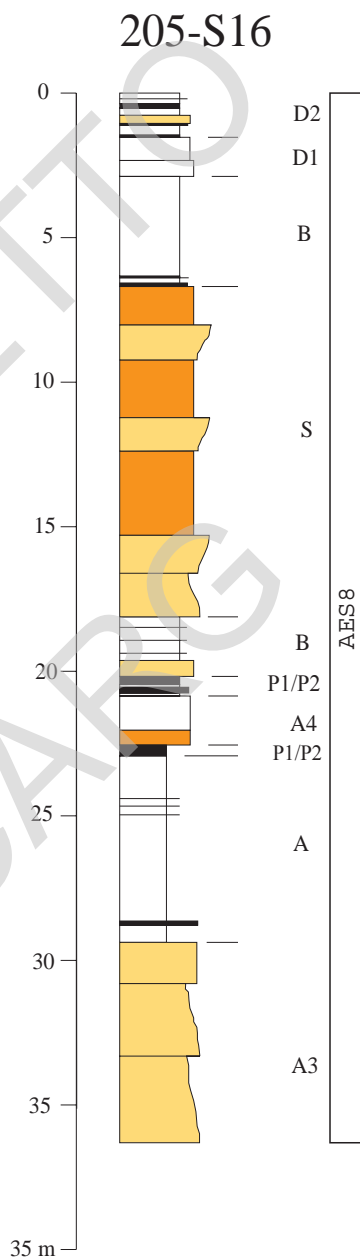
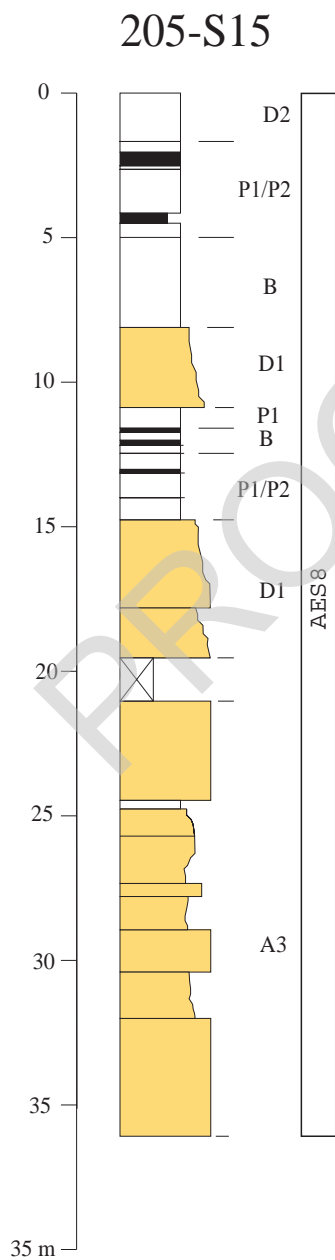


205-S13



205-S14





BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1972) – *Acque dolci sotterranee*. Grafiche Palombi, Roma, 914 pp.
- AGIP (1994) – *Acque dolci sotterranee*. Graf 3, Roma, 515 pp.
- ALDINI T. (1990) – *Il museo archeologico civico di Forlimpopoli*. Comune di Forlimpopoli, 222 pp.
- ALDINI T. (1994) – *Percorsi del Rio Ausa a Forlimpopoli*. *Forlimpopoli*. Documenti e Studi, 5, Museo Archeologico Civico di Forlimpopoli, 13-56.
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000)*. C.N.R. Prog. Finaliz. Geodinamica.
- AMGA (1988) - *Studio Idrogeologico del Comune di Cesena*. Cesena, 53 pp.
- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M.L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P. & VAIANI S.C. (1998) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills*. *Giornale di Geologia*, **60**, 83-118.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G. & FIORINI F. (1999b) - *Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the south-eastern Po Plain (Northern Italy)*. *Quaternary Research*, **52**, 1-13.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., PASINI G. & PRETI D. (1999a) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. *Sedimentology*, **46**, 99-121.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1995) - *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*. *Giornale di geologia*, **57**, 3-16.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996) - *Genetically Related alluvial deposits across active fault zone: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. *Sedimentary Geology*, **102**, 275-295.
- AMOROSI A. & MARCHI N. (1999) - *High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of the SE Po Plain*. *Sedimentary Geology*, **128**, 69-83.
- AMOROSI A., SEVERI P., BENINI A. & MARTELLI L. (in stampa) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, Foglio 239 Faenza. ISPRA - Servizio Geologico Nazionale - Regione Emilia-Romagna.
- 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 (1991), 447-458.
- ASLAN A. & AUTIN W.J. (1999) - *Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains*. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 800-815.
- BAGNARESI U., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (a cura di) (1994) - *La Vena del Gesso*. Collana Naturalistica, pp. 431, Regione Emilia-Romagna.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.
- BASSETTI M.A. & SARTI G. (1997) - *Stratigraphy of terraced fluvial deposits of Conca River (Northern Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, **59**/1-2, 81-90.
- BENDKIK A., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SANI F. (1994) – *Structural evolution of the outer Apennine Chain (Firenzuola – Città di Castello Sector and Montefeltro Area, Tuscan – Romagnan and Umbro – Marchean Apennine)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**, 515-522.
- BENINI A. & FARABEGOLI E. (1990) - *Tettonica trasversale nell'Appennino forlivese: la Linea del Bidente*. *Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica*, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, XLVI (1991), 231-244.
- BENINI A., FARABEGOLI E., DE NARDO M.T. & SEVERI P. (in stampa) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, Foglio 238 Castel San Pietro Terme. ISPRA - Servizio

Geologico Nazionale - Regione Emilia-Romagna.

- BERMOND MONTANARI G., MASSI PASI M. & PRATI L. (cur.) (1996) – *Quando Forlì non c'era. Origine del territorio e popolamento umano dal Paleolitico al IV sec. a.C.* UISPP XIII Congrès, Forlì, 378 pp.
- BERTOLANI M., FORTI P. & REGNOLI R. (1980) - *Il catasto delle cavità naturali in Emilia-Romagna.* Pitagora (Ed.), pp. 249, Bologna.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R & SCANDONE P. (1991) (Eds) – *Structural Model of Italy.* C.N.R. – Progetto Finalizzato Geodinamica, N. 114, vol. 3. S.EL.CA., Firenze.
- BLUM M.D. (1993) - *Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas.* In: Weimer P. & Posamentier H.W. (eds.), Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. Tulsa AAPG Memoir **58**, 259-283.
- BLUM M.D. & TÖRNQVIST T.E. (2000) – *Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward.* Sedimentology, **47** (Suppl. 1), 2-48.
- BOCCALETTI M., & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale.* CNR Prog. Fin. Geodin. S.P. **5**, pubbl. 429.
- BORSETTI A. M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) – *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale.* Giorn. Geol. ser. 2, **40**, 21-72.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of Northern Apennines and adjoining areas.* CNR.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust system.* AAPG Bull., **66** (9), 1196-1230.
- BURNS B.A., HELLER P.L., MARZO M. & PAOLA C. (1997) – *Fluvial response in a sequence stratigraphic framework: example from the Montserrat fan delta, Spain.* Journal of Sedimentary Research, **67**, 311-321.
- BUTLER R.W.H. (1982) - *The terminology of structures in thrusts belt.* J. Struct. Geol. **4/3**, 239-245.
- 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.
- CAPOZZI R. & NEGRI A. (1991) – *Tettonica e sedimentazione nel basso Appennino forlivese tra il Messiniano superiore e il Pleistocene inferiore.* Atti del Conv. GNDT, Pisa, 1990, **1**, 15-23.
- CAPOZZI R. & PICOTTI V. (2003) - *Pliocene sequence stratigraphy, climatic trends and sapropel formation in the Northern Apennines (Italy).* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 349-371.
- CAPELLINI G. (1874) - *Sull'analisi meccanica delle rocce crittòmere per mezzo delle lamine sottili e del microscopio.* Rend. Acc. Sc. di Bologna.
- CAPELLINI G. (1879) – *Gli strati a Congerie e le marne compatte mioceniche dei dintorni di Ancona.* Atti Acc. Linc., ser. **3**, 3, 139-162.
- CARLONI G. C., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1974) – *Il Messiniano Padano-Adriatico: descrizione di trenta sezioni rappresentative.* Boll. Soc. Geol. It., **95**(1), 89-114.
- CARTA GEOLOGICA DI PIANURA DELL'EMILIA-ROMAGNA IN SCALA 1:250.000 (1999) - Regione Emilia-Romagna. Bologna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 223-RAVENNA (2002) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. SystemCart, Roma
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 199-PARMA SUD (2005) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 219-SASSUOLO (2005) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 240/241-FORLÌ/CERVIA (2005) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000, FOGLIO 256-RIMINI (2005) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. . S.EL.CA., Firenze.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 180-SALSOMAGGIORE TERME (in stampa) - ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 220 CASALECCHIO DI RENO (in stampa) - ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 238-CASTEL S.PIETRO TERME (in stampa) - ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:50.000, FOGLIO 239-FAENZA (in stampa) - ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA IN SCALA 1:25.000 DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO F. 100 II NO CESENA, F. 100 II SO SOGLIANO AL RUBICONE (1982) - Regione Emilia Romagna, Università degli Studi di Bologna.
- CARTA GEOLOGICA IN SCALA 1:25.000 DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO F. 100 III NO PREDAPPIO, F. 100 III NE BERTINORO (1982) - Regione Emilia Romagna, Università degli Studi di Bologna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000, FOGLIO 100-FORLÌ (1968) - II edizione. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000, FOGLIO 101-RIMINI (1967) - II edizione. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (con un contributo di RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G.) (1986) - *Analisi strutturale del fronte appenninico-padano*. Giornale di Geologia, Ser. 3, **47**, 47-76.
- CATANZARITI R., OTTRIA G., CERRINA FERONI A. & MARTELLI L. (2002) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000. Tavole stratigrafiche*. CNR - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000*. CNR - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 Settembre - 4 Ottobre 1994). Boll. Soc. Geol. It. **114**, 319-336.
- CNR-CCGG (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni ser. III, **1**, 203 pp.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Palaeoenvironmental study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16** (1976), 197-216, Palermo.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1979) - *Evoluzione paleoambientale della Formazione a Colombacci in Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **1** (1978), 37-40, Roma.
- CREMASCHI M. & GASPERI G. (1989) - *L'"alluvione" alto-medievale di Modena (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche*. Memorie della Società Geologica Italiana, **42**, 179-190.
- CREMONINI G. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, tavv. Predappio e Bertinoro*. Pitagora (Ed.), pp. 38, Bologna.
- CREMONINI G., ANTOLINI P. & PIALLI G. (2001) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a colombacci in Romagna*. Giorn. Geol., s. **2**, 42, 61-82, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino Romagnolo (Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., 7-8, Roma.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, tavv. Cusercoli e Borello*. Pitagora (Ed.), pp. 25, Bologna.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a colombacci nell'Appennino Romagnolo*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di), Guida alla geologia del margine appenninico-

- padano. Guida geol. Reg. S.G.I., 167-169.
- DJOKIC D., FRASSINETI G., VASUMINI I., RAVAIOLI C. & VENTURELLI C. (1999) - *Qualità delle acque sotterranee nel territorio forlivese: conoide del Fiume Ronco*. Quaderni di geologia applicata n. 2, 1, 195-205.
- ELMI C. & NESCI O. (1991) - *Forme e movimenti recenti dell'alta pianura emiliano-romagnola*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**, 497-502.
- ELMI C., NESCI O., SAVELLI D., & MALTARELLO G. (1987). *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico centro-settentrionale: processi geomorfologici e neotettonica*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **106**, 717-721.
- FAO (1967) - *Aerial photo interpretation in soil survey*. Soils Bulletin, 6, 54 pp.
- FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta geologica 1:25.000 dell'Appennino emiliano-romagnolo (tavv. Cesena e Sogliano al Rubicone)*. Ed. Patron, Bologna, 39 pp.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., XLVI (1991), 165-184.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1989) - *Introduzione all'analisi dei depositi alluvionali quaternari del margine appenninico-padano. Il fiume Savio*. Giornale di Geologia, **51**, 119-146.
- FARABEGOLI E., ONOREVOLI G., RUFFINO C. & COSTANTINI B. (1997) - *Struttura del sottosuolo quaternario della Pianura Padana meridionale (Provincia di Ravenna - Italia)*. 12 Tavv. Università degli Studi di Bologna - AGIP. Selca, Firenze.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino Pesarese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **104**, 193-238, Modena.
- FARREL K.M. (1987) - *Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River Region, Louisiana*. In: F.G. Ethridge et alii (Eds): Recent developments in fluvial sedimentology, SEPM Spec. Publ., **39**, 111-120.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 37-63.
- GALLOWAY, W.E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I. architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. AAPG Bulletin, **73**, 125-142
- 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.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A. G. BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27**: 83-100.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (a cura di) Plankton Stratigraphy, 283-314. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- IACCARINO S. & PAPANI G. (1980) - *Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pleistocene*. Vol. in mem. di S. Venzo, STEP, Parma, 15-46.
- IACCARINO S. & PAPANI G. (1982) - *Cenni generali sulla formazione clastica continentale del Messiniano superiore dell'Emilia occidentale, con particolare riferimento alla sezione del T. Stirone*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guida geol. Reg. S.G.I., 137-139.
- JAMISON W. R. (1987) - *Geometric analysis of fold development in overthrust terranes*. J. Struct. Geol., vol. **9**, 207-219.
- KHAN I.A., BRIDGE J.S., KAPPELMAN J. & WILSON R. (1997) - *Evolution of Miocene fluvial environments, eastern Potwar plateau, northern Pakistan*. Sedimentology, **44**, 221-251.
- LIPPARINI T. (1963) - *Risorse idriche nel sottosuolo della provincia di Forlì (materiali per uno studio*

- idrogeologico). *Giornale di Geologia*, 31, 331-377.
- LIPPARINI T. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 100-Forlì, Foglio 101-Rimini*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, pp 74.
- MARABINI S. & POLUZZI A. (1977) - *Le Crisia (Bryozoa, Cyclostomata) del Messiniano inferiore della Romagna Occidentale*. *Giorn. Geol.*, **42**, 165-180.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104** (1985), 21-42, Roma.
- MC NAUGHT M. A. & MITRA G. (1993) - *A kinematic model for the origin of footwall synclines*. *J. Struct. Geol.*, vol. **15**, 805-808.
- MARTELLI L. (2002) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 265. Regione Emilia-Romagna*. S.EL.CA., Firenze.
- MARTELLI L., BENINI A., POCCIANTI C. & ROSSELLI S. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 253 Marradi*. ISPRA - Servizio Geologico Nazionale - Regione Emilia-Romagna.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYES J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages - development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy*. *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- MUTTI E., DAVOLI G., MORA S. & SGAVETTI M. (1994) - *Conceptual stratigraphic framework*. In: E. Mutti, G. Davoli, S. Mora and M. Sgavetti, eds., *The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes*. Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, 20-26 June 1994, Tremp, Spain, 1-16.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: *Examples of turbidite and facies associations from selected formations of the Northern Apennines*, 9th Int. Congr. Sedimentology, Nice, Guidebook A-11: 21-36
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. *AAPG Bulletin*, **67**, 841-875.
- OLSEN T., STEEL R., HØGSETH, SKAR T. & RØE S-L. (1995) - *Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah*. *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 265-280.
- PAREA G.C. (1991) - *I terrazzi marini dell'Emilia-Romagna nella stratigrafia sequenziale del Pleistocene superiore*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, **46**, 191-206.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Pubblicazione n. 414 del Progetto Finalizzato Geodinamica, pp. 23.
- POAG C.W. & WARD L.W. (1993) - *Allostratigraphy of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin - Characteristics, distribution, and depositional history of principal unconformity-bounded Upper Cretaceous and Cenozoic sedimentary units*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1542, pp. 81.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition: Conceptual framework*. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **42**, 109-124.
- PRETI D. & GUERMANDI M. (1991) - *Esempio di applicazione delle "Unità Allostratigrafiche"*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, **46**, 551-553.
- PROVINCIA DI FORLÌ-CESENA (1999) - *Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale della Provincia di Forlì-Cesena*, Delibera del Consiglio provinciale n. 15682/43 del 28/4/99.
- RABBI E. & RICCI LUCCHI F. (1968) - *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese*. *Giorn. Geol.*, ser. **2**, 34, 595-640.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna. Carta 1:250.000 e Note illustrative*. Bologna, 383 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Bologna.

- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ERSO (1990) – *I suoli della collina cesenate*. Bologna, 98 pp.
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: Selli R. (ed.), *Com. Neog. Medit.*, IV Congr., Guida alle escursioni, 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975a) - *Depositional cycles in two turbidite formations of the northern Apennines*. *J. Sed. Petr.*, **45**, 1-43.
- RICCI LUCCHI F. (1975b) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the peri-Adriatic Apennines*. *Geology of Italy* (Ed. by C.Squires), **2**, 129-236, PESL-Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Sedimentologia, parte II*. C.L.U.E.B. Editore, pp. 210.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. Excursion n. 7, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1985) - *Marnoso-Arenacea Turbidite System, Italy*. In: Bouma A. H. (ed.) "Frontiers in sedimentary geology", 209-216, Springer-Verlag, New-York-Berlin-Heidelberg-Tokio.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. *Spec. Publ. IAS*, **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V. & ROVERI M. (2002) - *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. *Studi Geologici Camerti*, **1**, 127-142.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G.F., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: *Guida alla geologia del margine appenninico padano* (a cura di G. Cremonini & F. Ricci Lucchi). *Guide Geologiche Regionali S.G.I.*, Bologna, 17-46.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nordest 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.
- RIZZINI A. & PASSEGA R. (1964) – *Evolution de la sédimentation et orogénèse, vallée du Santerno, Apennin Septentrional*. In: turbidites (Ed. by A. H. Bouma and A. Brouwer), 65-74, Elsevier, Amsterdam.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. *Sedimentary Geology*, **140**, 201-214.
- 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. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia*, *Atti Acc. Sci. Lett. Arti Palermo*, s. **4**, 17, pp. 169, Palermo.
- RUGGIERI G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*, Foglio n. 108, "Mercato Saraceno"; pp. 56, Ercolano, Napoli.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1976) – *Considerazioni paleogeografiche sul Messiniano superiore*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**, 1121-1126.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide, second edition* - International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. IUGS and GSA, pp. 214.
- SARTI G., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Stratigrafia dei terrazzi intravallivi dei fiumi Savio, Bidente, Montone, Lamone, Senio e Santerno (margine romagnolo della catena appenninica): dati preliminari*. *Geotitalia, I Forum FIST, Riassunti*, **2**, 261-263.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. *Giorn. Geol.*, s. 2, 24, Bologna, pp 268.
- SHANLEY K.W. & McCABE P.J. (1994) – *Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata*. *AAPG Bulletin*, **78**, 544-568.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993) - *Extended ¹⁴C database and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program*. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., V.D. PLICHT, J., & SPURK, M. (1998) - *INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0*

- cal BP. Radiocarbon, **40**, 1041-1083.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1976) - *The Vena del Gesso in the Northern Apennines: Growth and Mechanical breakdown of gypsified algal crust*. Mem. Soc. Geol. It., **16** (1976), 217-249, Palermo.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines*. Sedimentology, **24**, 211-244.
- VAIANI S.C. (2000) - *Testing the applicability of Strontium Isotope Stratigraphy in marine to deltaic Pleistocene deposits: an example from the Lamone River Valley (northern Italy)*, Journal of Geology; Chicago, **108**, 585-599.
- VAIL P.R. (1987) - *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure*. In: Atlas of Seismic Stratigraphy, Vol. 1 (Ed. by A.W. Bally). AAPG Stud. Geol., **27**, 1-10.
- VEGGIANI A. (1977) - *L'approvvigionamento idrico di Cesena nell'antichità*. Ricerche Cesenati, 7-21.
- VEGGIANI A. (1979) - *Prove di un ciclo climatico di piovosità nell'alto medioevo cesenate*. Studi Romagnoli, **30**, 87-101.
- VEGGIANI A. (1982) - *La piccola età glaciale e gli impaludamenti tra Conselice e Alfonsine*. Studi Romagnoli, **33**, 1-18.
- VEGGIANI A. (1984a) - *Trasformazioni e continuità: motivazioni geomorfologiche 2: la centuriazione cesenate*. Comune di Cesena.
- VEGGIANI A. (1984b) - *Il deterioramento climatico dei secoli XVI-XVIII e i suoi effetti sulla bassa Romagna*. Studi Romagnoli, **35**, 109-124.
- VEGGIANI A. (1985) - *Le vicende idrografiche del Rubicone e della Rigossa tra Gambettola e Montiano nei tempi storici*. Studi Romagnoli, **36**: 304-313.
- VEGGIANI A. (1986) - *L'ottimo climatico medievale in Europa. Testimonianze lungo la fascia costiera padano-adriatica*. Studi Romagnoli, **37**: 1-26.
- VEGGIANI A. (1987) - *Stratigrafie archeologiche e abbassamento del suolo nella pianura emiliano-romagnola*. Studi Romagnoli, **38**, 331-352.
- VEGGIANI A. (1990) - *Fluttuazioni climatiche e difesa del suolo nella Pianura Padana orientale, tra i secoli XIV e XVII*. Atti del convegno "Uomini, Terra e Acque, 19-20/11/1988 Rovigo, 25-47.
- VEGGIANI A. (1994) - *I deterioramenti climatici dell'età del ferro e dell'alto medioevo*. Bollettino della Società Torricelliana di Scienze e Lettere, Faenza, **45**, 3-80.