



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 221

BOLOGNA

A cura di

L. Martelli¹ (*settore appenninico*)

A. Amorosi², **P. Severi**¹ (*settore di pianura*)

Con contributi di: **M.A. Cazzoli**¹

Biostratigrafia: **M.L. Colalongo**², **S.C. Vaiani**²

Palinologia: **F. Alvisi**², **M. Bassetti**², **F. Fusco**²

¹ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

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

Ente realizzatore:



Regione Emilia-Romagna

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M.C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale:

M. Cosci, V. Pannuti

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

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 SYSTEMCART - Roma*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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

Stampa: **SYSTEMCART S.r.l., ROMA - 2009**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 7
III	- LAVORI PRECEDENTI	» 11
1.	- SETTORE APPENNINICO.....	» 11
2.	- SETTORE DI PIANURA	» 12
2.1.	- LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE AL MARGINE APPENNINICO	» 13
2.2.	- LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA	» 15
IVa	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ MARINE	» 23
1.	- LIGURIDI.....	» 23
1.1.	- UNITÀ TETTONICA SAMOGGIA	» 24
1.1.1.	- <i>Argille Varicolori della Val Samoggia</i>	» 24
1.1.2.	- <i>Formazione di Poggio</i>	» 25
2.	- SUCCESSIONE EPILIGURE.....	» 25
2.1.	- BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA.....	» 26
2.2.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO.....	» 28
2.3.	- GRUPPO DI BISMANTOVA	» 29
2.3.1.	- <i>Formazione di Pantano</i>	» 29
2.3.2.	- <i>Formazione di Cigarellò</i>	» 29
2.4.	- FORMAZIONE DEL TERMINA	» 30
5.5.	- FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA	» 31
3.	- SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO - ADRIATICO	» 31
3.1.	- FORMAZIONE A COLOMBACCI	» 31
3.2.	- MARNE DI CELLA	» 32
3.3.	- ARGILLE AZZURRE.....	» 32
3.4.	- FORMAZIONE DI MONTE ADONE	» 33
3.5.	- SABBIE DI IMOLA.....	» 34
IVb	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI	» 37
1.	- METODI DI INDAGINE	» 37
1.1.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE.....	» 37
1.2.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO	» 40
1.2.1.	- <i>Realizzazione della Banca Dati Geognostici</i>	» 40
1.2.2.	- <i>Elaborazione di uno schema geologico preliminare</i>	» 42

1.2.3.	- Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo	» 42
2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO	» 47
3.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	» 48
3.1.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE	» 49
3.2.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE.....	» 52
3.2.1.	- <i>Subsintema di Liano</i>	» 58
3.2.2.	- <i>Subsintema di Torre Stagni</i>	» 59
3.2.3.	- <i>Subsintema di Bazzano</i>	» 59
3.2.4.	- <i>Subsintema di Villa Verucchio</i>	» 61
3.2.5.	- <i>Subsintema di Ravenna</i>	» 65
4.	- SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE	» 69
4.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI.....	» 70
4.1.1.	- <i>Ghiaie di canale fluviale</i>	» 70
4.1.2.	- <i>Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale</i>	» 71
4.1.3.	- <i>Limi e argille di piana inondabile</i>	» 72
4.1.4.	- <i>Argille organiche e torbe di ambiente palustre</i>	» 73
4.1.5.	- <i>Sabbie di canale fluviale</i>	» 73
4.1.6.	- <i>Depositi di tracimazione fluviale indifferenziata</i>	» 73
V	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA	» 75
1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE.....	» 75
2.	- FRANE	» 75
3.	- DETRITI DI VERSANTE	» 76
VI	- ILLUSTRAZIONE DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLA PIANURA	» 77
1.	- CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE.....	» 78
2.	- FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA – GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO.....	» 80
2.1.	- TETTO DELLE GHIAIE E DELLE SABBIE DI AES7 e AES8.....	» 80
VII	- TETTONICA	» 85
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 89
1.	- PROPENSIONE AL DISSESTO.....	» 89
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....	» 90
3.	- IDROGEOLOGIA	» 91
	APPENDICE 1 - CAVITÀ IPOGEE	» 95
	BIBLIOGRAFIA	» 101

I - INTRODUZIONE

I rilievi geologici eseguiti per la realizzazione di questo foglio sono stati effettuati alla scala 1:10.000 negli anni '80 nell'ambito del progetto "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna. A partire dal 1993 sono state revisionate sia le zone collinari e pedecollinari che quelle di pianura per l'allestimento alla scala 1:50.000.

Il Foglio 221 "Bologna" ricade interamente nella provincia di Bologna; è all'incirca compreso tra il T. Savena ad ovest ed il T. Sillaro a est mentre il limite meridionale è circa sulla congiungente gli abitati di Pian di Macina, Varignana e Castel S. Pietro Terme. Il limite settentrionale, coincidente con il parallelo di latitudine $44^{\circ} 36'$, passa poco a sud di Molinella e Minerbio.

La quota minima è di circa 30 metri in pianura, mentre in collina l'altezza massima è di 354 metri, nei pressi di Settefonti. Il foglio è attraversato da WNW a ESE dal margine appenninico-padano, all'incirca da S. Lazzaro di Savena a Castel S. Pietro Terme. Le colline e i primi rilievi appenninici interessano quindi solo la porzione sud-occidentale del foglio.

Il foglio 221 ricade a cavallo dei fogli 87 - Bologna, 88 - Imola, 98 - Vergato e 99 - Faenza della II edizione della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000.

La maggior parte delle informazioni sulla stratigrafia e la struttura delle successioni appenniniche qui affioranti deriva da rilevamenti nei fogli limitrofi, dove affiorano le successioni tipo e le unità sono meglio rappresentate; inoltre, dato l'avanzato stadio di realizzazione del progetto CARG negli altri settori dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, i dati sulle età delle successioni pre-continentali derivano per lo più dai rilevamenti e dalle analisi svolte per la realizzazione dei fogli limitrofi.

Per la suddivisione dei terreni affioranti è stato seguito il criterio litostratigrafico (AZZAROLI & CITA, 1968; CNR-CCGG, 1992; SALVADOR, 1994), essenzial-

mente basato su criteri distinguibili sul terreno, quali caratteristiche litologiche e posizione stratigrafica. Per quanto concerne le formazioni torbiditiche, caratterizzate dalla monotona alternanza di letti arenitici o calcarei con letti pelitici, come ulteriori parametri di distinzione di litofacies sono stati utilizzati il rapporto arenaria/pelite (A/P) o calcare/marna, lo spessore medio degli strati e la granulometria delle areniti. Nei depositi caotici da colata, di tipo “debris flow”, le distinzioni litologiche sono basate su litotipi ed età degli inclusi, sul rapporto matrice/pezzame e sulle dimensioni medie dei clasti.

La legenda di carte geologiche in settori di catena a falde, come l’Appennino emiliano, dovrebbe essere organizzata secondo l’ordine di sovrapposizione geometrica, dall’alto verso il basso, delle unità tettoniche riconoscibili sul terreno; all’interno di un’unità tettonica, le unità litostratigrafiche devono essere descritte secondo l’ordine stratigrafico (verbale della riunione n. 4, in data 15/09/94, del Comitato di Coordinamento per la Cartografia Geologica e Geomorfologica Nazionale).

Poiché le unità litostratigrafiche affioranti in questo settore del margine appenninico sono riconducibili ad un’unica unità tettonica (unità tettonica Samoggia dell’Insieme Ligure), in questo caso, la legenda della carta e la descrizione nelle note illustrative, per semplicità, sono organizzate secondo l’ordine cronologico. I contatti tettonici riconoscibili sul terreno e presenti in carta sono stati interpretati come strutture minori e successive alla messa in posto dell’unità tettonica principale, poiché dislocano e raddoppiano la stessa successione.

Per favorire le correlazioni alla scala della catena, le unità litostratigrafiche riconosciute sono state raggruppate in grandi insiemi (Liguridi, Successione epiligure, Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico) sul cui significato esiste un generale accordo.

Il principale problema di rilevamento nel basso Appennino riguarda le argille caotiche, accorpate nella precedente edizione della CARTA GEOLOGICA D’ITALIA (vedere ad esempio i fogli 1:100.000: 87 - Bologna, 88 - Imola, 98 - Vergato e 99 - Faenza) all’interno di un’unità indistinta e informale, generalmente indicata come “caotico indifferenziato”, “complesso caotico indifferenziato” o “argille scagliose”. Questo accorpamento è stato effettuato sulla base delle sole caratteristiche deformative macroscopiche, indipendentemente dalla varietà di composizione litologica e di età della matrice e degli inclusi, nonché dalla posizione stratigrafica e strutturale. Solo recentemente, grazie anche al progetto di cartografia geologica alla scala 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna, che ha permesso sistematici rilievi di dettaglio, questi terreni sono stati minuziosamente suddivisi e classificati tenendo conto dei suddetti elementi (vedere BETTELLI & PANINI, 1987, 1991).

Le unità litostratigrafiche descritte sono inquadrare entro lo schema cronostratigrafico di GRADSTEIN *et alii* (2004), modificato per il Quaternario; per la biostratigrafia a foraminiferi si fa riferimento allo schema biozonale di IACCARINO (1985).

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nonostante l'estensione dell'area collinare sia limitata (interessa circa 1/5 dell'area complessiva del Foglio), in questo settore del margine affiorano alcune delle unità litostratigrafiche più rappresentative dell'Appennino Emiliano.

I terreni più antichi sono argilliti varicolorate intensamente tettonizzate, con blocchi e lembi anche cartografabili di torbiditi arenaceo-pelitiche e calcareo-marnose e breccie argillose, di età Cretaceo inferiore-Eocene inferiore, con assetto caotico dovuto alla tettonica polifasica che ne ha distrutto l'originario ordine stratigrafico ("broken or dismembered formations" di RAYMOND, 1984); questi terreni sono stati considerati dagli Autori precedenti come appartenenti alle "argille scagliose" o ai "complessi di base delle unità liguridi esterne".

Queste argilliti costituiscono il substrato della successione epiligure. Con il termine di "successione epiligure" (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) si indica la successione deposta in discordanza sulle Liguridi già parzialmente strutturate e in fase di traslazione, corrispondente al "semialloctono" Aucct. (vedere ad esempio BOCCALETTI & COLI, 1982); si tratta quindi di una successione episuturale sintettonica e perciò caratterizzata da frequenti variazioni di facies sia verticali che laterali. Nel caso del Foglio 221, gran parte di questa successione, in particolare quella di età Eocene medio-Burdigaliano inferiore, classicamente costituita dalle formazioni di Monte Piano, Ranzano, Antognola, è sostituita da *mélanges* argillosi, risultato della risedimentazione in massa o dell'intensa tettonizzazione polifasica, inglobanti clasti eterometrici e lembi cartografabili di Liguridi e dell'originaria successione epiligure.

Laddove la successione epiligure è meglio conservata, la parte inferiore, attribuibile al Miocene inferiore e medio, è costituita da arenarie di piattaforma e mar-

ne con intercalazioni torbiditiche, correlabili alle arenarie di Pantano e alle marne di Cigarello del Gruppo di Bismantova (AMOROSI *et alii*, 1996a), che evolvono verso l'alto alle marne del Termina (Serravalliano terminale-Messiniano inferiore). Al tetto, queste marne passano, con contatto discordante, ai depositi evaporitici messiniani (gessi e calcari) della Formazione Gessoso-Solfifera e quindi ai depositi ipoalini (prevalentemente argille con orizzonti calcarei, arenacei e conglomeratici) della Formazione a Colombacci.

Con quest'ultima formazione inizia la "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico" che comprende tutti i depositi del basso Appennino e della Pianura Padana successivi alla fase evaporitica inframessiniana. Verso l'alto, la Formazione a Colombacci passa ad argille e marne plio-pleistoceniche, in cui si intercalano orizzonti arenacei e depositi caotici, correlabili per litologia ed età alle Argille Azzurre Auctt. del margine appenninico; peliti del tutto analoghe, datate al Pliocene inferiore, affioranti all'estremità sud-occidentale del foglio, costituiscono la base su cui si è sedimentata la successione del Pliocene intra-appenninico (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981 e 1982).

Infine, il termine più recente della successione marina è dato da sabbie di ambiente litorale del Pleistocene medio basale, note come Sabbie di Imola (AMOROSI *et alii*, 1998a), che poggiano in discordanza su quasi tutte le formazioni neogeniche sopra descritte.

La successione marina è troncata al tetto dai depositi ghiaiosi e sabbiosi alluvionali del Supersistema Emiliano-Romagnolo di età Pleistocenica medio-superiore, descritti al capitolo IVb, § 3. Questi depositi sono presenti in lembi discontinui entro le valli appenniniche, dove corrispondono a depositi di terrazzi intravallivi, mentre occupano interamente il settore di pianura del foglio 221. Lo studio originale realizzato per la stesura del presente foglio ed illustrato ai paragrafi successivi, ha permesso di correlare i depositi intravallivi con i depositi di pianura sia sulla superficie che nel sottosuolo.

Dal punto di vista strutturale, nel Foglio 221 affiora la porzione nord-orientale del fianco settentrionale della blanda sinclinale che interessa la successione del Pliocene intra-appenninico Auctt. e i lembi della sottostante successione epiligure.

L'insieme delle Liguridi e della successione epiligure lungo il margine, in generale, immerge con assetto a monoclinale verso nord/nord-est ed è generalmente sigillato, in discordanza, dai depositi del Pliocene zona a *G. puncticulata* e dalle Sabbie di Imola. Al contrario, in destra Idice, le marne mioceniche epiliguri sono accavallate sulle Sabbie di Imola e in questo tratto le ultime deformazioni risultano sigillate in discordanza solo dai depositi continentali del Pleistocene medio-superiore.

La fascia dei terreni liguri ed epiliguri compresa tra la sinclinale del Pliocene intra-appenninico e la monoclinale del margine, si presenta strizzata e deformata

da pieghe e superfici di accavallamento da molto inclinate fino a verticalizzate, immergenti sia verso sud che verso nord (retroscorrimenti); l'assetto generale è molto complesso e lo stile deformativo presenta analogie con le geometrie compressive da tettonica diapirica (vedere anche CAZZOLI *et alii*, 1988, e sez. 4 in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998); inoltre, in questo insieme complesso gran parte della successione epiligure sembra sostituita da *mélanges* e unità complesse apparentemente caotiche.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

III - LAVORI PRECEDENTI

Di seguito vengono illustrati i lavori precedenti realizzati nell'area in studio e più in generale nell'appennino settentrionale e nella pianura emiliano-romagnola.

Le successioni marine presenti in questo foglio sono state studiate in letteratura con le metodologie classiche del rilevamento geologico e della litostratigrafia, mentre lo studio dei depositi alluvionali presenti al margine appenninico e in pianura è stato affrontato con metodologie diverse quali la stratigrafia sequenziale, la geomorfologia, l'analisi di sottosuolo. Per questo motivo si è preferito descrivere i lavori precedenti in modo separato per il settore appenninico e per il settore di pianura.

1. - SETTORE APPENNINICO

Non essendo intenzione degli Autori e finalità delle presenti Note descrivere o discutere nel dettaglio i lavori precedenti, ci limiteremo ad elencare a grandi linee, per quel che riguarda il settore appenninico, i principali lavori di riferimento, per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale dell'area e delle problematiche emerse durante i precedenti studi e progetti di cartografia.

Il principale riferimento cartografico, per un inquadramento regionale, è rappresentato dai fogli 87 - Bologna, 88 - Imola, 98 - Vergato e 99 - Faenza della seconda edizione della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000, pubblicata negli anni '60. Da questa sono derivate le sintesi alla scala della catena, tra cui la Carta Geologica dell'Appennino Settentrionale in scala 1:500.000 (BORTOLOTTI

et alii, 1969) e, successivamente, la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale in scala 1:250.000 (BOCCALETTI & COLI, 1982).

Per una visione di maggior dettaglio, il riferimento è la Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000, solo in parte pubblicata e attualmente in corso di stampa, disponibile presso l'Archivio Cartografico e l'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna. Da questa cartografia 1:10.000 deriva la redazione della presente edizione 1:50.000.

Recentemente è stata pubblicata anche una carta geologico-strutturale di sintesi, alla scala 1: 50.000, dell'intero margine appenninico bolognese (PINI, 1993), in cui ricade anche la parte collinare del Foglio.

Per quanto riguarda la letteratura, numerose informazioni di carattere stratigrafico e ricostruzioni paleogeografiche relative a quest'area sono reperibili nella "Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano", a cura di CREMONINI & RICCI LUCCHI (1982), mentre dati e interpretazioni di carattere strutturale sono reperibili in CASTELLARIN *et alii* (1985), BETTELLI *et alii*, (1987a, 1987b), BETTELLI & PANINI (1987), PINI & CASTELLARIN (1989), PINI (1991) e GHISELLI & MARTELLI (1997).

Sono da ricordare inoltre locali approfondimenti relativi a tematiche specifiche. Ad esempio, si rimanda a RICCI LUCCHI *et alii* (1981) per un quadro di dettaglio della successione del Pliocene intra-appenninico e ad AMOROSI (1992a,b; 1997) e AMOROSI *et alii* (1993) per una descrizione dettagliata della stratigrafia del Gruppo di Bismantova.

2. - SETTORE DI PIANURA

L'evoluzione sedimentaria plio-quadernaria del bacino padano registra una generale tendenza "regressiva", identificata al margine appenninico da RICCI LUCCHI *et alii* (1982), da depositi marini di ambiente progressivamente meno profondo fino a depositi continentali. Il riconoscimento di una chiara superficie di inconformità di significato regionale da parte di questi autori ha consentito il primo inquadramento stratigrafico di tipo sequenziale della successione quadernaria affiorante al margine appenninico, portando alla identificazione di due cicli sedimentari principali (fig. 1), uno marino (Qm) e uno continentale (Qc). La superficie di discontinuità che separa i cicli Qm e Qc è stata successivamente identificata da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) anche nel sottosuolo della Pianura Padana (fig. 2), in corrispondenza del limite tra il Supersistema del Quaternario Marino (corrispondente al ciclo Qm di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) e il sovrastante Supersistema Emiliano-Romagnolo (equivalente del ciclo Qc).

La successione quadernaria continentale del pedeappennino emiliano-romagnolo comprende da un lato l'insieme dei depositi alluvionali terrazzati affioranti

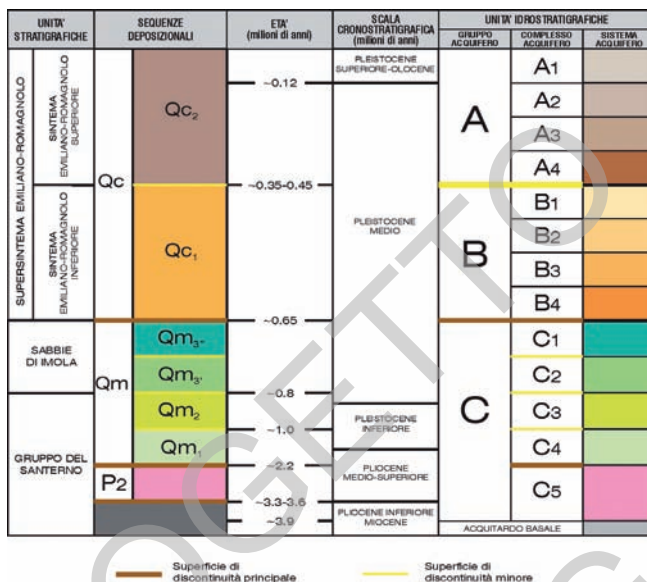


Fig.1 - Schema stratigrafico e suddivisione stratigrafico-sequenziale dei depositi plio-quadernari del bacino padano, con indicazione delle unità idrostratigrafiche di figura 2 (da CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 223 - Ravenna, 2002). Si precisa che il Gruppo del Santerno comprende le unità cartografate "Argille Azzurre", "Formazione di Monte Adone" e "Marne di Cella".

nelle piane intravallive dei fiumi e torrenti appenninici e, dall'altro, i depositi di conoide e piana alluvionale della pianura antistante. La base della successione è marcata in affioramento da una superficie di inconformità, associata a una discordanza angolare, che separa i depositi alluvionali del ciclo Qc dai sottostanti depositi marini, i cui termini più recenti sono costituiti da sabbie litorali (Sabbie di Imola o sequenza Qm_{3b} di AMOROSI *et alii*, 1998a).

2.1. - LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE AL MARGINE APPENNINICO

Attualmente non esiste un inquadramento stratigrafico univoco dei depositi quaternari continentali affioranti al margine appenninico emiliano-romagnolo (ciclo Qc) e la letteratura si presenta fortemente disomogenea. Con i termini rispettivamente di Formazione Fluvio-lacustre (CREMASCHI, 1982) nel pedeappennino emiliano e di Formazione di Olmatello (VAI, 1984) nel pedeappennino romagnolo sono state designate, ad esempio, unità litostratigrafiche correlabili su vaste aree, ma estremamente eterogenee dal punto di vista litologico e, di fatto, corrispondenti a gran parte del ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). All'estremo opposto

è il lavoro di FARABEGOLI & ONOREVOLI (1991) che, nella sezione di S. Mamante presso Faenza, hanno distinto 19 unità litostratigrafiche accorpate in otto unità di rango superiore, molte delle quali sono tuttavia difficilmente identificabili in altri settori del pedeappennino.

Problemi analoghi esistono anche circa l'interpretazione dei depositi quaternari continentali. Sull'origine di unità terrazzate riconosciute in affioramento al margine appenninico sono state formulate opinioni discordanti, che invocano un controllo tettonico di tipo compressivo (CREMASCHI, 1983; ELMI *et alii*, 1987), tettonico-eustatico (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1991), tettonico-climatico (AMOROSI *et alii*, 1996b) o misto (ORI, 1993). Interpretazioni differenti caratterizzano anche le superfici relitte, spesso allineate parallelamente al margine pedeappenninico (all'interno del Foglio 221 - Bologna - affiorano ad est del T. Savena), costituite da depositi alluvionali pre-würmiani ricoperti da paleosuoli (CREMASCHI, 1978; ELMI & NESCI, 1991). Queste superfici, che secondo PAREA (1986) delimiterebbero depositi di terrazzo marino, mostrano di aver subito basculamenti di 3-5° e presentano una localizzazione in coincidenza di strutture attive sepolte (v. anche CARLONI *et alii*, 1978); per questo sono considerate dalla maggioranza degli autori di origine tettonica (ELMI & NESCI, 1991). Il raccordo con la pianura avviene mediante superfici via via meno inclinate (GASPERI *et alii*, 1987; MARABINI *et alii*, 1987). Ulteriori indizi delle deformazioni in atto nella fascia marginale appenninica sono la convergenza dei terrazzi più recenti lungo una linea spostata da 1 a 5 km esternamente al margine (ELMI & NESCI, 1991) e la giacitura in contropendenza, verso monte, di alcune superfici terrazzate antiche intravallive (CANTELLI *et alii*, 1988). In aree di pianura, eventi neotettonici sono stati considerati in alcuni casi responsabili dell'andamento particolare di alcuni tratti dei corsi d'acqua (FRANCAVILLA & COLOMBETTI, 1980), sebbene l'elevata mobilità dei paleopercorsi fluviali sembri in generale imputabile più che altro a processi deposizionali (ELMI *et alii*, 1984).

Nel settore bolognese, la maggior parte degli studi sulla successione quaternaria continentale è di tipo geomorfologico (CIABATTI, 1984; CLERICI, 1988; ELMI & NESCI, 1991; CARTA GEOMORFOLOGICA DELLA PIANURA PADANA, 1997; BERGONZONI & ELMI, 1998), spesso con un contributo aggiuntivo di dati dalla pedostratigrafia (CREMASCHI, 1978; 1979), dall'archeologia e dall'analisi storica (CREMONINI S., 1987; 1989; 1990; 1992; GIORGI, 2000), questi ultimi di grande utilità per la ricostruzione delle modifiche recenti del reticolo idrografico. Per quanto riguarda la stratigrafia, all'interno del Foglio 87 - Bologna della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:100.000 (1963) i depositi quaternari continentali di età pleistocenica (corrispondenti al ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) sono per lo più indistinti, se si eccettua una generica suddivisione tra conglomerati e "terre rosse" da un lato e depositi terrazzati dall'altro. La parte inferiore del ciclo Qc è stata suddivisa nell'area bolognese in due unità litostratigrafiche (Villa del Bosco I e II) da NENZIONI & VANNELLI (1982) e in tre unità (comprendenti anche

le Peliti di Toscanella) da FARABEGOLI (1985). La parte superiore del ciclo Qc, costituita in prevalenza da depositi di terrazzo alluvionale, è stata suddivisa in cinque unità terrazzate da NENZIONI & VANNELLI (1982) e in nove unità da FARABEGOLI (1985). AMOROSI *et alii* (1996b) hanno documentato successivamente fino a 32 ordini differenti di terrazzo nella valle del Fiume Reno.

In un contesto di depositi alluvionali prevalentemente terrazzati, litologicamente omogenei e in genere scarsamente affioranti, la pedologia fornisce un valido contributo per operare suddivisioni stratigrafiche. Sulla base del grado evolutivo di suoli presenti al tetto di depositi quaternari incorporati in catena sono state identificate alcune unità all'interno del ciclo Qc. Queste unità sono generalmente correlabili su ampi tratti del margine appenninico emiliano-romagnolo. Il grado di evoluzione dei suoli, che consente una stima molto approssimativa dell'età dei depositi pedogenizzati, diminuisce progressivamente dalle unità più antiche a quelle più recenti. All'interglaciale Mindel-Riss è stato attribuito ad esempio il paleosuolo fersiallitico bruno-rosso (Suolo di Collecchio) di CREMASCHI (1982) e MARABINI *et alii* (1987) o Villa del Bosco 2 di FARABEGOLI (1985). All'interglaciale Riss-Würm corrisponderebbe invece il suolo lisciviato a pseudogley di CREMASCHI (1982), equivalente al tetto delle Peliti di Toscanella di FARABEGOLI (1985) e all'Unità del Bellaria di FARABEGOLI & ONOREVOLI (1991). Infine, il suolo bruno fersiallitico al tetto delle ghiaie descritto da CREMASCHI (1979), corrispondente all'Unità di Vignola di GASPERI *et alii* (1987), ha età compresa tra l'acme glaciale würmiano e 11,6 ka BP.

2.2. - LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Nel settore meridionale del Bacino Padano, il limite inferiore dei depositi correlabili al ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) è individuabile in sottosuolo sulle linee sismiche dell'AGIP (PIERI & GROPPi, 1981; DONDI *et alii*, 1982; DONDI & D'ANDREA, 1986; DALLA *et alii*, 1992; ORI, 1993; FARABEGOLI *et alii*, 1997), in coincidenza della base del Supersistema Emiliano-Romagnolo di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Lo spessore massimo di questa unità nel sottosuolo del Foglio Bologna, non definibile con precisione sulla base di dati di pozzo (FRANCAVILLA & COLOMBETTI, 1980; AMOROSI & FARINA, 1995), aumenta progressivamente allontanandosi dalla catena, raggiungendo valori massimi superiori ai 500 m nell'area situata a nord dell'allineamento Castel Maggiore-Castenaso-Medicina (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998 - figura 2).

L'individuazione su base sismica di una superficie di discontinuità all'interno della successione quaternaria continentale ha consentito la suddivisione di questa unità in due parti (unità 1 e 2 di ORI, 1993), definite anche come sintemi (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore di RE-

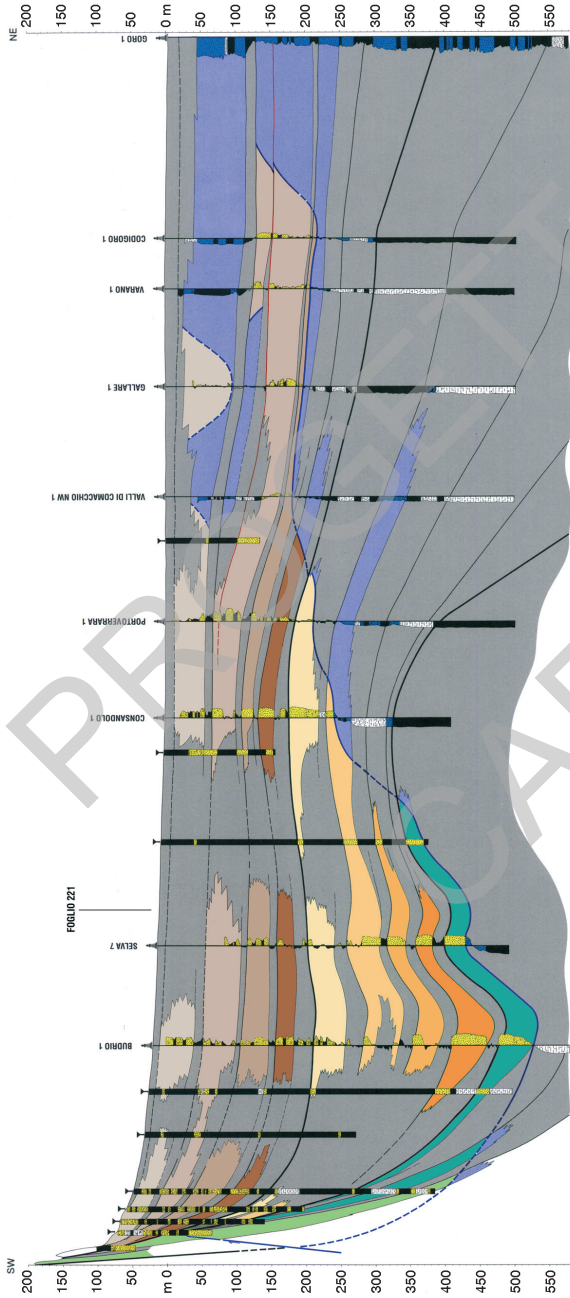


Fig.2 - Sezione geologica nel sottosuolo della pianura romagnola (i colori delle unità si riferiscono alla legenda di figura 1) e correlazioni stratigrafiche all'interno del Supersintema Emiliano-Romagnolo (modificato da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Le aree grigie che separano le unità idrostratigrafiche (in colore) corrispondono alle principali barriere di permeabilità. La linea azzurra indica il limite acqua dolce/salmastra. L'esagerazione verticale è di 50x.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) o sequenze deposizionali (cicli Qc₁ e Qc₂ di AMOROSI *et alii*, 1999c). Allontanandosi dal margine del Bacino Padano, i depositi continentali del Supersintema Emiliano-Romagnolo fanno transizione verso mare a depositi di ambiente deltizio-litorale (ORI, 1993; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Fogli 223 - Ravenna, 2002 e 256 - Rimini, 2005).

Dal punto di vista litologico, la successione quaternaria continentale dell'area bolognese è caratterizzata dall'organizzazione ciclica di depositi prevalentemente grossolani (corpi sedimentari ghiaiosi e sabbiosi di conoide alluvionale) e fini (limi e argille, con subordinate ghiaie e sabbie di piana alluvionale) in successioni di vario ordine gerarchico (fig. 3). Sulla base della correlazione di dati di pozzo in un settore marginale della pianura bolognese, AMOROSI & FARINA, (1995) hanno identificato due megasequenze (unità alluvionale inferiore e Unità di Borgo Panigale), di spessore compreso tra 120 e 150 m, separate da un pacco di argille di notevole continuità laterale e circa 20 m di spessore (orizzonte di Fossolo). Le due unità, correlabili rispettivamente al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) riconosciuti su base sismica, sono facilmente identificabili in prossimità dello sbocco in pianura dei fiumi e torrenti appenninici (vedi Reno, Savena e Idice in fig. 4), a differenza dei settori di interconoide (sottosuolo di Bologna in figura 4), dove l'intera successione quaternaria continentale è rappresentata da sedimenti fini variamente pedogenizzati.

All'interno dell'Unità di Borgo Panigale, AMOROSI & FARINA (1995) hanno distinto quattro cicli (BP1 – BP4 in figg. 3 e 4), di spessore generalmente compreso tra 30 e 40 m, caratterizzati da una porzione inferiore relativamente ricca in ghiaie e da una parte superiore prevalentemente argillosa. Questi cicli, che riflettono l'alternanza di fasi di attivazione di sistemi di conoide alluvionale, con successiva disattivazione e ritorno ad ambienti di piana alluvionale, sono correlabili su base geometrica in aree molto vaste, suggerendo così un controllo di tipo allociclico sulla sedimentazione. L'architettura deposizionale del ciclo più recente, BP4 (Unità di Castenaso), è stata descritta in dettaglio da AMOROSI *et alii* (1996b), mentre per la descrizione delle facies si rimanda ad AMOROSI *et alii* (1997). Gli unici dati paleontologici su carote relative a depositi quaternari dell'area bolognese sono stati pubblicati da FRANCAVILLA *et alii* (1980).

L'identificazione di un'alternanza ciclica di depositi a grado di permeabilità molto differente all'interno della successione quaternaria continentale della pianura bolognese ha creato i presupposti per l'istituzione di unità idrostratigrafiche (complessi acquiferi A1-A4 e B1-B4 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; DI DIO & CAPORALE, 1998), correlabili nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. I complessi acquiferi hanno lo stesso significato gerarchico dei cicli BP1-BP4 di AMOROSI & FARINA (1995), ruotati di 180° (fig. 5). La porzione inferiore di ogni complesso acquifero è data da un sistema acquitardo, costituito

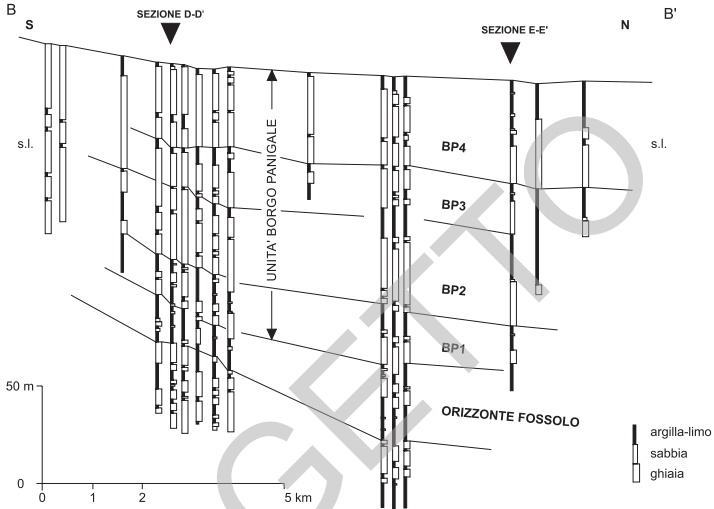


Fig.3 - Correlazioni stratigrafiche nel sottosuolo della pianura bolognese nell'area del fiume Reno (da AMOROSI & FARINA, 1995). L'alternanza ciclica, a varie scale, di corpi sedimentari prevalentemente ghiaiosi e corpi prevalentemente pelitici non è riconoscibile in prossimità del margine della catena, dove i corpi ghiaiosi sono amalgamati.

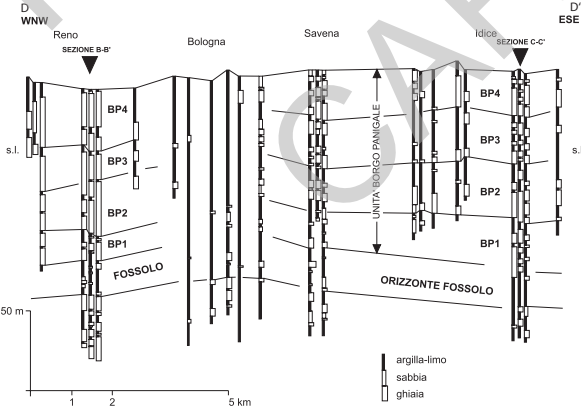


Fig.4 - Correlazioni stratigrafiche nel sottosuolo della pianura bolognese in una sezione condotta parallelamente al margine appenninico (da AMOROSI & FARINA, 1995). Si noti il maggior volume di ghiaie nell'area del fiume Reno (confrontato con le aree dei torrenti Savena e Idice) e la quasi totale assenza di corpi sedimentari grossolani nel sottosuolo di Bologna, a sottolineare il ruolo di intercoide svolto da questo settore nel tardo Quaternario.

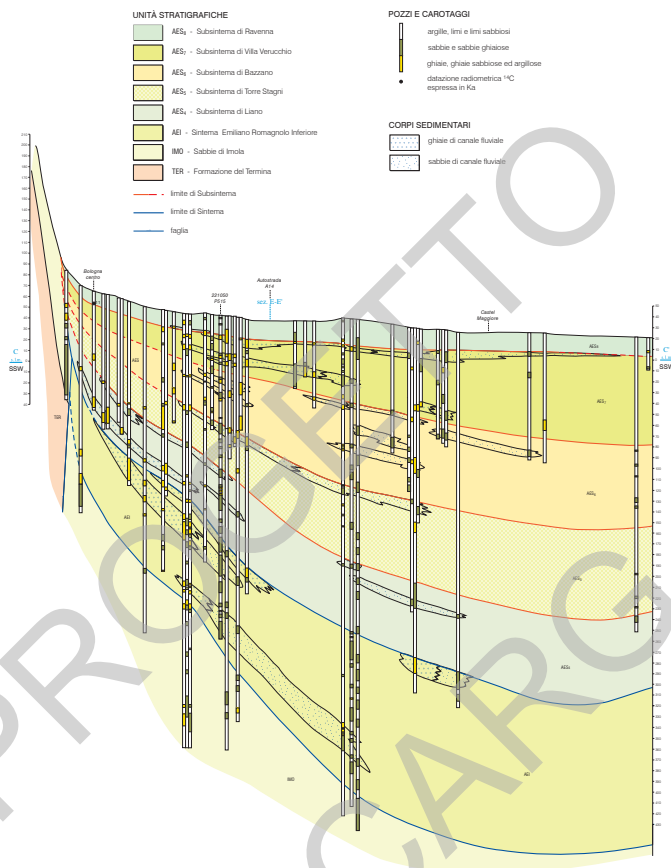


Fig.5 - (Sezione C-C' del foglio allegato). Sezione geologica perpendicolare alla catena appenninica. L'esagerazione verticale è di 25x.

prevalentemente di depositi fini, passante verso l'alto ad un'unità prevalentemente ghiaiosa, corrispondente a un sistema acquifero.

Considerata l'importanza della mappatura dei corpi sedimentari grossolani a fini applicativi, alcuni studi, infine, si sono posti il problema della distribuzione dei materiali ghiaiosi nel sottosuolo. Tra questi si segnalano il lavoro di FRANCAVILLA & COLOMBETTI (1980), che hanno stimato le isopache percentuali delle ghiaie per intervalli di profondità, il lavoro di ELMI *et alii* (1984), che costituisce il primo esempio di ricostruzione stratigrafica di dettaglio del primo sottosuolo nell'area bolognese (fig. 6) e il lavoro di AMOROSI *et alii* (1997), che stabilisce le basi concettuali utilizzate nella Carta Geologica in scala 1:50.000 (v. capitolo IVb, § 1.2.1) per la costruzione della carta del tetto delle ghiaie (fig. 7).

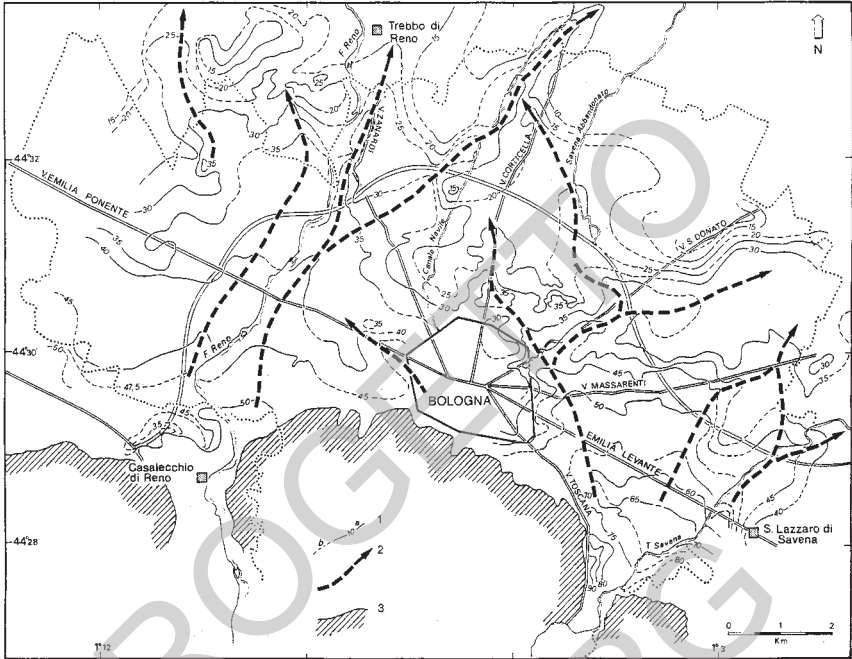


Fig.6 - Andamento del tetto dei depositi ghiaioso-sabbiosi nella pianura bolognese (da *ELMI* et alii, 1984).

- 1: isobate in m riferite al l.m., certe (a) o incerte (b);
- 2: assi dei principali paleoalvei;
- 3: margine collinare.

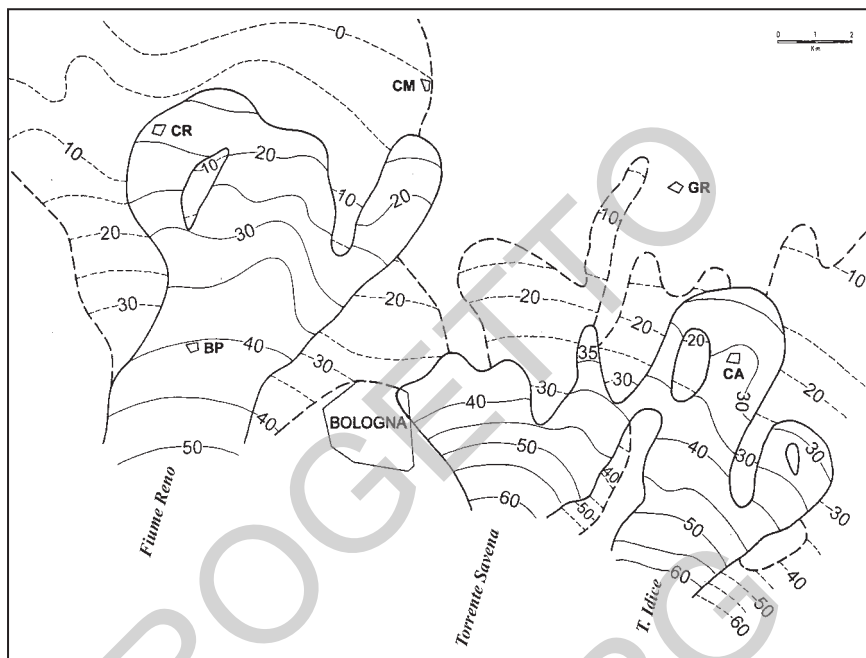


Fig.7 - Carta del tetto delle ghiaie nel sottosuolo della pianura bolognese (le isobate sono in m s.l.m.) ed estensione geografica dei principali corpi sedimentari ghiaiosi a differenti livelli stratigrafici. Il tratteggio delimita ghiaie attribuite in questo lavoro al Subsistema di Villa Verucchio; il tratto continuo delimita ghiaie più recenti, appartenenti al Subsistema di Ravenna (da AMOROSI et alii, 1997). BP: Borgo Panigale; CR: Crevalcore; CM: Castel Maggiore; GR: Granarolo dell'Emilia; CA: Castenaso.

PROGETTO
CARG

IVa – STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ MARINE

I corpi rocciosi affioranti nel settore appenninico sono riferibili alle unità liguridi, alla successione epiligure e alla successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

I terreni liguri affioranti nel Foglio sono riferibili a una sola unità tettonica, ben rappresentata a ovest e a sud di Bologna e nel modenese, nota come Unità tettonica della Val Samoggia (cfr. fogli 219, 220, 236 e 237). Questa è correlabile, per posizione strutturale e successione stratigrafica, all'Unità Sporno del Parmense e del Piacentino (cfr. fogli 180, 198, 199, 217) e, probabilmente anche all'Unità Monte Morello del crinale Tosco-Emiliano (cfr fogli 252 e 253), e quindi costituisce gran parte del margine appenninico emiliano e del fronte alloctono affiorante.

All'estremità sud-occidentale del Foglio affiora anche un lembo della sinclinale del Pliocene intra-appenninico Auctt.; la descrizione di questi terreni, considerata la limitata estensione di affioramento, è compresa in quella dei terreni pliocenici del margine.

I depositi continentali della Pianura Padana saranno descritti nel Capitolo IVb.

1. - LIGURIDI

Le unità litostratigrafiche attribuibili al dominio ligure sono state interessate da una complessa storia deformativa che in molti casi ne ha sconvolto l'originario ordine stratigrafico, dando origine a unità apparentemente caotiche, tipo "*broken*

or *dismembered formations*” (sensu RAYMOND, 1984). Di conseguenza, la ricostruzione stratigrafica di questi terreni è spesso fortemente interpretativa. Tuttavia, dal confronto con gli altri fogli dell’Appennino Emiliano realizzati per il Progetto CARG 50.000, è emerso che i terreni liguri qui affioranti, prevalentemente costituiti da argilliti varicolorate, sono riferibili all’Unità tettonica Samoggia dei fogli 219, 220, 236 e 237, correlabile per posizione strutturale e successione stratigrafica all’Unità Sporno dei fogli 180, 198, 199 e 217 e all’Unità Monte Morello dei fogli 252 e 253.

1.1. UNITÀ TETTONICA SAMOGGIA

1.1.1. - *Argille Varicolori della Val Samoggia (AVS)*

Argilliti, talora siltose, di colore grigio scuro e nero, con bande rosse e verde-scuro, con intercalati sottili strati di arenarie e siltiti brune, talora alterate o spalmate di ossidi di manganese. Sono presenti blocchi di marne verdi e grigie e lembi di calcilutiti grigio chiare silicee o biancastre, in strati da sottili a spessi. Talora sono presenti anche strati medi di marne biancastre.

Questa unità presenta spesso un’intensa deformazione con trasposizione della stratificazione, cui si sostituisce un “*layering* tettonico” alla scala metrica. Le argilliti sono foliate, con superfici anastomizzanti e frequenti *boudins* di strati arenitici e calcilutitici.

In località Cavaliera, in una cava abbandonata, si osserva un corpo intercalato, limitato da contatti meccanici, costituito da argilliti siltose rosso mattone, grigie e subordinatamente verdognole, con strati sottili e medi, talora *boudins*, di feldspatoareniti chiare, scarsamente cementate, a granulometria fine, peliti verdastre con patine manganesifere, strati sottili di calcilutiti marnose con fucoidi e presenza di icnofossili, caratterizzati da un maggiore grado di cementazione o ricristallizzazione in minerali di Ba, che li rende resistenti all’erosione.

E’ stata distinta una litofacies con calcilutiti (AVS_c), costituita da argilliti nerastre, rosse e verdi inglobanti *boudins* di blocchi eterometrici di calcilutiti biancastre tipo “palombino” e con rari livelli di brecce argillose pressoché monogeniche, costituite da clasti centimetrici o decimetrici di calcilutiti e matrice argillosa grigia.

L’ambiente di sedimentazione è pelagico, di mare profondo, con evidenze di deposizione al di sotto del CCD e di apporti torbiditici.

Questa unità è limitata da contatti tettonici o tettonizzati.

La potenza è valutabile in alcune centinaia di metri.

L’età è Cretaceo inferiore-Eocene inferiore (BETTELLI & PANINI, 1991).

1.1.2. - *Formazione di Poggio (FPG)*

Formazione generalmente costituita da prevalenti argilliti siltose varicolorate, con strati sottili di feldspatoareniti chiare, a granulometria fine, scarsamente cementati, frequentemente “boudinati”, ben affiorante nei fogli 219 e 220. In questo foglio affiora solo un lembo riferibile alla seguente sottounità.

Litofacies arenacea (FPG_a). Costituita da prevalenti arenarie in strati sottili e medi di feldspatoareniti e peliti verdastre con patine manganesifere; rapporto A/P ≥ 1 ; si intercalano strati sottili di calcilutiti marnose con fucoidi; potenza di qualche decina di metri.

L'ambiente deposizionale è di scarpata o di alto strutturale, con apporti torbiditici silicoclastici.

La potenza del lembo affiorante è di un centinaio di metri.

I contatti sono generalmente meccanici.

L'età è Paleocene -Eocene inferiore (dati da F. 237 Sasso Marconi, PANINI *et alii*, 2002).

2. - SUCCESIONE EPI LIGURE

Questa successione, discordante sulle liguridi, è generalmente costituita da depositi sintettonici di bacino confinato. Si tratta in prevalenza di alternanze di marne di scarpata, torbidite e depositi di frana sottomarina, di età post-fase Ligure, cioè a partire dall'Eocene medio.

La tipica successione epiligure affiora nel medio Appennino emiliano a ovest della la Val Secchia e nell'Oltrepo Pavese (Bacino Terziario Piemontese); gli affioramenti di questi settori presentano caratteristiche variabili da zona a zona, ma hanno analogo significato e sono ben correlabili tra loro. Queste successioni erano note in passato anche come “semialloctono” (BOCCALETTI & COLI, 1982).

Nelle aree tipo (Appennino Parmense) la successione stratigrafica inizia con *mélanges* argillosi e Marne di Monte Piano dell'Eocene medio-superiore, localmente fino all'Oligocene basale, per passare alle torbidite arenacee di Ranzano dell'Eocene superiore terminale-Oligocene inferiore e quindi alle marne di scarpata con intercalazioni di corpi torbiditici e orizzonti di slump della formazione di Antognola dell'Oligocene inferiore terminale-Burdigaliano inferiore e alle marne selciose di Contignaco del Burdigaliano; la successione prosegue, al di sopra di una discordanza di importanza regionale, con i depositi di piattaforma e scarpata del Gruppo di Bismantova del Burdigaliano superiore-Serravalliano, che verso l'alto passano alle Marne del Termina (Serravalliano terminale-Messiniano inferiore). Lungo il margine appenninico, sulle marne tardo-mioceniche poggiano, in

discordanza, i depositi evaporitici del Messiniano inferiore. In discordanza sulle evaporiti poggiano infine i depositi clastici correlabili con la Formazione a Colombacci della successione romagnola e le Argille Azzurre plioceniche.

A sud-ovest del Secchia la successione epiligure si differenzia da quella tipo sopra descritta, sostanzialmente per una maggiore frequenza di depositi risedimentati in massa. In particolare, la parte inferiore è costituita dai depositi arenaeo-conglomeratici di Loiano; la formazione di Ranzano manca quasi del tutto o affiora con spessori estremamente ridotti e, a partire dall'Oligocene superiore, diventano molto frequenti i *mélanges* argillosi caotici. In questo foglio la porzione paleogenica (Loiano, Monte Piano, Antognola) affiora in blocchi risedimentati in massa nel *mélange* argilloso noto come Breccie della Val Tiepido-Canossa, e la porzione di successione non risedimentata comincia praticamente con la formazione di Contignaco del Miocene inferiore.

In questo settore, le unità epiliguri meglio conservate sono le arenarie e marne mioceniche correlabili alle formazioni di Pantano e di Cigarellino del Gruppo di Bismantova (Miocene medio) e alle sovrastanti Marne del Termina (Miocene superiore). La successione continua verso l'alto con le evaporiti messiniane della Formazione Gessoso-Solfifera.

Sulla successione epiligure poggia in discordanza la successione post-evaporitica del margine padano-adriatico che, nella porzione interna del foglio, comprende anche i depositi del Pliocene intra-appenninico.

2.1. - BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA (MVT)

Potenti accumuli di breccie poligeniche, con matrice argillosa grigia e prevalenti clasti decimetrici o di dimensioni maggiori di calcilutiti biancastre tipo "palombino". Inglobano olistoliti di dimensioni assai variabili, da metriche ad ettometriche, costituiti da lembi monoformazionali o da spezzoni di successioni conservate. Tra di essi, si segnalano olistoliti, anche cartografabili, derivanti dalle liguridi e dalla successione epiligure. In carta gli olistoliti cartografabili sono contraddistinti dalla sigla relativa alla formazione originaria con asterisco.

Il contatto inferiore è netto o graduale rapido su AVS. Il contatto superiore è netto o eteropico con CTG. Spesso questi contatti sono tettonizzati.

La potenza dell'unità è superiore a 250 m.

Si tratta di accumuli per frane sottomarine multiple, in ambiente di scarpata e base scarpata, derivanti dal fronte delle Liguridi. L'origine di questi corpi caotici è messa in relazione a fasi deformative di importanza regionale e l'età è attribuita all'Oligocene superiore-Aquitano.

Gli inclusi cartografati sono riferibili alle seguenti formazioni:

- Argille Varicolori della Val Samoggia (**AVS**)
Per la descrizione vedere AVS
- Arenarie di Scabiazza (**SCB**)
Alternanze arenaceo-pelitiche con rapporto A/P < 1. Le arenarie si presentano in livelli da molto sottili a medi, mal strutturate e poco cementate, talora gradate, con granulometria da fine a finissima, di colore grigio (beige o rossastro all'alterazione); le argille sono talora marnose e siltose, grigio scure. Sono presenti localmente calciliti marnose verdi o biancastre, in strati da sottili a spessi, e argilliti varicolorate, generalmente rosso scure e verdi.
Si tratta di torbiditi di mare profondo, talora al di sotto del CCD.
L'età è Cenomaniano-Campaniano inferiore (GHISELLI *et alii*, 1991).
- Formazione di Monghidoro (**MOH**)
Alternanze arenaceo-pelitiche in strati generalmente spessi, più raramente in banchi, con rapporto A/P intorno a 2/1. Sono intercalati pacchi metrici di strati sottili e medi, con rapporto A/P = 1/2. Le arenarie sono gradate con base grossolana o microconglomeratica, da mediamente a poco cementate, di colore grigio scuro, ma generalmente marroni o giallastre per alterazione ed ossidazione dei minerali femici; sono alternate ad argilliti più o meno siltose di colore nerastro.
Si tratta di torbiditi di mare profondo, alimentate dallo smantellamento di rilievi a composizione granitica e metamorfica.
L'età è Maastrichtiano superiore-Paleocene (dati da F. 237 Sasso Marconi, PANINI *et alii*, 2002).
- Formazione di Monte Morello (**MLL**)
Alternanza di marne e calciliti in banchi e strati spessi, con base arenacea a grana finissima, ricche in clasti carbonatici.
Si tratta di torbiditi di mare profondo.
L'età è Eocene inferiore-medio (BORTOLOTTI, 1962; PONZANA, 1988; 1993).
- Formazione di Loiano (**LOI**)
Arenarie arcose, in genere scarsamente cementate, e subordinati conglomerati, in strati medi e banchi frequentemente amalgamati, di colore biancastro o grigio chiaro (marrone chiaro se alterate). Rare intercalazioni di alternanze arenaceo-pelitiche, in strati sottili e medi, di colore grigio o verdastro, con rapporto A/P = 1/1. Sono presenti depositi caotici con struttura da *debris-flow* e *grain-flow*.
Si osservano frequenti "cogoli", concrezioni diagenetiche secondarie sferoidali o allungate, generalmente allineati subparallelamente alla stratificazione.
Si tratta di torbiditi di bacino confinato e profondo e locali accumuli per *debris-flow* e *grain-flow*.
L'età è Luteziano superiore-Bartoniano (DIECI, 1965; BETTELLI *et alii*, 1991).

- Marne di Monte Piano (**MMP**)

Argille e argille marnose rosse, rosate, grigio chiaro e verdi, con rari e sottilissimi livelli di feldspatoareniti risedimentate biancastre, del tutto simili alle areniti della formazione di Loiano. La stratificazione è generalmente poco evidente e talora intensamente disturbata da intensi fenomeni plicativi e disgiuntivi.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino profondo e relativamente confinato, con sporadici apporti torbiditici (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa).

L'età è Bartoniano-Rupeliano (BETTELLI *et alii*, 1991; MANCIN, 1999).

- Formazione di Antognola (**ANT**)

Marne argillose e siltose, verdognole o grigie, con patine manganesifere lungo le superfici di frattura; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. La stratificazione è generalmente poco evidente, anche per l'intensa bioturbazione. Sono presenti livelli, da sottili a medi, di arenarie vulcanoclastiche, arcose e quarzoso-feldspatiche, strati sottili e sottilissimi, discontinui, di cineriti biancastre, alterate in giallo ocra. Localmente si osservano anche orizzonti caotici e livelli di breccie con clasti extraformazionali.

Quando le arenarie diventano preponderanti è stato distinto il membro di Anconella (**ANT₄**). Si tratta di arenarie gradate quarzoso-feldspatiche in livelli da sottili a spessi, raramente in banchi, talvolta amalgamati, poco cementate, a grana da fine a grossolana, che si alternano a marne argillose e siltose grigie o grigio scuro; il rapporto A/P è sempre > 1. Per composizione e colore queste arenarie sono del tutto simili a quelle di Loiano.

La deposizione di ANT è probabilmente in ambiente di scarpata o di bacino confinato relativamente profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa), con apporti torbiditici ed episodi di frane e colate sottomarine anche extraformazionali.

La potenza di questi lembi varia da qualche decina ad oltre 250 metri.

L'età è Rupeliano sommitale-Burdigaliano basale (FORNACIARI & RIO, 1996; CATANZARITI *et alii*, 1997; cfr anche dati da F. 198 Bardi, ZANZUCCHI & MARTINI, 2000, e da F. 217 Neviano degli Arduini, CERRINA FERONI *et alii* (2002).

2.2. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (**CTG**)

Marne e marne siltose grigie, calcaree e silicizzate, talora con liste e noduli di selce, generalmente con stratificazione poco evidente; sono presenti livelli arenacei biancastri, da sottili a spessi, gradati e con base netta e livelli vulcanoclastici. E' presente una fratturazione pervasiva, accompagnata da patine manganesifere di alterazione.

La potenza è di alcune decine di metri.

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata o bacino relativamente profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa), con apporti torbiditici.

L'età è riferibile all'Aquitano terminale e al Burdigaliano inferiore (dati da F. 198 Bardi, ZANZUCCHI & MARTINI (2000) e da F. 218 Castelnovo ne' Monti, PAPANI *et alii* (2002); vedere anche FORNACIARI & RIO, 1996).

Questa unità, fino a pochi anni fa, era considerata un membro delle Marne di Antognola ed era nota come "membro selcioso" o "marne selciose".

2.3. - GRUPPO DI BISMANTOVA

In questa unità litostratigrafica di rango superiore (AMOROSI *et alii*, 1996a) sono compresi i depositi di piattaforma e bacinali del Miocene medio, al di sopra della discontinuità stratigrafica di importanza regionale di età burdigaliana, corrispondenti alle Arenarie di Bismantova o Formazione di Bismantova Auctt.; il gruppo è composto dalle formazioni di Pantano e Cigarellino.

2.3.1. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Areniti siltose fini e finissime grigie, beige se alterate, alternate a peliti marose grigio-chiare; la stratificazione è generalmente di spessore medio, talora poco marcata o addirittura impercettibile a causa dell'intensa bioturbazione; sono presenti resti di Echinidi, Gasteropodi e Lamellibranchi. Alla base affiorano localmente areniti glauconitiche. Verso l'alto compaiono livelli di marne siltose grigio-azzurre laminate.

L'ambiente di sedimentazione varia da litorale a piattaforma esterna.

La potenza è superiore a 200 metri, localmente raggiunge anche i 500.

Il limite inferiore netto su CTG o tettonico con altre formazioni.

L'età è Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (AMOROSI *et alii*, 1993 e 1996a). Le associazioni a foraminiferi planctonici dell'unità nell'area dell'adiacente foglio 238 (FARABEGOLI *et alii*, in stampa) sono riferibili alla Zona a *Praeorbulina glomerata* s.l. e sostanzialmente confermano altri dati di letteratura (si veda ad esempio AMOROSI *et alii*, 1993; 1996c)

2.3.2. - *Formazione di Cigarellino (CIG)*

Marne siltoso-sabbiose, talora argillose, grigie, beige se alterate, in strati medi e spessi, ricche in microfossili; sono presenti sia bioclasti che biosomi con lamel-

libranchi e gasteropodi, talora echinidi. Generalmente l'assenza di livelli grossolani e la bioturbazione rendono impercettibile la stratificazione, che diventa più evidente quando le peliti si alternano ad arenarie siltose medio-fini. La stratificazione è localmente scompaginata da disturbi sinsedimentari. Verso l'alto affiorano pacchi di strati arenaceo-pelitici, con $A/P < 1$. In corrispondenza di intervalli caratterizzati da $A/P = 1/1$ è stata distinta la litofacies arenacea (**CIG_a**): si tratta di arenarie medio-fini con gradazione poco accentuata che passano a peliti grigio scure, in strati da spessi a sottili, spesso amalgamati; costituiscono corpi lenticolari di estensione chilometrica.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma esterna e scarpata, con apporti torbiditici e locali fenomeni di risedimentazione in massa (frane sottomarine).

La potenza è superiore ai 400 metri.

Verso il basso passa gradualmente a PAT.

L'età è Langhiano-Tortoniano (parte basale) (AMOROSI *et alii*, 1993 e 1996a). Le faune a foraminiferi planctonici nell'area dell'adiacente foglio 238 (FARABEGOLI *et alii*, sottoposto a revisione) mostrano associazioni riferibili all'intervallo compreso fra la parte alta della Zona a *Praeorbulina glomerata* s.l. del Langhiano e la parte inferiore della Subzona a *Globorotalia siakensis* - *Globigerinoides obliquus obliquus* del Tortoniano basale (AMOROSI *et alii*, 1993; 1996c).

2.4. - FORMAZIONE DEL TERMINA (**TER**)

Marne argillose, talora siltose, fossilifere (con lamellibranchi, gasteropodi, echinidi piritizzati), grigio-scure, localmente bituminose; la stratificazione è sottile e sottilissima, spesso indefinita per scarsa classazione granulometrica e bioturbazione; sono presenti sporadici strati medi e sottili di arenarie gradate marroni o grigie, con granulometria media e grossolana, ricche in bioclasti e glauconite. Sono frequenti i depositi caotici per risedimentazione in massa. Rari strati medi di areniti carbonatiche giallastre.

Alla base sono presenti, localmente, corpi lenticolari di arenarie glauconitiche. Nella parte alta affiorano, raramente, peliti nerastre con lamine piano-parallele, bituminose, alternate a biosiltiti grigio chiaro o biancastre.

Lo spessore massimo supera i 500 metri.

Il limite inferiore è netto su CIG, tettonico con AVS e PAT.

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata e piattaforma esterna, con locali condizioni euxiniche.

L'unità nell'area tipo presenta associazioni a foraminiferi planctonici riferibili alla Zona a *Globorotalia acostaensis* e alla Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* del Tortoniano (si veda ad esempio AMOROSI *et alii*, 1993).

Il limite superiore della formazione è localmente attribuito al Messiniano (PANNINI *et alii*, 2002).

2.5. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (**GES**)

Banchi di gesso selenitico con cristalli traslucidi geminati a “coda di rondine”, di dimensioni di diversi centimetri, o gessoareniti e gessoruditi che si alternano ad argille siltose bituminose grigio scure o nerastre con bioclasti, scaglie di pesci e abbondanti frustoli carboniosi. Talora è evidente una sottile laminazione piano-parallela che conferisce fissilità alle argille. Sono presenti anche sottili livelli di siltiti fini grigio-chiaro gradate, con base sabbiosa ricca in materiale organogeno, che passano a marne siltose grigie compatte a laminazione ondulata. Nella parte bassa della formazione sono presenti sottili strati di calcari dolomitici.

La potenza massima è di oltre 150 metri.

Il limite inferiore è netto su TER.

La sedimentazione è di ambiente evaporitico, lagunare.

L'età è attribuita alla fine del Messiniano inferiore (VAI & RICCI LUCCHI, 1978; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982)

In questi depositi si sviluppano anche numerose cavità ipogee (vedere Appendice 1).

3. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

In questa successione sono compresi tutti i depositi del margine appenninico-padano posteriori alla fase evaporitica messiniana, inclusi i depositi continentali quaternari della Pianura Padana.

3.1. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (**FCO**)

Prevalenti argille, talora marnose e siltose, grigio-verdi, con rari microfossili (prevalentemente ostracodi) e resti organici carboniosi. Si intercalano sottili strati di sabbie medie, giallastre e verdognole, bioturbate, e livelli spessi da 30 a 60 cm di calcari micritici grigio-chiaro, finemente laminati, denominati “colombacci” (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977), non affioranti in questo foglio. Sono presenti facies, potenti da pochi metri ad alcune decine e quindi talora cartografabili, caratterizzate dalla presenza di arenarie (**FCO_a**) e conglomerati (**FCO_b**).

La potenza è di oltre 150 metri.

Il contatto inferiore è discordante su GES.

Si tratta di depositi di ambiente di transizione da continentale a lago-mare.

L'età è Messiniano superiore (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982).

3.2. - MARNE DI CELLA (CEA)

Marne e marne argillose biancastre o grigio-chiare, a stratificazione raramente evidente, con abbondanti micro- e macro-fossili. Ove presenti, compaiono alla base di FAA con cui presentano un limite graduale. Il limite inferiore è netto e concordante su FCO.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma esterna prossimo alla scarpata (AMOROSI *et alii*, sottoposto a revisione).

La potenza massima di alcune decine di metri. In questo foglio, affiora solo sul versante destro della Val di Zena.

Le associazioni a foraminiferi planctonici nell'area del Foglio 239 (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 239 - Faenza) sono attribuibili alla Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. Della parte inferiore del piano Zancleano, Pliocene basale.

3.3. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

Argille marnose, parzialmente siltose, talora sabbiose, grigie, grigio-azzurre e talora grigio plumbeo, spesso con stratificazione poco o per nulla evidente per bioturbazione.

Nella parte inferiore dell'unità affiorano localmente sottili livelli discontinui di biocalcareni a grana fine, color giallo ocra se alterati, sottilmente laminati. Sempre presenti i microfossili; variabile la concentrazione di malacofaune a gasteropodi e lamellibranchi, sia come biosomi che come bioclasti.

Sono state distinte le seguenti litofacies:

Litofacies arenaceo-pelitica (FAA_{ap}), orizzonti potenti da qualche decina a circa 100 metri, costituiti da prevalenti areniti argillose, talora ciottolose, bioturbate, generalmente poco cementate o con cementazione differenziale (cogoli), alternate a peliti sabbiose con subordinati livelli ghiaiosi lenticolari. Affiora nell'estremità sud-occidentale, al passaggio (fuori carta) con la Formazione di Monte Adone (ciclo P2 del Pliocene intra-appenninico Auctt., vedere anche RICCI LUCCHI *et alii*, 1981 e 1982), e al tetto di FAA_C.

Litofacies arenitica (FAA_a) costituita da areniti con subordinate biocalcare-

niti e biocalciruditi, in strati da sottili a spessi, organizzati in pacchi decametrici; affiora lungo il margine a diverse altezze stratigrafiche, generalmente nella parte superiore della formazione.

Litofacies conglomeratica (FAA_C) costituita da alternanze di conglomerati eterometrici e arenarie generalmente poco cementate, in strati spessi, gradati, lenticolari, talora poco evidenti per bioturbazione, con stratificazione incrociata concava; sono presenti livelli metrici di ciottoli embriciati. Questa litofacies, presente solo localmente e alla base della formazione, potrebbe essere correlabile con il membro di Scascoli della Formazione di Monterumici (ciclo P1 del Pliocene intra-appenninico Auctt., vedere anche RICCI LUCCHI *et alii*, 1981 e 1982).

L'ambiente di sedimentazione varia, procedendo dall'interno verso il margine appenninico-padano, da piattaforma, localmente litorale, a scarpata.

La potenza affiorante è talora superiore ai 500 m.

Il contatto inferiore è netto trasgressivo su MVT, TER, GES, FCO e graduale con CEA.

L'età è Pliocene inferiore, Zancleano - Pleistocene inferiore, Calabriano; in particolare nell'area dei fogli 238 e 239 (AMOROSI *et alii*, sottoposto a revisione; FARABEGOLI *et alii*, sottoposto a revisione) sono state osservate associazioni a foraminiferi planctonici riferibili alle biozone comprese fra la Zona a *Globorotalia margaritae* del Pliocene inferiore alla Zona a *Globigerina cariacensis* del Pleistocene inferiore.

Questa formazione corrisponde alle Argille e Marne di Riolo Terme dell'Appennino Romagnolo, alle Argille del Santerno (AGIP, 1982) e alle Argille di Lugagnano dell'Appennino Parmense e Piacentino.

3.4. - FORMAZIONE DI MONTE ADONE (ADO)

Questa formazione affiora solo all'estremità sud-occidentale del foglio. Si tratta di prevalenti arenarie, generalmente poco cementate, con abbondante matrice siltoso-argillosa e subordinati conglomerati, in strati da medi a banchi, alternate a peliti sabbiose con stratificazione da sottile a spessa, a geometria talora tabulare, talora lenticolare. Verso l'alto aumenta la frequenza delle peliti. Spesso la stratificazione non è ben evidente a causa della bioturbazione. Il colore delle sabbie è grigio e grigio-azzurro, beige se alterate, quello delle peliti grigio scuro.

Sono presenti corpi grossolani con geometria sia tabulare che lenticolare, con stratificazione incrociata concava e superfici e docce erosive e intervalli tipo panchine fossilifere costituiti da macrofossili appartenenti prevalentemente ai La-

mellibranchi, gasteropodi e scafopodi. I ciottoli sono prevalentemente costituiti da calcilutiti di origine ligure. La cementazione è da media a scarsa, spesso differenziale con presenza di “cogoli” generalmente allineati subparallelamente alla stratificazione.

Questa formazione, corrispondente al ciclo P2 del “Pliocene intra-appenninico” Auctt. (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981), è stata suddivisa in 2 membri sulla base del rapporto arenite/pelite, presenza di livelli conglomeratici e spessore medio degli strati. In questo foglio affiora solo la base della sottounità superiore denominata Membro delle Ganzole (**ADO₂**), caratterizzato da areniti fini e subordinate peliti sabbiose bioturbate in strati da medi a molto spessi; la potenza è di circa 200 metri; la frequenza e lo spessore delle peliti aumentano verso l’alto.

L’ambiente di sedimentazione della formazione è variabile da fluviale a marino costiero e piattaforma.

La potenza massima totale affiorante è superiore ai 350 metri.

La Formazione di Monte Adone, verso nord, mostra chiare evidenze di eteropia con FAA; infatti in questo foglio il limite inferiore è su FAA_a.

L’età è Pliocene medio e superiore, dubitativamente arriva al Pleistocene basale, per posizione stratigrafica e sulla base di associazioni ad ostracodi (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981; COLALONGO *et alii*, 1982).

3.5. - SABBIE DI IMOLA (**IMO**) (*Sabbie gialle di Imola, Auctt.*)

L’unità affiora diffusamente al margine appenninico della Romagna e dell’Emilia orientale, e rappresenta la più recente tra le unità marine dell’Appennino Settentrionale. Le Sabbie di Imola sono costituite da depositi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi, di ambiente costiero e subordinatamente da peliti di piana alluvionale o laguna.

Le Sabbie di Imola sono state oggetto di un dettagliato studio di terreno, corredato da numerose analisi biostratigrafiche e petrografiche (AMOROSI *et alii*, 1998a), che ha condotto al riconoscimento di due cicli deposizionali: il ciclo inferiore è costituito da sedimenti sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi di spiaggia e delta-conoide; il ciclo superiore è formato da una porzione inferiore prevalentemente argillosa di piana alluvionale e costiera, alla quale si sovrappongono in trasgressione depositi di spiaggia simili a quelli basali, ma in genere francamente sabbiosi. Il limite tra i due cicli deposizionali è una superficie di discontinuità, marcata dal contatto erosivo tra sabbie di spiaggia e sovrastanti argille di piana alluvionale.

In AMOROSI *et alii* (1998a), a tale suddivisione in cicli deposizionali viene fatta corrispondere una suddivisione in membri e il quadro litostratigrafico proposto è il seguente:

IMO₁ (membro di Monte Castellaccio), corrispondente alle sabbie e ghiaie del ciclo basale;

IMO₂ (membro di Fossoveggia), corrispondente alle argille nella parte inferiore del secondo ciclo;

IMO₃ (membro di Castel San Pietro), corrispondente alle sabbie di tetto del secondo ciclo.

In questo Foglio, considerata la scarsa continuità laterale di IMO₂ e la conseguente difficoltà di cartografare separatamente i due membri sabbiosi (IMO₁ ed IMO₃), lo schema stratigrafico seguito per la cartografia delle Sabbie di Imola definisce un generico IMO, all'interno del quale è localmente cartografato il membro di Fossoveggia (IMO₂) di AMOROSI *et alii* (1998a).

Nel Foglio 221 le Sabbie di Imola sono costituite da sabbie giallastre fini e finissime, subordinatamente medie e grossolane, in strati generalmente amalgamati, con rare intercalazioni pelitiche discontinue, di spessore centimetrico e decimetrico, e rari livelli centimetrici di ciottoli. L'ambiente di sedimentazione è di spiaggia (dalla battigia, alla spiaggia sommersa). Si interdigitano, con maggior frequenza verso l'alto, sabbie fini e medie, intercalate a livelli ghiaiosi di spessore generalmente decimetrico, che localmente costituiscono corpi lenticolari spessi alcuni metri. L'ambiente di sedimentazione è di queste sabbie e ghiaie è deltizio. Lo spessore massimo dell'unità è di quasi 50 metri.

In posizione grossomodo intermedia è presente il Membro di Fossoveggia (IMO₂), costituito da argille prevalenti di colore grigio scuro e rare intercalazioni centimetriche o decimetriche di peliti sabbiose. La stratificazione è generalmente mascherata dalla bioturbazione di apparati radicali o da paleosuoli. Lo spessore massimo di questa unità, di poco superiore ai dieci metri, è misurabile presso Fossoveggia.

Il limite basale sulle argille plio-pleistoceniche è un contatto netto con discordanza angolare, che individua una superficie di discontinuità di carattere regionale. Anche il limite superiore è marcato da una discontinuità regionale che sovrappone i depositi quaternari continentali alle Sabbie di Imola.

Le Sabbie di Imola sono attribuibili, secondo lo schema cronostatigrafico proposto e sulla base dei dati AMOROSI *et alii* (1998a), alla parte terminale del Pleistocene inferiore e al Pleistocene medio.

PROGETTO
CARG

IVb - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI

1. - METODI DI INDAGINE (a cura di P. Severi)

La progettazione dei rilievi delle aree di pianura nell'ambito della realizzazione della carta geologica in scala 1:50.000 relativa al Foglio 221 - Bologna è stata eseguita nel rispetto delle linee guida per il rilevamento e la cartografia, dettate dal Servizio Geologico Nazionale CNR-CCGG, 1992).

1.1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

Lo studio dei terreni di superficie si è 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: 1) il riconoscimento in via preliminare delle principali unità geomorfologiche quali terrazzi intravallivi, canali e argini naturali, ventagli di rotta, piane inondabili, ecc.; 2) una valutazione sulla litologia dei sedimenti associati a queste unità, e 3) 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

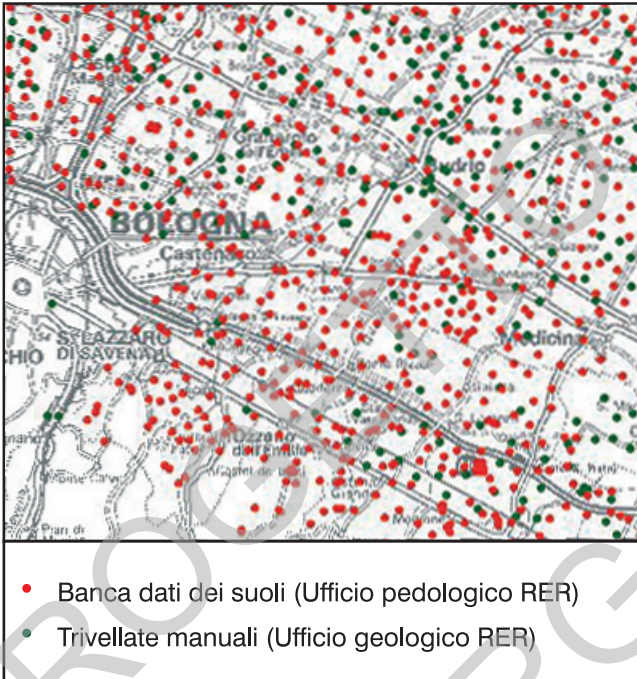


Fig.8 - Ubicazione dei dati pedologici nell'area del Foglio 221 - Bologna. In verde è indicata l'ubicazione delle trivellate manuali, in rosso i dati relativi alla banca dati suoli dell'Ufficio Pedologico della Regione Emilia-Romagna.

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 dall'Ufficio Pedologico della Regione Emilia-Romagna (fig. 8), e dalla cartografia pedologica già disponibile (I suoli dell'Emilia-Romagna, note illustrative, legenda e carta 1:250.000; Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico, Ufficio Pedologico, edizione 1994).

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 ha consentito la stima dell'età minima del sedimento ⁽¹⁾.

⁽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 im-

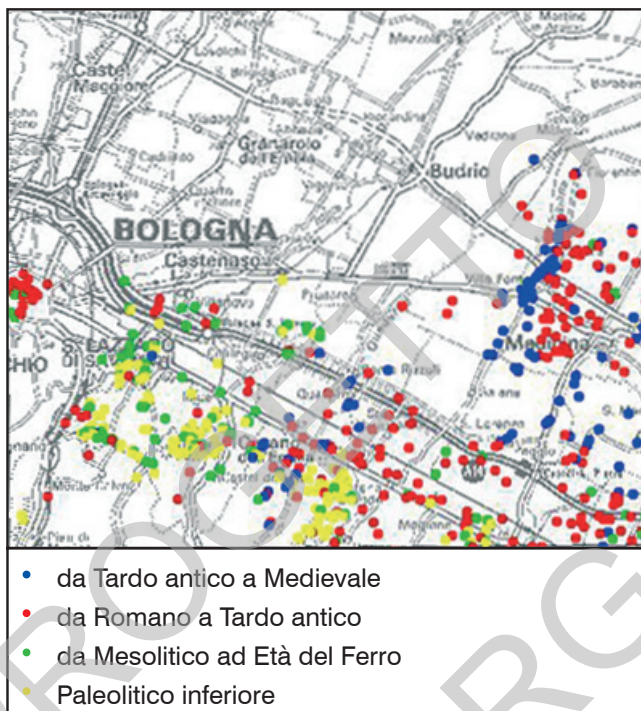


Fig.9 - Ubicazione dei dati archeologici nell'area del Foglio 221 - Bologna. Blu: da tardo antico a medievale; rosso: da romano a tardo antico; verde: da mesolitico ad età del ferro; giallo: paleolitico inferiore.

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 Soprintendenza Archeologica dell'Emilia-Romagna, una raccolta bibliografica dei reperti archeologici, alla quale è seguita una rappresentazione cartografica degli stessi (fig. 9). Questa raccolta è stata effettuata nelle zone in cui il ritrovamento

poveriti 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.

di tali reperti è più frequente, ovvero nelle porzioni di margine appenninico, e nelle zone più meridionali della pianura.

1.2. - 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.

1.2.1. - *Realizzazione della Banca Dati Geognostici*

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

- 1) l'acquisizione di copie cartacee relative a carotaggi, penetrometrie, stratigrafie di pozzi per acqua presso enti pubblici e privati (Tabb. 1 e 2).
- 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.
- 3) 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 221 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 tramite la loro copiatura da un sito ad un altro.

Nell'area di pianura del Foglio 221 sono stati recuperati complessivamente 3479 dati geognostici (compresi 226 dati di nuova realizzazione); la loro densità è di circa 6.7 dati per km². Come si evince dalla fig. 10 la densità delle informazioni è decisamente maggiore nell'area metropolitana bolognese rispetto alle circostanti aree agricole. Le caratteristiche principali dei dati raccolti sono illustrate in Tabelle 1 e 2.

TAB. 1 - *Enti.*

ENTI FORNITORI	n. di dati	%
S.P.D.S. Bologna	837	24.1
Ufficio Geologico R.E.R. (Progetto CARG)	255 (nuove realizzazioni)	7.3
Provincia Bologna	130	3.7
Comune Argelato	13	0.4
Comune Bologna	411	11.9
Comune Budrio	17	0.5
Comune Castenaso	61	1.7
Comune Medicina	26	0.7
Comune Molinella	19	0.5
Consorzi di Bonifica	29	0.8
FF.SS.	180	5.2
Autostrade S.p.A.	145	4.2
Liberi professionisti	1190	34.3
Altri	166	4.7
Totale	3479	100

TAB. 2 - *Tipi di dati.*

TIPI DI DATI	n. di dati	% sul totale (3479)	Prof. me- dia (mt)	Prof. min. (mt)	Prof. max. (mt)
Prove penetrometriche statiche	1047	30.1	12.2	0.7	37.4
Prove penetrometriche dinamiche	56	1.6	6.8	4.1	13.2
Sondaggi a carotaggio continuo	382	11	26.7	4	180.6
Sondaggi a distruzione di nucleo	849	24.4	13.8	1	70
Pozzi per acqua	857	24.7	102.6	6	600
Sondaggi esaminati dai rilevatori (di cui 17 del Progetto CARG)	32	0.9	52.6	14.7	300
Prove penetrometriche con punta elettrica (di cui 28 del Progetto CARG)	54	1.5	23.8	6.4	51.5
Prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (tutte eseguite per il Progetto CARG)	181	5.2	20.9	5.2	40.6
Altre indagini	21	0.6			

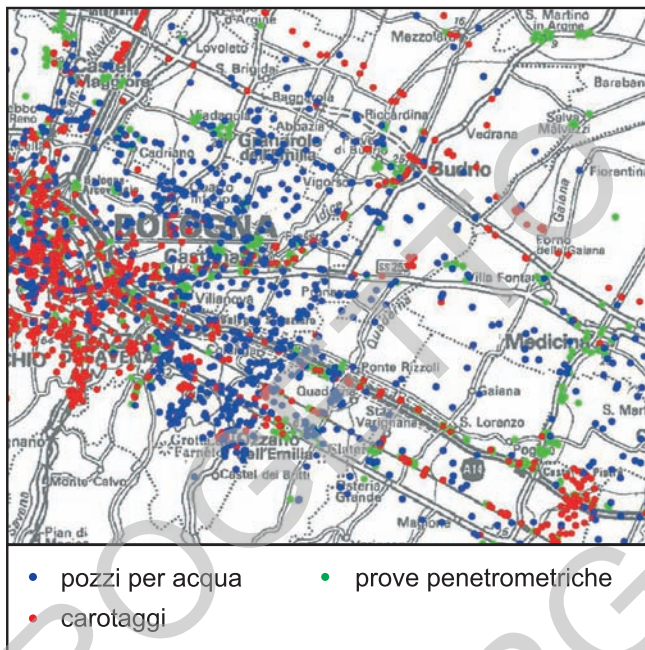


Fig.10 - Ubicazione delle stratigrafie relative a pozzi per acqua (in blu), sondaggi geognostici (in rosso), prove penetrometriche (in verde) e disponibili nella Banca Dati della Regione Emilia-Romagna relativamente all'area del Foglio 221 – Bologna.

1.2.2. - Elaborazione di uno schema geologico preliminare

L'elaborazione di uno schema geologico preliminare del sottosuolo si è basato sullo studio di una fitta rete 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. Le correlazioni sono state effettuate sulla base di criteri geometrici, guidati dall'individuazione di orizzonti guida, quali ad esempio corpi grossolani (ghiaia e sabbia) o corpi pelitici tabulari e particolarmente estesi, oppure orizzonti di torba e di argilla ricchi in sostanza organica.

1.2.3. - Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo

I sondaggi a carotaggio continuo rappresentano l'unico strumento di osserva-

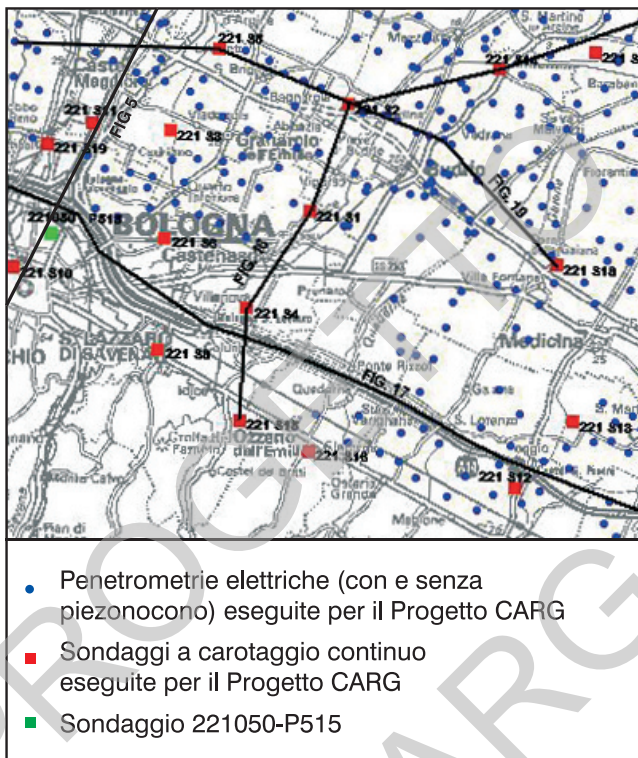


Fig.11 - Ubicazione dei sondaggi a carotaggio continuo (quadrati rossi) e delle prove penetrometriche con piezocono (pallini blu), eseguite dalla Regione Emilia-Romagna nell'ambito del Progetto CARG nell'area del Foglio 221 - Bologna, con indicazione delle tracce di sezione di figura 5, 16, 17 e 19. Il quadrato verde è riferito al sondaggio 221050 - P515 (figura 13 e 18).

zione 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, ecc.) le quali sono strumenti indispensabili per la verifica delle correlazioni stratigrafiche proposte. Per questi motivi sono stati eseguiti 17 sondaggi a carotaggio continuo per la realizzazione di questo foglio, la loro ubicazione è riportata in fig. 11. Tra questi 15 sono serviti per analizzare le unità più superficiali che sono specificamente oggetto della cartografia riportata nel Foglio allegato alla Carta geologica ed hanno una profondità compresa tra 25 e 60 metri. Due sondaggi (221 S15 e 221 S16) hanno invece attraversato tutta la successione alluvionale sino al raggiungimento del substrato marino, essi hanno raggiunto una profondità rispettivamente di 137,5 e 156 metri. Lo studio di sottosuolo del foglio 221 ha inoltre

beneficiario di un sondaggio a carotaggio continuo già disponibile, effettuato dalla Regione Emilia-Romagna e dal Comune di Bologna, nell'ambito di uno studio della subsidenza nell'area bolognese. Tale sondaggio, di seguito denominato sondaggio *subsidenza bolognese*, è profondo 300 metri ed attraversa gran parte della successione alluvionale qui presente. Esso è stato studiato ai fini stratigrafici e di attribuzione ambientale, sia attraverso l'analisi visiva, che grazie all'effettuazione di numerose analisi palinologiche realizzate grazie ad una collaborazione con il Dipartimento di Biologia Evoluzionistica Sperimentale dell'Università di Bologna. Durante i lavori di rilevamento si sono anche resi disponibili alcuni sondaggi realizzati dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna nell'ambito di un progetto sulla geologia delle aree urbane; si tratta di 8 sondaggi ubicati nell'area urbana bolognese, profondi mediamente 30 metri circa. Sono pure stati analizzati vari altri sondaggi, perforati per scopi di tipo geotecnico, su alcuni di essi, oltre all'analisi visiva, si sono effettuate datazioni radiometriche con il metodo del ^{14}C .

Fra le nuove indagini sono state inoltre realizzate 209 prove penetrometriche, sia con punta elettrica (28) che con punta elettrica e piezocono (181), che hanno raggiunto una profondità massima di 40.6 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 fig. 11 mostra la localizzazione dei sondaggi e delle prove penetrometriche eseguite appositamente per la realizzazione del presente foglio, nonché del sondaggio *subsidenza bolognese*.

Durante la perforazione dei sondaggi si sono inoltre prelevati campioni per analisi di tipo geotecnico, paleontologico e paleobotanico dei quali si dirà nei paragrafi successivi.

Nelle carote disponibili sono stati inoltre campionati alcuni orizzonti ricchi in sostanza organica per la datazione radiometrica al ^{14}C . Tutti i dati disponibili sono riportati in Tabella 3, mentre le ubicazioni dei campioni datati sono indicate in fig. 12.

TAB. 3 - Elenco dei campioni utilizzati per analisi al ^{14}C (per l'ubicazione delle carote, v. figura 12).

CODICE BANCA DATI	QUOTA SUL L.M.	PROFONDITA' CAMPIONE	UNITA	ETA ^{14}C NON CALIBRATA	MATERIALE DATATO	LABORATORIO
SONDAGGI						
221-S1	34	16,35	AES ₈	8945 ± 200	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S1	34	29,8	AES ₇	21780 ± 800	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S1	34	50,5	AES ₇	> 37000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S2	20	11,4	AES ₈	10980 ± 800	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S2	20	25,6	AES ₇	>= 35000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S2	20	42,7	AES ₇	>= 35000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S3	29	15,2	AES ₈	13025 ± 160	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S3	29	22,8	AES ₇	> 35000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S3	29	43,8	AES ₇	> 35000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S4	50	17,8	AES ₇	23640 ± 900	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S4	50	29,7	AES ₇	> 32700	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S5	23	24	AES ₇	19760 ± 900	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S5	23	48,65	AES ₇	>35000	LEGNO	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S8	60	29,8	AES ₇	>= 30000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S10	48	31,8	AES ₇	> 37000	TORBA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S11	29	14,9	AES ₈	8525 ± 100	TORBA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S11	29	24,3	AES ₇	19420 ± 800	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S11	29	39,4	AES ₇	>= 34000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S11	29	46,2	AES ₇	>= 40000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221-S12	55,5	7	AES ₈	5280 ± 200	LEGNO	ENEA (BOLOGNA)
221-S12	55,5	23,7	AES ₇	26300 ± 350	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
221-S18	16,3	7,6	AES ₈	3045 ± 55	LEGNO	E.T.H. (ZURIGO)
221-S18	16,3	10	AES ₈	8120 ± 110	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
221090P503	51	30	AES ₇	> 35000	TORBA	ENEA (BOLOGNA)

(continua)

(segue)

CODICE BANCA DATI	QUOTA SUL L.M.	PROFONDITA' CAMPIONE	UNITA	ETA ¹⁴ C NON CALIBRATA	MATERIALE DATATO	LABORATORIO
SONDAGGI						
221090P511	51	21	AES ₇	> 35000	TORBA	ENEA (BOLOGNA)
221090P513	51	7	AES ₈	7490 ± 60	LEGNO	ENEA (BOLOGNA)
221090P513	51	37	AES ₇	> 35000	TORBA	ENEA (BOLOGNA)
221090P514	51	21,5	AES ₇	> 35000	TORBA	ENEA (BOLOGNA)
221090P514	51	28,5	AES ₇	> 35000	TORBA	ENEA (BOLOGNA)
221160P502	41	12,3	AES ₇	>= 37000	TORBA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
AFFIORAMENTI						
221090A502	61	7	AES ₈	5660 ± 60	LEGNO	ENEA (BOLOGNA)
221090A502	61	8	AES ₈	11090 ± 70	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
221100A501	49	2,5	AES ₈	2010 ± 65	LEGNO	ENEA (BOLOGNA)
221100A502	54	2	AES ₈	6420 ± 80	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
221100A502	54	4	AES ₈	6700 ± 80	ARGILLA ORGANICA	ENEA (BOLOGNA)
221130A501	110	2,5	AES ₈	7730 ± 200	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221130A502	120	3	AES ₇	17420 ± 1000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221140A502	68	2,3	AES ₈	9310 ± 160	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221150A501	57,5	2,8	AES ₈	7590 ± 80	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221150A501	57	5,5	AES ₇	>= 30000	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221150A514	72	2	AES ₈	9080 ± 300	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
221160A501	53	2,5	AES ₈	8915 ± 200	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
AFFIORAMENTI IN VAL SAVENA FUORI DAL F. 221						
237040A501	173	2	AES ₈	9465 ± 225	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
237040A502	241	1	AES ₈	6940 ± 200	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)
238010A501	202	1	AES ₈	6460 ± 400	ARGILLA ORGANICA	L.O.D.Y.C. (PARIGI)



Fig.12 - Ubicazione delle carote utilizzate per analisi al ^{14}C (i dati relativi sono riportati in TAB. 3).

2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO

Lo studio stratigrafico dei depositi quaternari continentali è complicato da alcuni fattori oggettivi, quali la scarsità degli affioramenti, gli elevati costi connessi a prospezioni di sottosuolo, l'assenza di *marker* stratigrafici fisicamente tracciabili su lunghe distanze, la ricorrenza di facies simili a diversi livelli stratigrafici e, soprattutto, la difficoltà di datazione dei depositi alluvionali. A causa di questi problemi non esiste a tutt'oggi per il Quaternario continentale dell'Appennino emiliano-romagnolo una proposta di suddivisione stratigrafica che trovi concordi tutti gli specialisti del settore.

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* - UBSU - SALVADOR, 1987) e Unità allostratigrafiche - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE o NASC, 1983) o comunque legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (VAIL, 1987; POSAMENTIER *et alii*, 1988). Queste unità presentano un forte connotato operativo (MUTTI *et alii*, 1994) e trovano un impiego naturale nella cartografia geologica dei depositi quaternari.

Per la cartografia e la descrizione delle successioni marine che costituiscono l'ossatura del settore appenninico è stato seguito il criterio litostratigrafico (CNR-CCGG, 1992; SALVADOR, 1994). Sulla base delle recenti indicazioni in materia dettate dal Servizio Geologico Nazionale, per la cartografia e la descrizione dei depositi continentali quaternari della pianura e delle valli intramontane sono state utilizzate le UBSU (SALVADOR, 1987).

Le unità stratigrafiche cartografate nell'area del Foglio Bologna e qui di seguito descritte, presentano in genere il requisito di base inconforme che ne consente l'attribuzione alla categoria dei sintemi. Localmente, tuttavia, le superfici di discontinuità che delimitano queste unità possono passare a superfici di continuità stratigrafica. Le unità di fatto cartografate, quindi, corrispondono a pacchi di sedimenti delimitati da superfici-tempo e, per questo, coincidono con unità stratigrafico-deposizionali, di cui le sequenze deposizionali costituiscono il termine estremo.

All'interno dei sintemi, le unità litostratigrafiche costituiscono uno strumento operativo di primaria importanza, consentendo l'identificazione di litosomi corrispondenti a sistemi deposizionali, elementi deposizionali o associazioni di facies. La rappresentazione dei caratteri litologici e di facies dei principali corpi sedimentari riconosciuti attraverso l'impiego dei più comuni criteri litostratigrafici avviene così all'interno di unità inquadrate dal punto di vista cronostratigrafico e con una forte connotazione litostratigrafica.

3. - 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 e dei sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Questi ultimi comprendono depositi alluvionali, deltizi, litorali e marini, organizzati in successioni cicliche di vario ordine gerarchico. In affioramento, al margine appenninico padano, il Supersintema Emiliano-Romagnolo coincide con il ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e presenta un limite inferiore inconforme, evidenziato da una discordanza angolare sui depositi litorali delle Sabbie di Imola o su quelli marini di età più antica. Nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola, al margine del bacino padano, il Supersintema Emiliano-Romagnolo appoggia in discordanza angolare su depositi correlati alle Sabbie di Imola (ciclo Qm3" in figura 2). Il limite superiore coincide col piano topografico.

All'interno del Supersintema Emiliano-Romagnolo, sulla base del rilevamento di terreno (v. CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 Foglio 180 – Salsomaggiore Terme, in stampa, Foglio 238–Castel San Pietro Terme, in stampa e

Foglio 219–Sassuolo, 2005), è stata riconosciuta al margine appenninico padano (al di fuori dell'area del Foglio Bologna) una superficie di discordanza angolare di pochi gradi che separa depositi prevalentemente limosi e sabbiosi di piana alluvionale (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI) da sovrastanti ghiaie di conoide o terrazzo alluvionale (Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES). I due sintemi identificati entro il Supersintema Emiliano-Romagnolo sono correlabili, per significato e posizione stratigrafica, a due unità individuate in sottosuolo al margine del Bacino Padano e caratterizzate dalla dominanza di depositi alluvionali rispettivamente fini e grossolani (AMOROSI & FARINA, 1995; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Nelle porzioni di sottosuolo del Foglio Bologna l'unità è caratterizzata da una geometria marcatamente cuneiforme, con spessori variabili da alcune decine di metri nei pressi del margine pedecollinare sino ad oltre 500 metri nella zona depocentrale, ubicata verso il margine settentrionale del foglio (figg. 2 e 5).

L'età del Supersintema è attribuibile al Pleistocene medio - Olocene (~ 650.000 anni B.P. - Attuale). Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore non affiora nell'area in esame. Conseguentemente, il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore comprende la totalità dei depositi di terrazzo, conoide e piana alluvionale affioranti nell'Appennino e nella pianura bolognese.

3.1. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AEI)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore costituisce la porzione inferiore, non affiorante, del Supersintema Emiliano-Romagnolo. Considerata la profondità mediamente elevata (sino ad oltre 300 metri dal p.c.- vedi figg. 2 e 5) alla quale viene intercettato il tetto di AEI nel sottosuolo della pianura bolognese, sono pochi i casi di sondaggi in grado di descriverne l'organizzazione delle facies.

In corrispondenza del sondaggio 221050 - P515 (fig. 13), che attraversa l'intero Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore raggiungendone la base intorno a – 200 m dal piano campagna (vedi fig. 5), AEI è costituito dall'alternanza di sabbie e limi/argille (il rapporto grossolano/fine è lievemente inferiore a uno), con una quantità estremamente subordinata di ghiaie. Caratteristica di questa unità è la frequente presenza di sequenze granulometriche negative alla scala dei 2-5 metri, associata allo scarsissimo sviluppo di paleosuoli. Orizzonti di argille organiche e concentrazioni di legni sono frequenti a vari livelli stratigrafici. Sequenze positive di canale fluviale, a base erosiva e relativamente elevato contenuto in ghiaia, sono riconoscibili in corrispondenza delle principali aste fluviali sulla base della Banca Dati Geologici della Regione Emilia-Romagna.

L'ambiente deposizionale è di piana alluvionale o piana costiera, con abbondante sviluppo d'aree topograficamente depresse di tipo palustre, colmate in

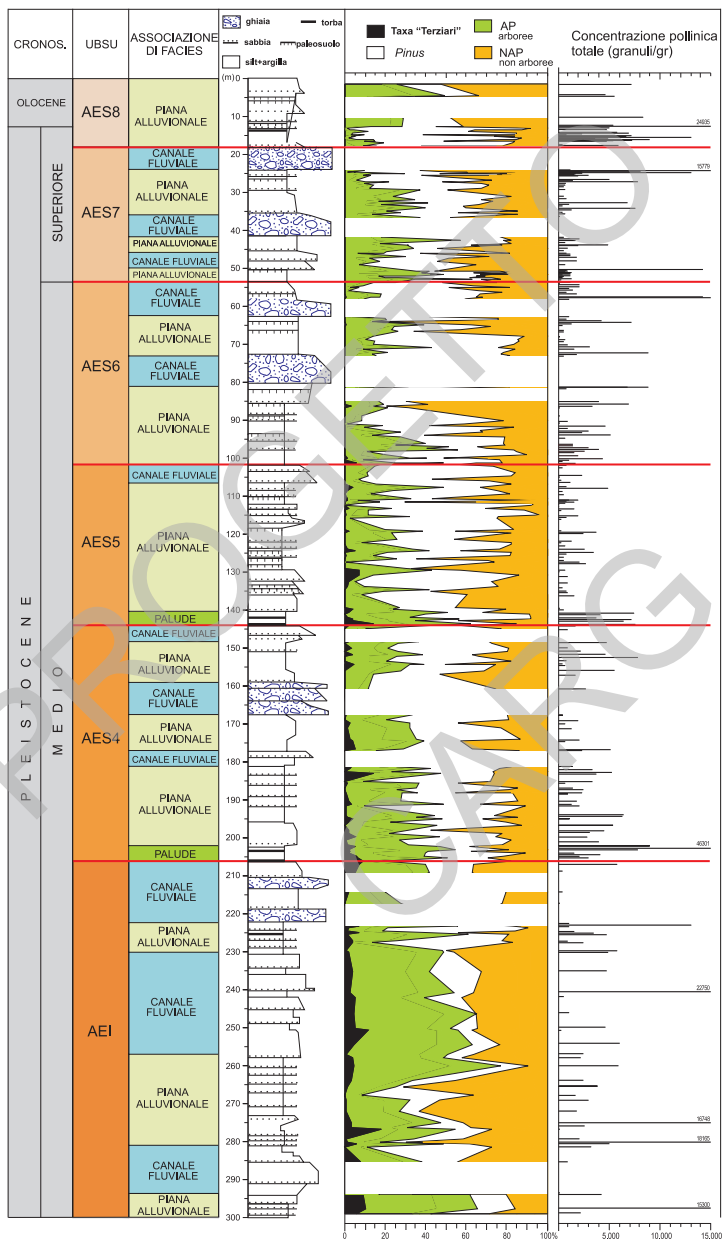


Fig.13 - Stratigrafia del Supersistema Emiliano-Romagnolo e stratigrafia pollinica del sondaggio 221050 - P515.

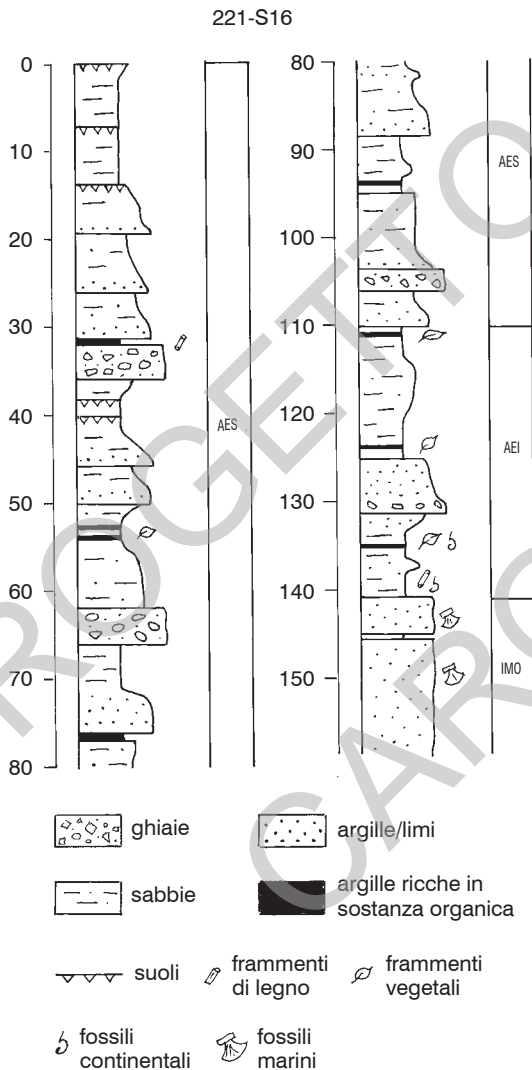


Fig.14 - Stratigrafia del Supersistema Emiliano-Romagnolo nel sondaggio 221-S16.

seguito ad episodi di rotta fluviale o alla formazione di piccoli apparati deltizi (microdelta o subdelta).

Lo spessore di AEI diminuisce rapidamente verso il margine della pianura, a causa di fenomeni erosivi precedenti la messa in posto di AES e il sintema non è mai affiorante al margine appenninico bolognese (figg. 2 e 5). In località

Tolara (sondaggio 221-S16), dove è riconoscibile in carota il contatto tra AEI e i sottostanti depositi litorali delle Sabbie di Imola a una profondità di circa 140 m (fig. 14), AEI ha uno spessore complessivo di circa 30 metri e presenta caratteri di facies analoghi a quelli sopra descritti. E' da sottolineare il caratteristico colore grigio-verde dei limi e delle argille attribuiti a questa unità, che contrasta fortemente con il colore grigio-nocciola o giallo-bruno del sovrastante Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

L'età attribuita a AEI è, per posizione stratigrafica, il Pleistocene medio. In REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), l'unità è datata tra 350.000-450.000 e 650.000 anni.

3.2. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) costituisce la porzione superiore del Supersintema Emiliano-Romagnolo e comprende la totalità dei depositi continentali affioranti all'interno del Foglio Bologna. Lo spessore di AES varia da pochi metri al margine appenninico fino a un massimo di 330 metri nel sottosuolo, in corrispondenza della zona depocentrale (fig. 5).

Nelle porzioni intravallive e di margine appenninico, l'unità è costituita da depositi terrazzati di piana alluvionale intravalliva che appoggiano in discordanza su depositi marini più antichi, senza interposizione di AEI (figg. 2 e 5). Si tratta di ghiaie e sabbie di canale fluviale passanti ad alternanze di argille, limi e sabbie di piana inondabile variamente pedogenizzati.

Il rilevamento geologico effettuato nell'ambito del progetto CARG ha permesso di suddividere AES in alcune unità stratigrafiche di rango inferiore (subsintemi), riconosciute nelle porzioni intravallive e lungo il margine appenninico emiliano-romagnolo (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 220-Casalecchio di Reno, in stampa; Foglio 238-Castel S. Pietro Terme, in stampa; Foglio 255-Cesena, in stampa; vedere anche AMOROSI *et alii*, 1996b).

I singoli subsintemi, correlabili su più aste fluviali, corrispondono a singoli terrazzi alluvionali o a insiemi di terrazzi alluvionali attribuibili a più ordini. Terrazzi alluvionali appartenenti a subsintemi differenti sono separati da ampie scarpate erosive e spesso si caratterizzano per una diversa giacitura (le discordanze angolari sono dell'ordine del grado) e un differente grado di evoluzione pedogenetica. E' importante sottolineare che non vi è relazione diretta tra subsintemi e numerazione degli ordini di terrazzo nelle diverse aste vallive; lo stesso subsintema, infatti, può essere riconosciuto in una valle in corrispondenza di un certo ordine di terrazzo, mentre nella valle adiacente può corrispondere ad un ordine di terrazzo differente.

Dei diversi subsintemi che compongono AES, quattro (AES₅, AES₆, AES₇ e

AES8) sono chiaramente identificabili nell'area del Foglio Bologna. AES5, AES6 ed AES7 affiorano unicamente nel settore intravallivo e allo sbocco dei torrenti appenninici in pianura, mentre AES8 affiora in tutta l'area di pianura.

Nei settori di margine appenninico compresi tra aste fluviali contigue (interfluvi) la distinzione di AES in subsintemi non è facilmente eseguibile. Qui infatti non sono più ben riconoscibili le scarpate di erosione fluviale che nelle aste vallive maggiori separano i diversi subsintemi di AES. Per questo motivo, nei settori di interfluvio si è provveduto a una generica attribuzione dei depositi ad AES. In queste aree l'unità è caratterizzata da limi sabbiosi o sabbie limose, con rari livelli più grossolani; le ghiaie, quando presenti, sono fini, e generalmente composte da litotipi derivanti dall'erosione di IMO. Al loro interno questi depositi sono organizzati in sequenze positive di spessore plurimetrico; la base di queste sequenze è caratterizzata dalla presenza di uno o due metri di sabbie più o meno ghiaiose, mentre al tetto si sviluppano suoli (da Entisuoli ad Alfisuoli, SOIL SURVEY STAFF, 1980) con fronte di alterazione spesso fino ad alcuni metri. Anche la superficie topografica presenta depositi intensamente pedogenizzati. Qui i suoli (Alfisuoli) sono generalmente policiclici e di spessore fino a cinque-sei metri. L'ambiente di sedimentazione di questi depositi è prevalentemente costituito dalle conoidi alluvionali dei piccoli torrenti che solcano la zona di interfluvio.

Questi depositi presentano una caratteristica geometria cuneiforme, con spessori che vanno da pochi metri nei settori montani ad alcune decine di metri verso il limite con l'antistante pianura.

Sulla superficie topografica sono ben documentati numerosi ritrovamenti di manufatti litici di età paleolitica. I manufatti di tecnica levallois sono in giacitura primaria, mentre quelli di tecnica protolevallois e clactoniana si presentano sempre risedimentati (LENZI & NENZIONI, 1996). Sulla base di questi ritrovamenti è possibile attribuire a gran parte di questi depositi un'età minima del Pleistocene medio terminale. Dal punto di vista morfologico questi depositi sono caratterizzati da una pendenza che tende ad aumentare dalla pianura verso monte. Questo aumento di pendenza non è tuttavia continuo, ma si manifesta attraverso deboli scarpate che fungono da raccordo tra porzioni più pianeggianti. Queste scarpate sono chiaramente connesse con l'evoluzione del reticolo idrografico secondario; per quel che riguarda la loro natura, è possibile che esse riflettano fasi successive del sollevamento del margine appenninico.

In assenza di continuità fisica tra i depositi e in assenza di datazioni, la relazione temporale tra queste scarpate e quelle presenti all'interno delle aste vallive principali non è chiarita. E' possibile che le ampie superfici erosive che caratterizzano le valli principali possano essere correlate non tanto con le deboli scarpate presenti nei settori di interfluvio, quanto con i principali orizzonti pedogenizzati che caratterizzano queste successioni.

Nel sottosuolo di pianura del Foglio Bologna, l'interpretazione di profili si-

smici ha messo in luce il limite localmente discordante tra AES e il sottostante AEI (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) (fig. 2). Il limite superiore di AES corrisponde alla superficie topografica. Sono pochi i sondaggi di qualità che attraversano interamente AES. Dalla correlazione di questi è possibile ricostruire nel dettaglio caratteri di facies (fig. 15) e stratigrafia (figg. 16 e 17) del sintema.

AES è caratterizzato al suo interno dall'alternanza ciclica, su spessori dell'ordine di 20-40 m, di pacchi di materiale fine (limi e argille e subordinate sabbie di piana inondabile) con depositi in cui la componente grossolana (ghiaie e sabbie di canale fluviale) è prevalente o comunque abbondante. La granulometria e lo spessore dei corpi grossolani diminuiscono sottocorrente su distanze relativamente brevi (fig. 16). All'interno dei singoli cicli deposizionali i corpi grossolani passano verso l'alto da geometrie prevalentemente nastriformi, individuabili nella porzione pelitica dei cicli, a geometrie prevalentemente tabulari e tabulari-allungate, caratteristiche delle porzioni prevalentemente grossolane (AMOROSI & FARINA, 1995; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 256-Rimini, 2005). Il caratteristico pattern radiale delle paleocorrenti e l'apertura a ventaglio in pianta dei corpi grossolani, a partire dalla terminazione in pianura delle valli intramontane (fig. 7), consente l'attribuzione della parte alta dei cicli a sistemi coalescenti di conoidi alluvionali dominate da processi fluviali (AMOROSI *et alii*, 1997).

Il lavoro condotto a scala sia locale (AMOROSI & FARINA, 1995; AMOROSI *et alii* 1996b) che regionale (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) permette di inserire i cicli sopra descritti in una ciclicità di ordine gerarchico superiore, evidenziata da spessori pluridecametrici composti da depositi fini alla base e grossolani al tetto. Questa ciclicità è ben osservabile in fig. 10, dove è ben visibile la notevole continuità fisica degli orizzonti argilloso-limosi basali.

La base dei cicli sedimentari, qui definiti come subsintemi, è posta convenzionalmente in prossimità del tetto (anziché della base, vedi AMOROSI & FARINA, 1995) dei corpi grossolani (vedi figg. 15-17). Questa scelta ha un significato essenzialmente operativo, in quanto permette una immediata correlazione con i cicli trasgressivo-regressivi cartografati in settori più distali del bacino. In quest'ottica, le porzioni argilloso-limose basali dei cicli individuati nel sottosuolo del Foglio 221 vengono correlate tentativamente con i depositi marino marginali trasgressivi e di stazionamento alto che costituiscono le porzioni basali dei cicli riconosciuti nel sottosuolo della piana costiera (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 223-Ravenna, 2002, Foglio 256-Rimini, 2005).

L'architettura dei cicli deposizionali è chiaramente documentata lungo gli assi dei fiumi principali, laddove i contrasti litologici sono più marcati. In aree molto prossimali i corpi ghiaiosi appartenenti a cicli deposizionali distinti sono frequentemente amalgamati e i diversi subsintemi virtualmente indistinguibili (fig. 3).

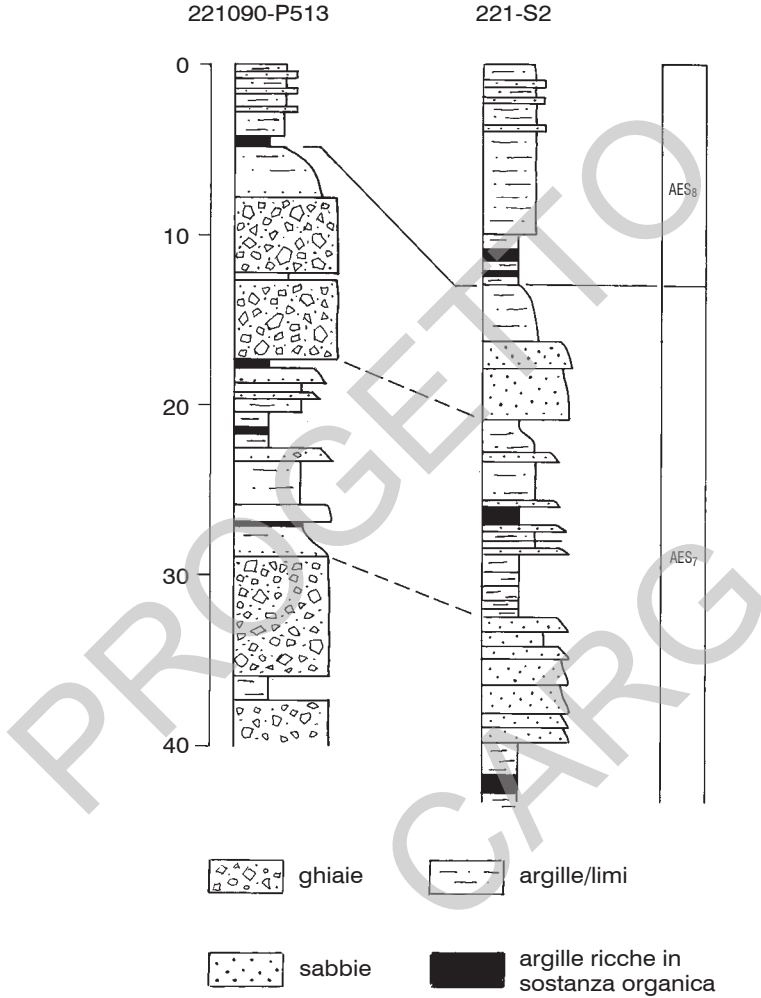


Fig.15 - Sequenze di facies all'interno del Subsistema di Ravenna e del Subsistema di Villa Verucchio e correlazione stratigrafica di sondaggi rappresentativi di aree prossimali (sondaggio 221090 - P513) e distali (sondaggio 221-S2). Modificato da AMOROSI & FARINA (1995).

All'estremo opposto, in settori scarsamente interessati dall'attività fluviale, dove i depositi grossolani sono scarsi o assenti (aree interfluviali o di interconoide, v. sottosuolo di Bologna in fig. 4), l'assenza di forti contrasti litologici determina alcuni problemi nella definizione dei limiti di ciclo.

La correlazione tra i subsistemi distinti in affioramento e i cicli deposizionali identificati in sottosuolo è problematica a causa della scarsa preservazione dei

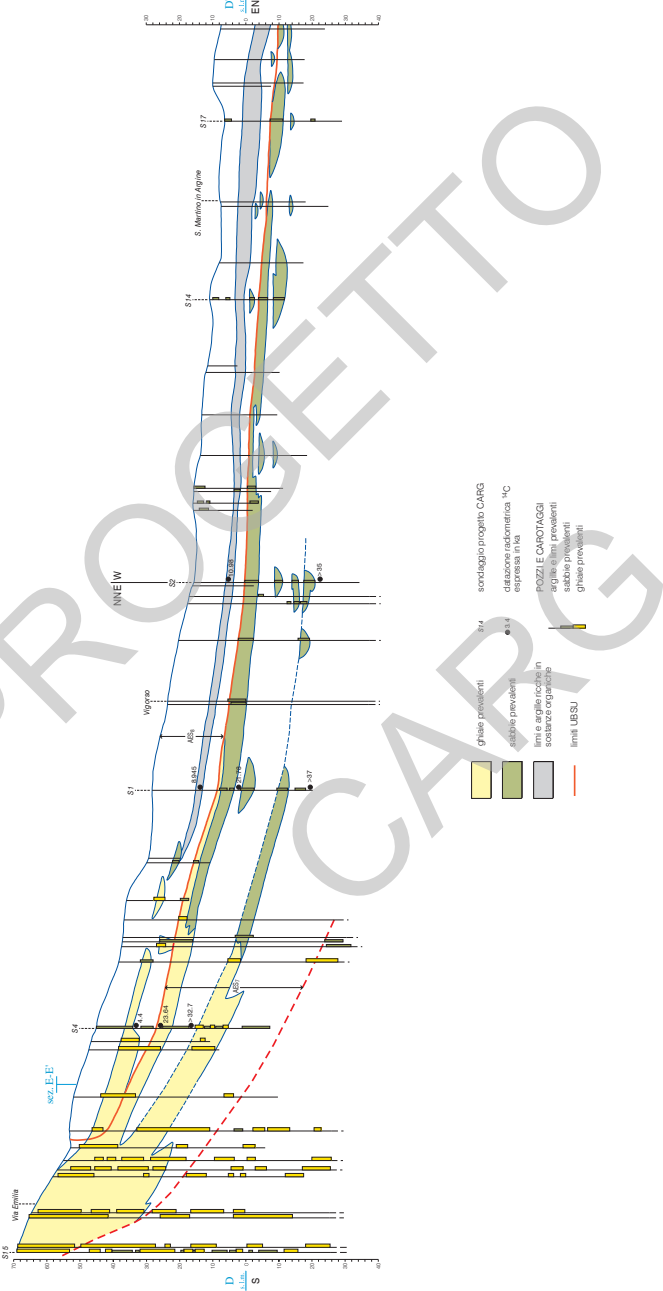


Fig.16 - Stratigrafia del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore in sezione perpendicolare alla catena appenninica. (Sezione D-D' del foglio allegato). L'esagerazione verticale è di 50x.

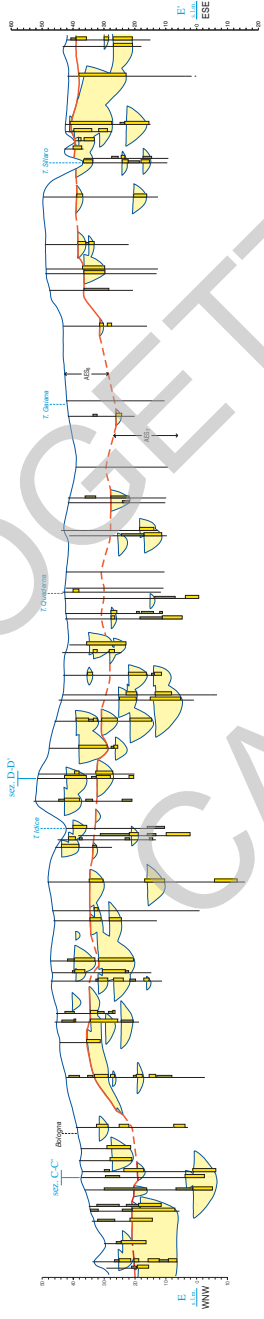
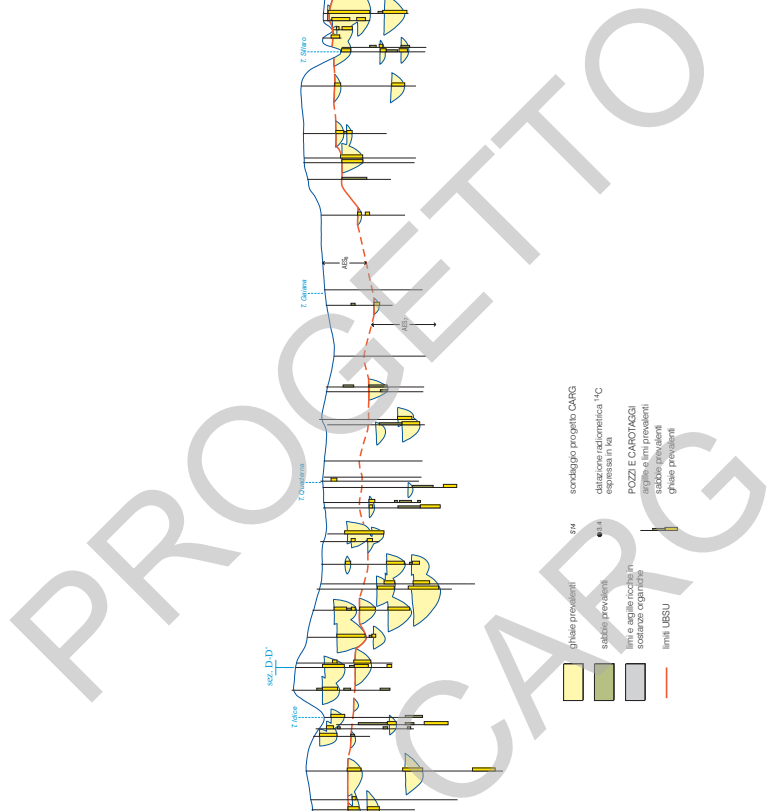


Fig.17 - Stratigrafia del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore in sezione parallela alla catena appenninica. (Sezione E-E' del foglio allegato). L'escavazione verticale è di 50x.

depositi alluvionali al margine appenninico, dell'assenza di superfici guida fisicamente tracciabili e di notevoli difficoltà nella datazione di depositi continentali oltre il limite di risoluzione del ^{14}C (AMOROSI *et alii*, 1996b).

Per questo motivo le correlazioni proposte nella cartografia di sottosuolo, inserita nel foglio allegato, vengono limitate ai subsistemi sommitali (AES8 e AES7); per essi infatti il gran numero di sondaggi disponibili e, soprattutto, il controllo cronologico tramite datazioni al ^{14}C (Tab. 3), ha fornito un quadro sufficientemente affidabile per la correlazione tra le porzioni affioranti e quelle sepolte.

I subsistemi sottostanti possono essere correlati tentativamente, per posizione stratigrafica, ai complessi acquiferi A2-A4 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) (cfr. fig. 1).

Nell'ottica di chiarire il quadro cronostratigrafico di questi depositi ci si è avvalsi di ulteriori metodologie di studio, quali la palinostratigrafia. Lo studio pollinico effettuato su alcuni carotaggi eseguiti appositamente ha evidenziato l'assenza di *taxa* appartenenti a gruppi paleofloristici che nell'ambito padano sono riferibili a periodi più antichi della parte superiore del Pleistocene medio (cfr. BERTOLDI, 1995). Ciò suggerisce che l'età di AES non sia più antica di tale periodo. Il dato pollinico permette inoltre l'identificazione di due associazioni paleofloristiche principali (fig. 13): una, riconducibile a condizioni climatiche glaciali o stadiali, è generalmente riscontrata all'interno di depositi grossolani ed è caratterizzata dalla presenza di pochi elementi (associazioni oligotipiche), con *Pinus* dominante e piante non-arboree come *Artemisia*, Asteraceae t. Cichorioideae, Poaceae ed *Ephedra*; l'altra, riferibile a condizioni climatiche meno rigide e relativamente più termofile, caratterizza i depositi fini alla base dei subsistemi e presenta un maggiore arricchimento in elementi arborei decidui come *Quercus*, *Betula*, *Corylus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Salix* e *Fagus*.

L'età della base di AES è attribuita al Pleistocene medio (350-450 ka secondo REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

3.2.1. - *Subsistema di Liano (AES₄)* (solo sottosuolo)

Questa unità è stata individuata tentativamente solo nel sottosuolo della pianura, dove essa corrisponde ad un ciclo, localizzato in corrispondenza del sondaggio 221050 - P515 tra le quote - 202 metri e - 144 metri dal p.c. (fig. 13), composto da una porzione inferiore fine ed una sommitale grossolana (fig. 5); questo ciclo corrisponde al complesso acquifero A4 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) e DI DIO & CAPORALE (1998). Lo spessore massimo di questi depositi nel sottosuolo è di 80 metri circa.

Età: Pleistocene medio, per posizione stratigrafica.

3.2.2. - *Subsistema di Torre Stagni (AES₅)*

E' stato attribuito a questa unità, per posizione stratigrafica, un deposito alluvionale terrazzato presente in sinistra idrografica del torrente Savena nei pressi dello sbocco vallivo, poco a monte della città di Bologna. Nell'unico affioramento studiabile, l'unità si presenta costituita da ghiaie di spessore plurimetrico intensamente pedogenizzate (Alfisuolo), di colore rosso brunastro (2,5 - 5 YR della Munsell soil color charts); superiormente è presente una copertura fine anch'essa alterata, per uno spessore complessivo in affioramento di una decina di metri.

I depositi affioranti di AES₅ sono tentativamente correlati nel sottosuolo a un ciclo, localizzato in corrispondenza del sondaggio 221050 - P515 tra le quote -144 metri e - 97 metri dal p.c. (fig. 13), composto da una porzione inferiore fine ed una sommitale grossolana (fig. 5); questo ciclo corrisponde al complesso acquifero A3 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) e DI DIO & CAPORALE (1998). Lo spessore massimo di questi depositi nel sottosuolo è di 80 metri circa nel sottosuolo.

Età: Pleistocene medio, per posizione stratigrafica.

3.2.3. - *Subsistema di Bazzano (AES₆)*

L'unità è costituita da depositi di conoide alluvionale terrazzati che affiorano allo sbocco vallivo delle valli dei torrenti Savena, Zena ed Idice; in pianura l'unità non è affiorante, essendo erosa o sepolta all'altezza del margine appenninico dal Subsistema di Villa Verucchio. L'inclinazione di questi depositi nei tratti terminali delle valli varia dal 30 al 45 per mille (corrispondente a 1,7 - 2,7 gradi).

I depositi di AES₆ sono costituiti prevalentemente da ghiaie di canale fluviale, caratterizzate da un aumento verso l'alto della matrice sabbiosa. Lo spessore massimo è di una decina di metri, il contatto inferiore è erosivo e discordante su IMO. La successione si presenta intensamente pedogenizzata: il suolo (Alfisuolo) ha un fronte di decarbonatazione di 7 metri circa ed un colore rosso brunastro (2,5 - 5 YR della Munsell soil color charts). All'interno di queste ghiaie sono stati rinvenuti numerosi reperti paleolitici rimaneggiati di tecnica clactoniana e protolevallois (LENZI & NENZIONI, 1996). Le ghiaie sono sormontate da depositi fini di piana inondabile, costituiti da alternanze di limi più o meno argillosi o sabbiosi e da sabbie; lo spessore massimo di questa copertura fine è di una ventina di metri (parte di questi depositi sono stati interpretati da alcuni autori come loess, (CREMASCHI, 1978; FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1991). Anche questi depositi si presentano intensamente pedogenizzati; sulla superficie topografica affiora un suolo (alfisuolo) tipicamente bruno giallastro (2,5 Y - 10 YR della Munsell soil color charts), spesso alcuni metri, sviluppato prevalentemente in argille. Nella

porzione sommitale sono stati rinvenuti numerosi reperti paleolitici in posto di tecnica levallois (LENZI & NENZIONI, 1996).

Il suolo presente al tetto della porzione inferiore grossolana rappresenta sicuramente, in considerazione del suo rilevante spessore, una discontinuità stratigrafica di significato importante. Questa discontinuità è stata enfatizzata in letteratura attraverso l'individuazione di due unità stratigrafiche distinte, denominate unità di Villa del Bosco 1 e Villa del Bosco 2 (NENZIONI & VANNELLI, 1982). Dal punto di vista della suddivisione in sintemi qui adottata, non risulta chiaro se la suddetta discontinuità sia interna a AES₆ o se invece debba essere intesa come la superficie di separazione di due diversi subsintemi. In quest'ultimo caso i depositi fini al di sopra del suolo rosso brunastro sarebbero già da attribuire a AES₇. Il limitato areale di affioramento di questi depositi, la mancanza di continuità fisica tra essi e l'antistante pianura e, soprattutto, la difficoltà di una loro datazione, rende problematica la scelta tra l'una o l'altra ipotesi. In questa sede si è scelto di interpretare i terreni fini presenti al di sopra del suolo rosso brunastro come appartenenti ad AES₆, che quindi risulterebbe suddiviso in almeno due unità di rango inferiore, non distinte in carta. La presenza di distinzioni interne a AES₆ è peraltro ben documentata in altre valli appenniniche, dove all'interno del subsistema sono chiaramente distinguibili più ordini di terrazzo fluviale; ciò avviene ad esempio nel Fiume Reno, immediatamente ad ovest del foglio 221, o nel fiume Ronco, poco a monte della città di Forlì (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 220-Casalecchio di Reno, in stampa e Foglio 255-Cesena, in stampa).

L'età minima di AES₆, in relazione ai manufatti litici presenti, si colloca nella parte terminale del Pleistocene medio. Non esistono invece dati relativi all'età della base di questa unità, che dovrebbe comunque collocarsi nella parte alta del Pleistocene medio.

I depositi affioranti di AES₆ sono tentativamente correlati nel sottosuolo a un ciclo, localizzato in corrispondenza del sondaggio 221050 - P515 tra le quote -101 m e - 54,5 m dal p.c. (fig. 13), composto da una porzione inferiore fine ed una sommitale grossolana (fig. 5); questo ciclo corrisponde al complesso acquifero A2 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) e DI DIO & CAPORALE (1998). Questi depositi sono costituiti da ghiaie e sabbie prevalenti nelle porzioni più prossimali e da argille e limi prevalenti alternati a sabbie nelle zone distali. Lo spessore massimo di questi depositi nel sottosuolo è di 80 metri circa. Sulla base di quanto sopra indicato lo spessore in affioramento è invece di circa 30 metri.

Sulla base delle relazioni stratigrafiche con l'unità sovrastante (AES₇) e dello schema di correlazione con i cicli glacio-eustatici del Quaternario, l'età del complesso acquifero A2 dovrebbe essere compresa tra 230 ka e 130 ka.

3.2.4. - *Subsintema di Villa Verucchio (AES7)*

Nell'area del Foglio Bologna sono stati attribuiti al Subsintema di Villa Verucchio alcuni depositi terrazzati di piana intravalliva affioranti lungo le valli e agli sbocchi vallivi dei torrenti Savena, Zena e Idice. Questi depositi sono correlabili per posizione stratigrafica e tipo di alterazione pedogenetica ai depositi di terrazzo alluvionale attribuiti a AES7 nell'area tipo (Foglio 256, Rimini). Il limite inferiore del subsintema affiora a tratti lungo le aste vallive sopradette ed è costituito da una superficie di erosione fluviale che mette in contatto i terreni di AES7 con il sottostante substrato marino.

Sulla base di elementi morfologici (quota topografica di affioramento, inclinazione della superficie di tetto) e caratteristiche pedologiche (grado di maturità dei suoli e spessore del fronte di alterazione al tetto dei depositi) è possibile una suddivisione dei depositi di terrazzo alluvionale appartenenti a AES7 in due gruppi di terrazzi corrispondenti a unità stratigrafiche di rango inferiore: l'Unità di Niviano e l'Unità di Vignola.

Unità di Niviano (AES7_a). È stato attribuito a questa unità un deposito terrazzato di conoide alluvionale affiorante in sinistra idrografica allo sbocco vallivo del torrente Zena. In pianura l'unità non è affiorante, essendo erosa o sepolta all'altezza del margine appenninico dall'unità di Vignola e da AES8. L'inclinazione di questo terrazzo è del 18 per mille (corrispondente a 1 grado).

L'unità è costituita da ghiaie intensamente pedogenizzate, il suolo (Alfisuolo) ha un fronte di decarbonatazione di 5 metri circa ed un colore rosso brunastro (7,5 - 5 YR della Munsell soil color charts). Lo spessore massimo di questa unità in affioramento è di circa 10 metri.

Lo spessore del profilo d'alterazione pedogenetica (vedi schema classificativo di McFADDEN, 1988), l'assenza di reperti paleolitici di tecnica levallois (LENZI & NENZIONI, 1996) e il quadro delle correlazioni con il sottosuolo sono gli elementi che permettono di riferire AES7 alla porzione intermedia del Pleistocene superiore.

Unità di Vignola (AES7_b). Prende il nome dall'unità di Vignola di GASPERI *et alii* (1987), con la quale presenta forti analogie in termini di caratteri pedologici e morfologici. Allo sbocco dei fiumi e dei torrenti in pianura l'unità è costituita da depositi grossolani di conoide alluvionale ben affioranti in ciascuna delle tre valli principali del Foglio 221 (Torrente Savena, Torrente Zena, Torrente Idice). Qui l'unità è composta da ghiaie di spessore plurimetrico, amalgamate su ghiaie più antiche oppure poggianti direttamente sul substrato marino. L'inclinazione della superficie topografica è del 14 per mille (corrispondente a 0.8 gradi). Il tetto dell'unità presenta un suolo caratterizzato da un orizzonte superiore decarbona-

tato, che può raggiungere lo spessore di 2 metri, di colore bruno scuro e bruno rossastro (Hue 7,5-5YR, Value 3-4, Chroma 2-4), dalla presenza di un orizzonte di alterazione con discontinue evidenze di accumulo di argilla illuviale (Bt) e dallo sviluppo di orizzonti di accumulo di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni nei depositi fini e di croste attorno ai ciottoli nei depositi grossolani. Lo spessore massimo di questa unità in affioramento è di circa 10 metri.

Lo spessore del profilo d'alterazione pedogenetica (vedi schema classificativo di MCFADDEN, 1988) e il quadro di correlazione con il sottosuolo permettono di riferire AES7b alla parte alta del Pleistocene superiore.

Nel sottosuolo, AES7 ha uno spessore variabile di 40-100 metri ed è costituito dall'alternanza di depositi prevalentemente limoso-argillosi di piana alluvionale con depositi prevalentemente ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale. La base di AES7, localizzata in corrispondenza del sondaggio 221050 - P515 alla quota di -54,5 m dal p.c. (fig. 13), viene posizionata su gran parte dei sondaggi della Banca Dati Geologica in corrispondenza del brusco passaggio di facies da depositi prevalentemente ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale a 10-15 m di limi, argille e sabbie, con ghiaie subordinate, di piana alluvionale (fig. 5). Il quadro delle conoscenze regionali (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 223-Ravenna, 2002, Foglio 256-Rimini, 2005) permette di correlare la porzione inferiore fine di questo ciclo con i depositi marino marginali attribuiti alla trasgressione (e successiva fase di stazionamento alto) tirreniana individuati nel sottosuolo della piana costiera. All'interno di AES7, che è stratigraficamente compreso tra AES6 e AES8, si riconoscono due principali fasi di attivazione dei sistemi di conoide alluvionale.

I corpi ghiaiosi (sabbiosi in settori relativamente più distali del bacino) nella parte inferiore-media dell'unità hanno spessore generalmente compreso tra 5 e 10 metri, geometria prevalentemente tabulare allungata e sono solo localmente coalescenti. Al di sopra di circa 5-10 m di depositi prevalentemente limosi di piana alluvionale, comprendenti corpi sabbiosi di circa un metro di spessore (depositi di rotta fluviale) e argille fortemente arricchite in materia organica, con orizzonti di torba (depositi di palude, di età generalmente superiore a 35 ka BP), la porzione superiore di AES7 è definita da un intervallo stratigrafico di circa 15 m di spessore, in corrispondenza del quale i depositi di canale fluviale presentano la massima concentrazione ed estensione laterale (figg. 16 e 17). Dalla complessa sovrapposizione e giustapposizione di questi corpi lenticolari risulta un corpo sedimentario composito a geometria tabulare, che costituisce la prosecuzione fisica in sottosuolo dei depositi ghiaiosi di terrazzo alluvionale correlabili con l'unità di Vignola e che rappresenta la fase di massima espansione e coalescenza dei conoidi alluvionali al margine meridionale del bacino padano. Granulometria, frequenza e spessore dei depositi di canale diminuiscono sottocorrente, dove è osservabile la

transizione da corpi ghiaiosi tabulari a corpi sabbiosi nastriformi (fig. 16).

La correlazione al margine del bacino padano tra il tetto di AES7 in sottosuolo e i depositi di terrazzo alluvionale dell'unità di Vignola è resa possibile, oltre che su base geometrica, dalla presenza in sottosuolo al tetto delle ghiaie del tipico suolo di colore bruno scuro e bruno rossastro riconosciuto in affioramento. La presenza di questo paleosuolo indica uno iato deposizionale dell'ordine di almeno 10 ka al contatto tra AES7 e il sovrastante AES8. Allontanandosi dalla catena, il suolo bruno viene sostituito da paleosuoli meno evoluti (AMOROSI *et alii*, 1997), ad indicare una lacuna stratigrafica di minore entità al passaggio con AES8.

Nel sondaggio 221050 - P515 la porzione basale di AES7 è caratterizzata rispetto ai depositi sottostanti da un'importante variazione nelle associazioni polliniche (fig. 13), che presentano tra le quote - 53,7 m e - 50,5 m dal p.c. tre picchi successivi di latifoglie decidue e di *Quercus*, associati a valori molto bassi di *Pinus*. Un segnale analogo è registrato al sondaggio 221-S2 (fig. 18) intorno a quota - 47 m, dove si registra un brusco abbassamento nei valori di tutte le piante erbacee (Poacee, Composite e Chenopodiacee in particolare) e un picco di piante arboree, quali *Quercus*, *Tilia* e *Ulmus*. Questa associazione pollinica, sebbene complessivamente più povera rispetto a quanto documentato in depositi coevi di altri settori del bacino padano (AMOROSI *et alii*, 1999a), è interpretata come l'espressione in ambiente continentale dello stadio isotopico 5.

In prossimità della base dei corpi grossolani a circa 42 m di profondità nel sondaggio 221-S2, questa associazione viene sostituita da un'altra legata a climi freddi, caratterizzata dalla presenza di elementi steppici di clima arido e, in generale, di piante erbacee di ambienti aperti (fig. 18). In questo intervallo (che si estende fino a quota -11 m) si registra una presenza costante di *Pinus* (con punte dell'80%) e una notevole espansione di tutte le erbacee presenti (Chenopodiacee, Composite, Poacee, *Artemisia*). Le piante arboree sono molto limitate (ad eccezione di alcuni elementi montani quali *Picea* e *Betula*), particolarmente le piante termofile (*Quercus*, *Tilia*, *Corylus* ecc.). La base di questo intervallo, che si estende fino allo stadio isotopico 2, viene fatta corrispondere con la transizione tra gli stadi 5 e 4. La brusca disattivazione dei sistemi di canale è accompagnata da un picco in *Quercus* e da valori molto bassi di tutte le erbacee e di *Pinus* (intorno a quota - 34 nel sondaggio 221-S2 e -29,5 nel sondaggio 221050 - P515); questa associazione pollinica è tentativamente correlata alla base dello stadio 3.

Le datazioni radiometriche ^{14}C eseguite su depositi ricchi in materia organica e frammenti legnosi hanno fornito età (B.P. non calibrate) superiori a 35 ka per la parte inferiore del subsintema, un'età minima di $19,760 \pm 900$ ka (in molti casi > 35 ka) al di sotto del corpo ghiaioso-sabbioso tabulare (unità B1 di AMOROSI *et alii*, 1996b) che chiude il subsintema e un'età generalmente più recente di 11 ka (ad eccezione del sondaggio 221-S3) al passaggio con il sovrastante Subsintema di Ravenna.

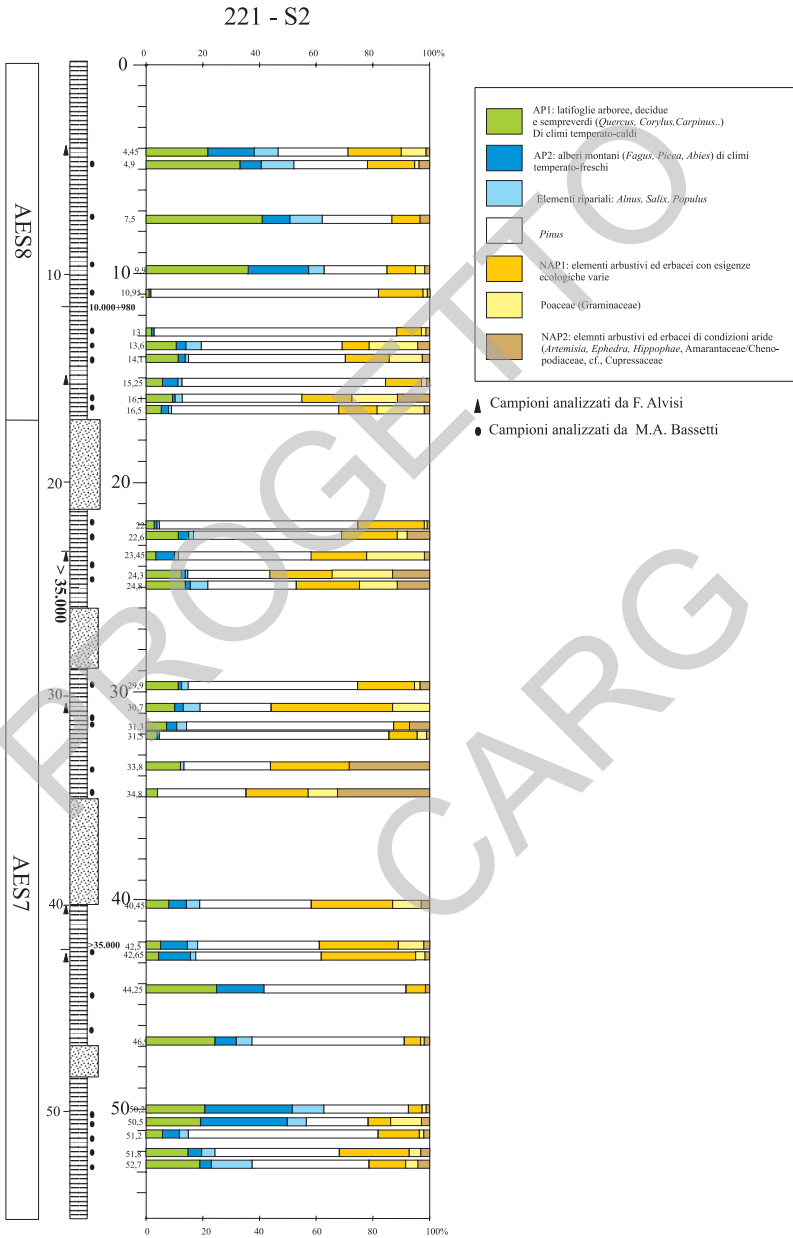


Fig.18 - Stratigrafia pollinica del sondaggio 221-S2. I granuli indeterminabili non sono inclusi nella rappresentazione.

Nell'area tipo l'età di AES7 è stata attribuita al Pleistocene superiore, tra circa 125 e 18 ka B.P. (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 256-Rimini, 2005).

3.2.5. - *Subsistema di Ravenna (AES8)*

E' l'elemento sommitale del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore e comprende la maggior parte dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Bologna.

Nei settori intravallivi e allo sbocco delle valli appenniniche il Subsistema di Ravenna è costituito da depositi di terrazzo alluvionale. I singoli ordini di terrazzo sono separati da scarpate di pochi metri. I depositi di terrazzo sono generalmente costituiti da circa due metri di ghiaie, sovrastati da una copertura limoso-sabbiosa il cui profilo di alterazione pedogenetica può raggiungere circa un metro di spessore.

In posizione più distale rispetto allo sbocco delle valli apenniniche, AES8 affiora estesamente e la sua parte sommitale è costituita da depositi sabbioso-limosi di canale, argine e rotta fluviale, organizzati in corpi sedimentari di spessore plurimetrico a geometria prevalentemente nastriforme. Questi fanno transizione laterale a sedimenti prevalentemente argillosi e subordinatamente limosi e sabbiosi di piana inondabile (bacino interfluviale). I corpi ghiaiosi sono rari.

Il tetto di AES8, che coincide col piano topografico, presenta suoli a diverso grado di evoluzione, con orizzonte superiore da calcareo (Entisuoli) a non calcareo (Inceptisuoli). I suoli calcarei appartengono ad un'unità (Unità di Modena - AES8a) di rango inferiore a quello del subsistema e corrispondente alla parte sommitale del Subsistema di Ravenna.

Età: Pleistocene superiore – Olocene (12 ka – Attuale).

Unità di Modena (AES8a). È costituita da sabbie, limi e argille (con ghiaie molto subordinate) di pianura alluvionale; trattandosi di depositi molto recenti è caratteristica la preservazione delle morfologie deposizionali originarie. Per una descrizione dell'unità nell'area tipo, si vedano CREMASCHI & GASPERI (1989). Il limite inferiore di AES8a, datato al periodo post-romano, è definito al margine appenninico da una scarpata di terrazzo fluviale. In pianura corrisponde alla superficie di appoggio di depositi alluvionali al di sopra del suolo sviluppatosi in epoca romana. Il limite superiore dell'unità coincide col piano topografico. Al tetto di AES8a sono presenti depositi con fronte di alterazione inferiore al metro e suoli calcarei (Hue 2,5Y, Value 4-5 e Chroma 2-4). La deposizione di AES8a segna l'instaurarsi di un'importante fase di deterioramento climatico che, tra il IV e il VI secolo d.C., determinò un importante incremento della piovosità, con conseguente modifica della rete idrografica e alluvionamento di gran parte della pianura (VEGGIANI, 1994).

In prossimità del margine del bacino e nei settori di pianura in cui AES_{8a} non è affiorante, al tetto di AES₈ sono presenti suoli maggiormente evoluti, non calcarei o scarsamente calcarei, sviluppatasi in un intervallo di tempo superiore a 1500 anni. Questi Inceptisuoli presentano un orizzonte superficiale decarbonatato di colore bruno scuro e bruno scuro giallastro (Hue 10YR-2.5Y, Value 3-5, Chroma 2-4), di spessore variabile tra 0,5 e 1,5 m, al di sotto del quale è presente un orizzonte ad accumulo di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni o concentrazioni soffici. Questi suoli sono associati a ritrovamenti di reperti archeologici di età variabile dal Neolitico, al Bronzo e Ferro, fino al Romano (fig. 8).

In sottosuolo, analogamente a quanto riscontrato nell'area tipo (AMOROSI *et alii*, 1999b; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 223 - Ravenna, 2002), la base di AES₈ è caratterizzata da una superficie di discontinuità corrispondente a una lacuna stratigrafica di entità variabile. Laddove la lacuna è più estesa, come nel caso del margine del Bacino Padano (base di AES₈ subaffiorante o situata a pochi metri di profondità), lo iato deposizionale è evidenziato dallo sviluppo del caratteristico Alfisuolo bruno rossastro già descritto al tetto delle ghiaie di AES₇. In questo caso depositi scuri ricchi in materia organica, datati a circa 9 ka B.P. (vedi Tab. 3 e fig. 12, codice 221140A502 e 221160A501), poggiano direttamente in discordanza su depositi pre-olocenici riferibili all'ultimo acme glaciale e la lacuna stratigrafica è paragonabile a quella registrata nell'area ravennate (cf. AMOROSI *et alii*, 1999b). L'estensione della lacuna diminuisce verso nord, dove la base di AES₈ è localizzata generalmente a profondità di 15-20 m dal piano campagna e indica età anche pre-oloceniche, fino a 13 ka BP (sondaggio 221-S3). Lo spessore massimo dell'unità è di circa 20 metri.

A differenza dell'area tipo, dove il limite basale di AES₈ è marcato da un netto contrasto di facies tra depositi alluvionali di età pleistocenica (parte sommitale di AES₇) e sovrastanti depositi di ambiente paralic e marino-marginale riconducibili all'ultimo ciclo trasgressivo-regressivo di età olocenica, nel settore bolognese la base di AES₈ è localizzata all'interno di depositi alluvionali ed è per questo meno facilmente riconoscibile di quanto non avvenga per i settori di piana costiera. Considerato il possibile utilizzo, in qualità di ottimo *marker* stratigrafico, dei corpi ghiaioso-sabbiosi ad elevata estensione laterale situati nella porzione sommitale di AES₇, in assenza di correlazione fisica con le aree costiere, la base di AES₈ viene convenzionalmente posizionata al tetto di tali corpi (figg. 16 e 17). La parte inferiore di AES₈ si contraddistingue per la presenza di un orizzonte di argille organiche e torbe di ambiente palustre, di colore grigio e localmente nerastro, spesso 2-4 m e caratterizzato da una elevata persistenza laterale. Questo orizzonte, che tende a chiudere a cuneo verso il margine appenninico e ad aumentare di spessore verso la pianura (fig. 16), è localizzato stratigraficamente pochi metri al di sopra dei corpi ghiaioso-sabbiosi al tetto di AES₇.

Nei casi in cui la parte sommitale di AES₇ non sia contraddistinta da depositi

grossolani di canale fluviale, il limite basale di AESg è definito, analogamente a quanto recentemente documentato per l'area ravennate (AMOROSI & MARCHI, 1999), da un orizzonte sovraconsolidato che, oltre che per un limitato incremento di resistenza alla punta, si caratterizza in prove penetrometriche con il piezocono per il brusco incremento di resistenza laterale, cui corrisponde parallelamente una diminuzione della pressione interstiziale. E' necessario tuttavia precisare che orizzonti dalle caratteristiche analoghe (interpretati come paleosuoli) sono presenti a livelli stratigrafici differenti; conseguentemente, la correlazione della discontinuità basale di AESg è in questi casi tentativa. Nelle stratigrafie della Banca Dati Geologica il limite basale di AESg è spesso definito dal passaggio verso il basso da argille molli grigio scure, ricche in legni e frustoli carboniosi, ad argille compatte grigio-nocciola ricche in concrezioni carbonatiche. Allo sbocco dei torrenti appenninici in pianura, dove la base di AESg è caratterizzata da depositi ghiaiosi amalgamati con quelli di AES7, il limite tra i due subsistemi è virtualmente indistinguibile.

Al di sopra dei depositi palustri, AESg è dominato da limi, sabbie e argille di piana alluvionale (le singole associazioni di facies di canale, argine, rotta fluviale e piana inondabile sono cartografabili in superficie, ma difficilmente tracciabili in sottosuolo). Il limite tra le due associazioni di facies è localmente marcato da un paleosuolo relativamente poco evoluto (Inceptisuolo). Altri Inceptisuoli, evidenziati tra l'altro dal caratteristico colore nero legato alla presenza di complessi argillo-umici, sono presenti a vari livelli stratigrafici entro AESg (fig. 19). Questi Inceptisuoli sono identificabili e correlabili tra loro sulla base dell'interpretazione di prove penetrometriche. La loro continuità laterale è interrotta in corrispondenza di corpi grossolani lenticolari di canale fluviale. Le piccole sequenze di piana inondabile comprese tra due paleosuoli hanno spessore di pochi metri (2-3 m in genere) e sono probabilmente correlabili ai depositi di terrazzo alluvionale separati da scarpate di modesta entità riconosciuti entro AESg in aree intravallive. Per uno schema di correlazione di queste piccole sequenze, il cui controllo è verosimilmente di origine climatica, si rimanda a AMOROSI *et alii* (1996b).

Nella parte centrale dell'unità, al di sopra dei depositi palustri è generalmente osservabile un allineamento di corpi ghiaiosi, interpretati come depositi di canale fluviale, che costituiscono i corpi sedimentari grossolani più superficiali dell'intero Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, ma la cui estensione laterale e verso nord è di gran lunga inferiore rispetto a quanto registrato per i corpi ghiaiososabbiosi osservabili nella parte alta di AES7 (fig. 16). In aree distali, questi corpi ghiaiosi di AESg fanno transizione a corpi sabbiosi a geometria nastriforme, osservabili in sezione come lenti isolate all'interno di depositi di intercanale (fig. 19). La disattivazione di questi sistemi di canale è datata su base radiometrica a circa 7 ka BP (Tab. 3 e fig. 12, codici 221090P513 e 221100A502).

La base dell'unità di Modena (AES_{8a}), definita in affioramento sulla base

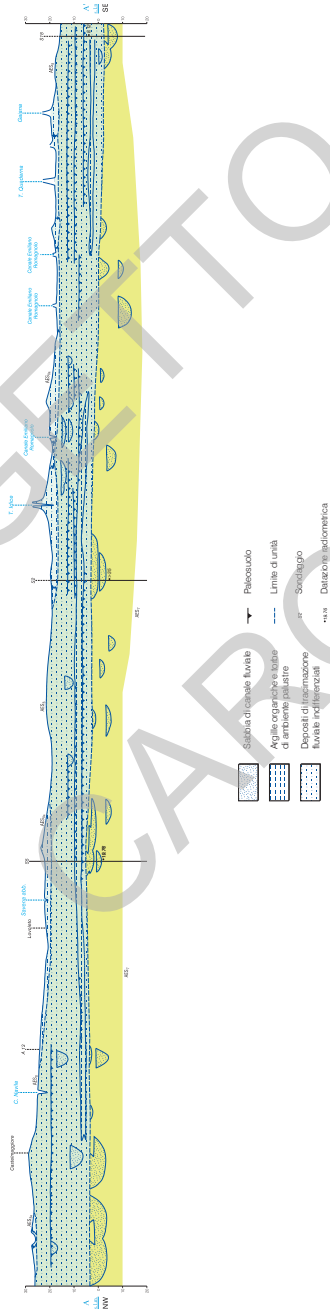


Fig.19 - Stratigrafia del Substistema di Ravenna nel sottosuolo della bassa pianura bolognese. (Sezione A-A' del foglio di superficie). L'esagerazione verticale è di 50x.

di caratteri pedostratigrafici, è tracciabile nel sottosuolo in corrispondenza di un paleosuolo contenente reperti di età romana.

Lo studio pollinico del sondaggio 221-S2 fornisce importanti informazioni sul contesto paleoclimatico che ha accompagnato la deposizione del Subsistema di Ravenna (fig. 18). L'orizzonte guida presente nella parte basale di AESg, costituito da depositi palustri prevalentemente argillosi, presenta un segnale pollinico caratteristico di condizioni glaciali, con una assoluta prevalenza del genere *Pinus* (con percentuali oltre il 70%), associata alla quasi scomparsa delle altre piante arboree e alla persistenza di alcune erbacee (Poacee e Composite), sebbene in percentuali non alte. Questa associazione pollinica, caratteristica di condizioni climatiche di bassa temperatura e bassa umidità, è attribuibile allo Younger Dryas (tra 11 e 10 ka B.P.), in accordo con una datazione radiometrica degli stessi depositi, che indica un'età di $10,980 \pm 800$ ka B.P. Il passaggio verso l'alto a depositi limoso-sabbiosi di piana alluvionale mostra un significativo miglioramento climatico, documentato dalla netta diminuzione di *Pinus* e dalla presenza importante di piante arboree mediocromatiche costituite da latifoglie decidue, indicative di climi temperati. Si segnalano, in particolare, a questo livello stratigrafico la presenza di *Quercus* (in percentuali che sfiorano il 20%), *Tilia*, *Carpinus* e *Corylus*. Questa zona viene messa in relazione all'Olocene, ossia alla transizione definitiva da un clima freddo ad uno temperato/caldo. La massima espansione delle piante termofile (*Quercus* e *Tilia*) definisce il periodo di "optimum" climatico.

Caratteri analoghi sono riscontrabili nel sondaggio 221050 - P515 (fig. 13), in cui l'abbondanza di *Pinus* e di conifere nei depositi palustri alla base di AESg suggerisce l'attribuzione di questo intervallo allo Younger Dryas. Anche in questo caso il limite tra depositi palustri e di piana inondabile, corrispondente a circa 8000 anni BP, è marcato da una brusca diminuzione di *Pinus* e delle erbacee, cui si contrappone l'aumento delle latifoglie decidue, tra cui *Quercus*.

4. - SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE

Sulla base della normativa per il rilevamento e la cartografia geologica (CNR-CCGG, 1992), all'interno dei sistemi descritti nella sezione precedente vengono identificate differenti associazioni di facies, che vengono riportate sulla carta geologica di superficie con l'ausilio di sovrassegni che si accompagnano alla tradizionale colorazione delle unità. La stessa associazione di facies può essere presente a livelli stratigrafici distinti, ossia caratterizzare più di un sistema.

4.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI

L'area del Foglio 221, Bologna è interessata in superficie da depositi quaternari esclusivamente continentali, riconducibili a complessi ambientali di piana intravalliva, conoide e piana alluvionale. In affioramento sono riconoscibili tre associazioni di facies principali (una ulteriore è stata individuata solamente nel sottosuolo), descritte di seguito. I depositi di piana intravalliva (situati in catena lungo le aste fluviali) e di conoide alluvionale (affioranti solo allo sbocco dei fiumi e torrenti appenninici in pianura, ma ampiamente sviluppati nel primo sottosuolo) sono costituiti principalmente da ghiaie di canale fluviale e subordinatamente dalle altre associazioni di facies. I depositi di piana alluvionale, che occupano la maggior parte della superficie del Foglio, sono caratterizzati dalla presenza di tutte le associazioni di facies di seguito descritte.

4.1.1. - *Ghiaie di canale fluviale*

Questa associazione di facies comprende ghiaie da fini a molto grossolane, in strati da spessi a molto spessi, generalmente amalgamati, organizzati in corpi sedimentari a geometria nastroforme, tabulare-allungata e tabulare, di spessore generalmente compreso tra 2 e 5 metri. In aree di conoide alluvionale sono presenti corpi compositi, che derivano dall'amalgamazione di corpi elementari, il cui spessore raggiunge i 20 m.

I depositi sono sia matrice-sostenuti che grano-sostenuti. In aree prossimali, i corpi ghiaiosi sono estremamente poco cerniti e costituiti da ciottoli (in prevalenza carbonatici e subordinatamente arenacei) in matrice sabbiosa (sabbie da fini a molto grossolane). Sono generalmente privi di un'organizzazione interna e non presentano tendenze granulometriche verticali di rilievo. La dimensione massima dei ciottoli è di 25-30 cm. Questi depositi corrispondono alla facies Gms dello schema classificativo di MIALL (1978). Altri corpi ghiaiosi presentano invece un'organizzazione interna, con accenni di stratificazione orizzontale ed embricazione dei ciottoli (facies Gm), la cui dimensione modale è di 3-5 cm (diametro massimo 10-15 cm). La stratificazione obliqua di tipo concavo (facies Gt) è sviluppata comunemente: i singoli set hanno spessore fino a 2 m, presentano limiti erosivi e sono organizzati in sequenze positive, separate da sottili lenti (in genere spesse alcuni dm) di sabbia e limo, a laminazione obliqua concava e tabulare (facies St e Sp) o piano-parallela (facies Sh), la cui continuità laterale è in genere inferiore ai dieci metri, ma che occasionalmente può raggiungere alcune centinaia di metri.

La presenza di stratificazione diagonale è stata documentata in dettaglio da ORI (1979; 1982) nell'area del Fiume Reno. In questo caso, i corpi ghiaiosi sono costituiti da set spessi fino a 3 m, con superfici di clinostratificazione fino a 10-

15°, sono delimitati a base e a tetto da depositi prevalentemente fini e presentano una continuità laterale di gran lunga superiore a quella osservata negli intervalli a stratificazione obliqua tabulare associati agli intervalli a stratificazione obliqua concava.

I corpi sedimentari privi di organizzazione interna e quelli a stratificazione obliqua di tipo concavo sono interpretati come il risultato della migrazione di barre longitudinali all'interno di una rete di canali di tipo intrecciato. La presenza di stratificazione obliqua di tipo tabulare all'interno di ghiaie a prevalente stratificazione obliqua di tipo concavo è messa in relazione con l'accrescimento di barre diagonali o laterali in fiumi di tipo intrecciato (ORI, 1993). Corpi ghiaiosi clino-stratificati all'interno di intervalli prevalentemente fini sono stati interpretati come legati alla migrazione di barre di meandro (ORI, 1979; 1982).

4.1.2. - Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale

Questa associazione di facies comprende sabbie da finissime a grossolane, localmente limose, in strati a base erosiva, da sottili a molto spessi, a stratificazione obliqua concava, alternate a limi, limi sabbiosi e subordinatamente limi argillosi, in strati molto sottili e sottili. Sabbie molto grossolane a stratificazione obliqua concava e, localmente, ghiaie sono presenti alla base di sequenze positive a base erosiva.

All'interno dell'associazione di facies i corpi sedimentari più grossolani, costituiti prevalentemente di sabbia medio-grossolana ben cernita, hanno un volume nettamente subordinato rispetto ai sedimenti fini adiacenti e hanno geometria prevalentemente nastriforme (corpi di tipo *ribbon* di FRIEND *et alii*, 1979; FRIEND, 1983). Lo spessore dei singoli corpi varia tra 2 e 7 m e il rapporto larghezza/spessore è inferiore a 10. Internamente i corpi sabbiosi sono caratterizzati da stratificazione obliqua concava e tabulare, con *set* generalmente di spessore inferiore a 70 cm e prevalente immersione dei foreset verso il quadrante nord-orientale. In aree relativamente prossimali sono comuni concentrazioni di ciottoli lungo lamine. Una tendenza granulometrica positiva è spesso ben visibile; ad essa è associata una diminuzione verso l'alto nella scala delle strutture sedimentarie.

Al tetto dei principali corpi sabbiosi e lateralmente ad essi sono tipicamente presenti alternanze di sabbia fine e finissima con limi e argille, in coppie di spessore generalmente inferiore a 10-20 cm. Le sabbie hanno base netta, localmente erosiva, e presentano tendenze granulometriche positive e caratteristiche strutture quali laminazione piano-parallela e laminazione obliqua da ripple rampicanti. I limi e le argille sono tipicamente bioturbati al tetto.

L'insieme di questi depositi definisce la varietà dei sottambienti presenti all'interno della piana alluvionale in prossimità delle aree di canale. I corpi sabbiosi più spessi rappresentano il riempimento di canali principali, mentre quelli più sottili a tendenza granulometrica positiva sono interpretabili come canali di rotta.

Le alternanze di sabbia e limo presenti lateralmente ai corpi sabbiosi rappresentano depositi di argine. Nell'insieme, l'associazione di facies definisce corpi sedimentari a geometria prevalentemente nastriforme e tabulare-allungata nei settori di piana alluvionale. In posizione relativamente più prossimale, al margine del Bacino Padano, presenta una geometria tabulare che ne consente l'attribuzione ad un sistema di conoide alluvionale.

In corrispondenza degli apparati di canale fluviale relativi al reticolo idrografico secondario è possibile osservare una sensibile riduzione della granulometria dei depositi e della dimensione dei corpi sedimentari, pur rimanendo comparabili le geometrie. Il volume dei depositi sabbiosi di canale è in questo caso estremamente subordinato e i singoli riempimenti di canale sono intercettati molto di rado in sottosuolo. L'associazione di facies è in questo caso dominata da limi e limi sabbiosi.

4.1.3. - *Limi e argille di piana inondabile*

Questa associazione di facies comprende alternanze di argille limose, argille e limi bioturbati, con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie, da limose a fini, in strati da molto sottili a medi, a base netta e caratterizzati da una tipica gradazione positiva. Le sabbie presentano al loro interno laminazione obliqua o piano-parallela. Accenni di laminazione parallela sono presenti all'interno di limi sabbiosi. Le coppie limo-argilla fanno transizione laterale alle coppie sabbia-limo descritte alla sezione precedente. Il passaggio verso l'alto da questa associazione di facies a depositi grossolani di canale avviene in genere attraverso un progressivo aumento della granulometria, che definisce caratteristiche sequenze negative.

A vari orizzonti stratigrafici sono presenti paleosuoli relativamente poco evoluti (Inceptisuoli), costituiti da un orizzonte superficiale scuro totalmente decarbonatato e una porzione inferiore ricca in concrezioni carbonatiche. Questi paleosuoli, analogamente a quanto recentemente segnalato da AMOROSI & MARCHI (1999) per l'area ravennate, sono identificabili oltre che in carota sulla base dell'analisi sedimentologica, anche mediante l'utilizzo di prove penetrometriche con piezocono, in corrispondenza di piccoli incrementi di resistenza alla punta associati al rapido incremento di resistenza laterale e alla brusca diminuzione della pressione interstiziale. Degli otto paleosuoli riconosciuti entro il Subsistema di Ravenna (unità B2) da AMOROSI *et alii* (1996b) almeno cinque possono essere tracciati fisicamente su distanze dell'ordine di alcuni km (fig. 19). Le singole sequenze delimitate a base e a tetto da paleosuoli presentano spessori variabili, nell'ordine però dei 2-4 m.

Questa associazione di facies comprende depositi di piana inondabile, che mostrano transizione laterale a depositi relativamente più grossolani di canale, argine e rotta fluviale. La suddivisione verticale in piccole sequenze delimitate a base e a tetto da paleosuoli indica una ciclicità nella sedimentazione, con fasi di

apporto terrigeno limitato o nullo che favoriva la pedogenesi. La correlazione dei paleosuoli con gli episodi di terrazzamento fluviale intravallivo e il quadro cronologico indicano una ciclicità nell'ordine dei 1000-1500 anni (AMOROSI *et alii*, 1996b), molto probabilmente legata a fattori climatici.

4.1.4. - *Argille organiche e torbe di ambiente palustre (non affiorante)*

Questa associazione di facies è l'unica non affiorante all'interno del Foglio 221 - Bologna e presenta uno spessore massimo di 5 metri. Si tratta in prevalenza di argille plastiche bioturbate, con sottili (< 2 cm) intercalazioni di limo e presenza di radici, legni e materiale conchigliare (principalmente gasteropodi di ambiente continentale). Localmente sono presenti orizzonti di torba, di spessore generalmente inferiore al metro. Oltre che per il minor grado di consolidazione rispetto ai limi di ambiente fluviale, le argille palustri si differenziano in genere anche per il colore grigio scuro, che contrasta fortemente con il colore grigio-nocciola dei depositi di piana inondabile.

A differenza delle altre associazioni di facies, è possibile riconoscere ai depositi palustri un significato stratigrafico, per lo meno all'interno del Subsistema di Ravenna. Questa associazione di facies caratterizza infatti la porzione basale di AES8 e appoggia con limite inconforme sui depositi alluvionali situati al tetto di AES7. Analogamente, passa verso l'alto a depositi di piana alluvionale, con contatto però graduale, marcato localmente dallo sviluppo di un paleosuolo a moderato grado di evoluzione.

4.1.5. - *Sabbie di canale fluviale*

Questi depositi sono stati rappresentati unicamente in alcune sezioni geologiche presenti sia nel foglio geologico, che nel foglio allegato alla carta geologica. Si tratta di sabbie medio-grossolane, localmente limose, in strati a base erosiva, da sottili a molto spessi, a stratificazione obliqua concava. Lo spessore dei singoli corpi, organizzati in sequenze granulometriche positive, varia tra 1 e 7 m circa. Localmente alla base degli strati sono presenti ghiaie.

4.1.6. - *Depositi di tracimazione fluviale indifferenziata*

Questi depositi sono costituiti dall'insieme delle "Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale" e dei "Limi e argille di piana inondabile", così come sopra descritti. Essi sono rappresentati unicamente nella sezione geologica presente nel foglio geologico.

PROGETTO
CARG

V - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

1. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE (b_1)

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

I depositi alluvionali attuali sono costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie e subordinati limi argillosi e sono prevalentemente localizzati lungo l'alveo del fiume o nelle immediate adiacenze. 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.

2. - FRANE (a_1 , a_2)

A causa della natura prevalentemente argillosa e dell'elevata fratturazione dei

terreni affioranti, nella fascia collinare le frane sono molto diffuse. Per facilitare la lettura della carta non è stato possibile riportare tutte le frane riconosciute e nella riduzione di scala sono state in generale eliminate tutte le coperture minori, mantenendo gli accumuli franosi che interessano strutture antropiche e centri urbani.

Le frane sono state distinte secondo il grado di attività, in evoluzione (a_1) o senza indizi di evoluzione (a_2).

Il riconoscimento delle frane in evoluzione (a_1), definite come frane con evidenti segni di attività (presenza di crepacciature sul terreno o sulle strade, danni ai manufatti o alle colture, ecc....), non comporta particolari problemi, mentre la distinzione sul terreno tra frane senza indizi di evoluzione (a_2) e antiche o stabilizzate è molto più difficile.

Secondo la “Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti” (GNGFG, 1987), gli accumuli di frana senza indizi di evoluzione sono “depositi non attivi al momento del rilevamento, per i quali però esistono indizi che ne dimostrino un’oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto essi non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione”. Si tratta, cioè, di depositi attualmente non in movimento, ma per i quali non si esclude una riattivazione in caso, per esempio, di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o in presenza di eventi sismici di elevata energia. In pratica, la cartografia delle frane comporta un elevato grado di soggettività in quanto dipende dall’esperienza del rilevatore e dalle informazioni disponibili che, in un rilevamento geologico classico, sono di solito scarse in quanto non si dispone di osservazioni strumentali (che richiedono tempi lunghi). Per ovviare a questi inconvenienti e per una minore soggettività, nella definizione di frana senza indizi di evoluzione qui adottata rientrano in generale tutte le frane che non presentano evidenze di movimenti in atto, sia quelle con possibilità di riattivarsi che quelle antiche e stabilizzate.

Per un’analisi qualitativa e una stima quantitativa delle aree in frana si veda il capitolo VIII, § 1.

3. - DETRITI DI VERSANTE S.L. (a_3)

Sono depositi di versante formati per l’azione congiunta della gravità e del ruscellamento superficiale diffuso. Si tratta per lo più di accumuli eterogenei costituiti da una matrice fine, sabbioso-limoso, con blocchi e frammenti eterometrici di strati. Di solito, questa matrice si presenta arrossata per ossidazione e pedogenesi. Nell’area del foglio questi depositi hanno una scarsa diffusione, limitata alle zone dove affiorano terreni più stabili, dai depositi miocenici epiliguri alle sabbie pleistoceniche.

VI - ILLUSTRAZIONE DELLA 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. Nel caso della pianura emiliano-romagnola, ad esempio, se si eccettuano le zone situate in prossimità del margine pedeappenninico, dove affiorano localmente sedimenti relativamente antichi sotto forma di depositi di apice di conoide alluvionale o di terrazzo fluviale, i depositi affioranti appartengono ad un'unica unità stratigrafica di età tardo-olocenica.

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 fasci di isolinee (principalmente isobate e isopache), che finirebbero inevitabilmente col confondersi con i simboli relativi alla geologia di superficie.

Da qui, sulla scorta dell'esperienza della produzione cartografica estera in aree di pianura, 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,

combinata 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.

1. - CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE

La Carta Geologica descrive distribuzione, età e caratteristiche litologiche dei depositi continentali affioranti sia nelle aree di pianura che in quelle intramontane. E' basata sull'insieme dei sondaggi geognostici e prove penetrometriche della Banca Dati della Regione Emilia-Romagna, integrati da dati provenienti da fotointerpretazione, trivellate a mano e nuovi sondaggi a carotaggio continuo e penetrometrie, eseguiti appositamente dalla Regione Emilia-Romagna nell'ambito del progetto CARG.

I depositi continentali di età quaternaria affioranti nell'area del Foglio 221 fanno parte del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, di cui vengono distinti nelle porzioni intravallive quattro subsintemi (Subsintema di Torre Stagni - AES5, Subsintema di Bazzano - AES6, Subsintema di Villa Verucchio - AES7 e Subsintema di Ravenna - AES8). All'interno di AES8 viene segnalata la presenza in affioramento dell'Unità di Modena (AES8a). Le differenti litofacies distinguibili all'interno di ogni unità sono rappresentate mediante retini. A questo proposito occorre precisare che si è preferito utilizzare la retinatura esclusivamente per i depositi di pianura, mentre per i depositi intravallivi la descrizione litologica è demandata alla lettura delle presenti note e della legenda. Questa scelta deriva dalla volontà di non appesantire la lettura della carta in zone già dense di informazioni, considerato il fatto che nelle zone intravallive le tessiture dei depositi non subiscono variazioni apprezzabili lungo il tratto di asta fluviale.

I lembi di successione affioranti nei tratti intravallivi e pedecollinari appartengono a un intervallo temporale molto ampio, che si estende dal Pleistocene medio all'Attuale, e mostrano una ridotta variabilità litologica e di facies. Si tratta infatti principalmente di ghiaie di terrazzo alluvionale. Al contrario, i depositi affioranti in pianura sono attribuibili prevalentemente all'Olocene (porzione medio-superiore di AES8) e, pur facendo capo a un unico sistema deposizionale (sistema alluvionale), mostrano una elevata variabilità in termini di associazioni di facies. In particolare, sono state cartografate tre principali associazioni di facies: I) depositi prevalentemente ghiaiosi di canale fluviale, riconducibili ad un ambiente di piana alluvionale o, come nel caso delle ghiaie appartenenti a AES7a e AES7b, al segmento apicale di conoidi alluvionali; II) depositi sabbiosi-limosi di canale, argine e rotta fluviale (in AES8 e AES8a); III) depositi argilloso-limosi di piana inondabile (in AES8a).

I depositi riferibili a AES5, AES6 e AES7 sono distinti all'interno e allo sboc-

co in pianura delle principali aste fluviali. AES₅ affiora unicamente in corrispondenza di due lembi isolati in sinistra del T. Savena. AES₆ affiora in tre vaste aree, situate rispettivamente a monte di S. Lazzaro di Savena, a Castel S. Pietro e in prossimità della confluenza tra i torrenti Zena e Idice. Infine, AES₇ affiora principalmente in due aree, situate tra Bologna e San Lazzaro di Savena e a Est di Castel S. Pietro. Nei casi in cui la suddivisione del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore in subsistemi non sia facilmente operabile, come ad esempio nelle aree di interfluvio, la Carta Geologica fa riferimento a un generico AES indifferenziato. Questa unità affiora al margine appenninico su di una vasta area compresa tra le valli dei torrenti Idice e Sillaro. Lembi affioranti di minore estensione sono presenti invece nel tratto di margine compreso tra Bologna e il T. Idice.

AES₈ affiora su quasi tutta l'area di pianura del Foglio. Quest'area è caratterizzata da un tipico paesaggio a dossi e depressioni, in cui i dossi sono occupati da canali attivi o da alvei abbandonati. Dove l'unità di Modena (AES_{8a}) non è presente (vedi, ad esempio, gran parte del settore occidentale del Foglio), AES₈ è contraddistinta al tetto, in affioramento, dal caratteristico Inceptisuolo di età romana. Ghiaie fluviali riferibili a AES₈ affiorano in due aree di limitata estensione situate a cavallo della Via Emilia, in corrispondenza del quartiere Fossolo a Bologna e della zona compresa tra S. Lazzaro di Savena e La Cicogna. Depositi prevalentemente sabbiosi di canale, di pertinenza dei torrenti Savena e Idice, affiorano invece su di un'area molto estesa, compresa tra S. Lazzaro di Savena, Granarolo, Castenaso e Prunaro. Sedimenti analoghi, da mettersi in relazione con un sistema di canale del F. Reno la cui disattivazione risale al V-VI sec d.C., sono presenti in una fascia che collega la periferia Nord di Bologna a Castelmaggiore. Mentre tra Castel San Pietro Terme e Medicina sono presenti depositi prevalentemente sabbiosi attribuibili al torrente Sillaro. E' da segnalare infine la presenza di sedimenti prevalentemente limosi, relativi a sistemi di canale dei torrenti minori o ad aree di intercanale. E' il caso, ad esempio, del sottosuolo della città di Bologna.

AES_{8a} è caratterizzata al tetto dalla presenza di un Entisuolo di età post-romana ed è affiorante in massima parte nel settore orientale del Foglio. Nei quadranti occidentali affiora a ovest di Castelmaggiore e in un ampio settore a nord dell'allineamento Bologna-Cadriano-Granarolo. Ghiaie fluviali riferibili a AES_{8a} sono confinate negli alvei dei torrenti maggiori (Savena e Idice) o affiorano in corrispondenza di paleoalvei di età relativamente recente (zona di S. Ruffillo). Tre importanti sistemi canale-argine, caratterizzati in affioramento da sedimenti sabbioso-limosi, sono presenti all'interno del foglio. Un paleopercorso del Savena coincide oggi in parte con la S.S. 64 e si dirama verso NE in tre direzioni (rispettivamente, S. Marco, Lovoleto e Armarolo). Un secondo sistema canale-argine segue il percorso del T. Idice attuale fino a Budrio, per poi ramificarsi nelle direzioni Mezzolara-S.Martino in Argine e Budrio-Vedrana. Il terzo sistema, che occupa il lato sud-orientale del foglio, si riferisce a un paleopercorso del T. Silla-

ro. Le sabbie sono confinate al settore centrale, generalmente rilevato, dell'area attribuita a AES_{8a} e si riferiscono ai depositi di canale in senso stretto. Sabbie sono anche affioranti in corrispondenza della moltitudine di canali e ventagli di rotta indicati in carta. Anche all'interno di AES_{8a} sono presenti depositi di canale prevalentemente limosi, che documentano una minore competenza dei paleotorrenti. Tra questi, si segnalano un paleocanale del reticolo idrografico minore, a ovest di Castelmaggiore, e corpi sedimentari coincidenti con gli attuali corsi dei torrenti Gaiana e Quaderna.

All'interno di AES_{8a} sono infine presenti depositi prevalentemente argillosi di piana inondabile, che caratterizzano le aree più distanti dagli assi dei canali. Si tratta in questo caso delle aree più depresse (le cosiddette "valli") che, in assenza di arginature artificiali, sarebbero destinate ad essere colmate in tempi geologicamente molto brevi. Alcune di queste strette depressioni topografiche tra loro subparallele, separate dai sistemi di canale dei torrenti Quaderna e Gaiana, sono osservabili tra Prunaro e Villa Fontana. L'estensione di queste aree interfluviali aumenta allontanandosi dalla catena appenninica (settore NE del foglio, a nord e a sud di Serra Malvezzi).

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

La parte sommitale, prevalentemente grossolana, di AES₇ è sede della prima falda acquifera e riveste assieme ai depositi grossolani del sovrastante AES₈ un particolare interesse dal punto di vista geologico applicativo. Per questo motivo tale intervallo stratigrafico è oggetto specifico degli elaborati in pianta del Foglio allegato alla Carta Geologica (tetto delle ghiaie e delle sabbie del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore).

2.1. - TETTO DELLE GHIAIE E DELLE SABBIE DI AES₇ E AES₈

Questa carta descrive la posizione del tetto delle ghiaie e delle sabbie (depositi di canale fluviale) presenti all'interno del Subsintema di Villa Verucchio (AES₇) e del sovrastante Subsintema di Ravenna (AES₈). Questa posizione viene espressa in metri sul livello del mare attraverso l'utilizzo di fasci di isolinee (isobate del tetto dei corpi grossolani) spaziate tra loro di 5 metri. L'appartenenza dei depositi grossolani a tre unità (AES₇ - di cui sono cartografati un corpo sedimentario inferiore, AES_{7a} e uno superiore, AES_{7b} - e AES₈) di significato stratigrafico differente è chiaramente indicata dalla sovrapposizione di tre lobi ghiaioso-sabbiosi distinti, corrispondenti ad aree a diverso colore e caratterizzati al loro interno da

fasci indipendenti di isolinee. Il lobo ghiaioso più superficiale (relativo a AES8) è interamente cartografato. Il tetto delle ghiaie riferibili a AES7_b, invece, è visibile solo lateralmente e a valle di AES8, dove cioè le ghiaie attribuite a AES7_b rappresentano il lobo ghiaioso più superficiale. Dall'andamento delle isobate del tetto delle ghiaie è riconoscibile la bipartizione delle ghiaie riconducibili a AES7_b in due lobi distinti denominati in carta AES7_b superiore e AES7_b inferiore. Infine, ghiaie riferibili a AES7_a costituiscono il lobo ghiaioso sommitale unicamente in un settore di ridotta estensione a est di S. Lazzaro di Savena.

Data la natura fortemente lenticolare dei depositi di riempimento di canale fluviale e la notevole irregolarità geometrica dei corpi sedimentari che risultano dalla sovrapposizione e dalla giustapposizione di corpi elementari (si vedano a questo proposito le sezioni geologiche a corredo della carta), è opportuno tenere presente che l'indicazione in carta ad un certo intervallo stratigrafico di un lobo sepolto ghiaioso o sabbioso non implica la certezza di intercettare sulla verticale il tetto delle ghiaie o delle sabbie alla quota indicata dalla carta. Inoltre, il fatto che la carta sia costruita sull'interpolazione di una base dati puntuale, fa sì che la ricostruzione geometrica dei corpi sedimentari debba necessariamente essere considerata indicativa.

I corpi sedimentari cartografati corrispondono a geometrie tabulari o tabulari-allungate. Corpi sedimentari a geometria nastriforme sono per lo più indistinti, in quanto la loro identificazione e il conseguente posizionamento in carta richiederebbero una densità di dati di gran lunga superiore a quella disponibile. Questo implica la possibilità teorica di intercettare localmente nel corso di una perforazione depositi grossolani di riempimento di canale in aree indicate come caratterizzate da depositi prevalentemente fini di piana inondabile.

La Carta del tetto delle ghiaie e delle sabbie di AES7 e AES8 non fornisce infine informazioni stratigrafiche di dettaglio, perché non contiene al suo interno informazioni relative alla distribuzione spaziale di corpi sedimentari situati stratigraficamente al di sotto di corpi cartografati. È solo quindi dall'integrazione di questa carta con le sezioni geologiche che risulta possibile definire un quadro tridimensionale dell'architettura deposizionale dell'unità.

Dalla carta è chiaramente osservabile il minor volume di depositi grossolani che contraddistingue AES8 rispetto all'unità sottostante (AES7). Si tratta in questo caso unicamente di ghiaie, poiché i corpi sabbiosi di AES8 presentano geometrie nastriformi e sono quindi virtualmente non cartografabili. I depositi ghiaiosi riferiti a AES8 sono presenti quasi unicamente nei quadranti occidentali, se si eccettuano due lobi di dimensioni molto ridotte in corrispondenza dello sbocco in pianura dei torrenti Quaderna e Sillaro. I corpi sedimentari presenti al limite occidentale del Foglio (area Bologna Nord-Corticella) rappresentano le estreme propaggini orientali del sistema di conoide del Fiume Reno, sviluppato prevalentemente nel sottosuolo del Foglio 220. I depositi ghiaiosi riferibili al T.

Savena hanno uno sviluppo limitato verso nord, essendo generalmente confinati nel sottosuolo di Bologna a sud dell'Autostrada A14, ad eccezione di isolati sistemi di canale nel sottosuolo dei quartieri Dozza e Roveri. I depositi ghiaiosi riferibili al T. Idice sono al contrario registrati in posizione più settentrionale (2 km a nord di Castenaso).

Il notevole volume di materiale grossolano riferibile a AES7b è desumibile dalla grande estensione areale dei due lobi ghiaioso-sabbiosi che compongono questa unità. La distribuzione in pianta del lobo superiore è molto vasta, come si può osservare dalla carta, e segue un caratteristico pattern radiale a partire da ogni sbocco fluviale in pianura. Si tratta, nel complesso, della coalescenza di corpi sedimentari a geometria tabulare-allungata, in cui si realizza l'amalgamazione dei depositi di conoide relativi al F. Reno e ai torrenti Savena, Idice e Quaderna. La zona di transizione da depositi prevalentemente ghiaiosi a depositi prevalentemente sabbiosi si spinge quasi all'altezza di Castelmaggiore nell'area del F. Reno, mentre corrisponde più ad est all'allineamento Cadriano-Granarolo-Budrio. Le sabbie oltrepassano il limite settentrionale del foglio in più punti. A partire dal settore del T. Quaderna, i depositi grossolani riferibili a AES7b appaiono volumetricamente ridotti. Il sottosuolo del T. Gaiana è dominato da materiale fine e costituisce un elemento di separazione fisica tra i conoidi dei torrenti occidentali e quello relativo al T. Sillaro (margine sud-orientale del Foglio). In corrispondenza del T. Sillaro le ghiaie sono nuovamente abbondanti e si estendono verso nord fino al sottosuolo di Medicina.

Nonostante anche il lobo inferiore di AES7b presenti un cospicuo volume di ghiaie e di sabbie, la notevole estensione dei corpi grossolani riferibili al lobo superiore di AES7b impedisce di identificare la distribuzione in pianta di questa unità. Nei quadranti occidentali del Foglio, il tetto delle ghiaie e delle sabbie del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è riferita al lobo inferiore di AES7b in aree di estensione molto ridotta; tra queste si segnala la stretta fascia compresa tra S. Lazzaro di Savena e Villanova di Castenaso. Nel settore orientale del Foglio, invece, dove il lobo superiore di AES7b presenta una minore estensione areale, le sabbie riferibili al lobo inferiore costituiscono spesso i primi materiali grossolani che si incontrano durante una perforazione. Ciò avviene principalmente nell'area compresa tra Budrio, Selva Malvezzi e Medicina.

Nelle porzioni di sottosuolo in cui nei primi 30 metri di profondità dal piano campagna i depositi grossolani di canale fluviale siano assenti o distribuiti su corpi di spessore inferiore al metro, la porzione sommitale del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è costituita unicamente da depositi di piana inondabile e subordinatamente di palude. Questa situazione si verifica nei quadranti settentrionali, in settori di estensione ridotta (sottosuolo di Lovoletto e Granarolo e a nord dell'allineamento Cazzano-S. Martino in Argine, in prossimità del limite settentrionale del Foglio) e in prossimità della catena appenninica, in corrispon-

denza di due importanti zone di interconoide: il sottosuolo della città di Bologna (interconoide Reno-Savena) e il sottosuolo dell'attuale T. Gaiana (interconoide Quaderna-Sillaro).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

VII - TETTONICA

L'evoluzione strutturale della catena appenninica, nella sua porzione settentrionale, si inserisce in un modello a falde caratterizzato dall'impilamento di elementi tettonici, spesso con significato paleogeografico.

In quest'area affiorano i terreni appartenenti alla falda apicale dell'edificio orogenico (definita da un insieme di *thrust* che impilano i vari elementi tettonici) che si è formato per accrezione di prismi sedimentari durante e successivamente la fase di collisione ensialica (subduzione di tipo A di BALLY *et alii*, 1985), nel corso dell'orogenesi alpina iniziata nell'Eocene Medio; si tratta di terreni appartenenti al dominio ligure esterno (vedere ad esempio ELTER & MARRONI, 1991) e alle unità su di esso deposte. Al di sotto di questa falda, i sondaggi per la ricerca di idrocarburi hanno perforato terreni di pertinenza umbro-marchigiano-romagnola, ben affioranti più a sud-est, e quelli basali della successione post-evaporitica del margine padano-adriatico (Messiniano superiore-Pliocene inferiore, zona a *G. margaritae*). I terreni che sigillano la coltre alloctona, sia in affioramento che nel sottosuolo, sono riferibili al Pliocene inferiore, zona a *G. puncticulata*. Da ciò si evince che anche qui la messa in posto principale della coltre alloctona è riferibile, come lungo gran parte del margine appenninico-padano, al Pliocene inferiore, zona a *G. puncticulata*.

Dal confronto con i fogli limitrofi emerge che l'unità tettonica ligure qui rappresentata è correlabile, per posizione strutturale e successione stratigrafica, con l'Unità tettonica Samoggia del modenese e del bolognese occidentale, con l'Unità Sporno del piacentino e del parmense e dubitativamente con l'Unità Monte Morrello del crinale Tosco-Emiliano.

Il principale elemento morfologico del foglio, il margine appenninico-padano,

spesso coincide con la struttura più interna del *Pede-Appenninic Thrust Front* (abbrev. PTF) (BOCCALETTI *et alii*, 1985).

A valle del PTF la catena appenninica prosegue sepolta dai depositi quaternari padano-adriatici.

Grazie alle stratigrafie dei pozzi e alle prospezioni geofisiche è stato possibile tracciare, nello schema tettonico, il fronte sepolto della coltre alloctona.

Le principali strutture sepolte di questo foglio appartengono alla porzione nord-occidentale delle Pieghe Romagnole (PIERI & GROPPi, 1981). Tali strutture, che mostrano geometrie da piega-faglia, determinano gli alti di Budrio e di Selva.

Dai rapporti geometrici con le varie unità stratigrafiche, osservabili grazie alle prospezioni geofisiche, emerge che queste strutture sono state attive principalmente nel Pliocene e sono sigillate da gran parte dello spessore dei depositi del Pleistocene inferiore (vedere schema tettonico e sezioni a corredo della carta).

Dalle sezioni geologiche risulta evidente anche l'attività fuori sequenza del PTF, chiaramente posteriore alla messa in posto della coltre alloctona e alla strutturazione delle antistanti "pieghe romagnole". Inoltre, in affioramento, lungo il margine, si osservano strutture di accavallamento e pieghe che interessano le Sabbie di Imola del Pleistocene medio; in particolare tra i torrenti Idice e Quaderna, sulle Sabbie di Imola si accavallano, piegandole e rovesciandole, le marne mioceniche della Formazione di Cigarellò (Successione Epiligure). Questa struttura viene interpretata come appartenente al sistema del PTF.

I primi depositi non deformati che sigillano in discordanza i terreni deformati più recenti (IMO) sono quelli del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES). Nei fogli limitrofi, in particolare nei fogli 219 e 220, anche i depositi del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) sono piegati senza mostrare un'apprezzabile discordanza angolare con le sottostanti Sabbie di Imola. E' quindi ipotizzabile che l'ultima importante fase di attività del PTF sia collocabile cronologicamente tra la deposizione di AEI e AES, cioè nel Pleistocene medio, circa 0,35-0,45 M.A.

Un aspetto particolare che si riscontra in tutto il basso Appennino bolognese (vedere anche F. 220) riguarda le argille comprese tra il margine e la sinclinale del Pliocene intra-appenninico. In questi terreni sono presenti strutture deformative e geometrie che suggeriscono una messa in posto di tipo diapirico (vedere anche CAZZOLI *et alii*, 1988 e i fogli 220 e 238). In particolare ciò è suggerito dall'aspetto caotico tipo *mélange* e dai contatti tettonici verticalizzati che confinano le argille tra i depositi epiliguri e pliocenici, lasciando ipotizzare un'estrusione delle argille duttili sottostanti le placche più rigide della successione epiligure e del Pliocene intra-appenninico. Questa risalita di argille con meccanismi pseudodiapirici è probabilmente favorita, oltre che dalle compressioni orizzontali a cui è sottoposto il margine, dal forte ispessimento delle argilliti alloctone; infatti,

osservando una sezione dal crinale al margine appenninico (fig. 20), si nota come gli spessori della coltre alloctona siano assottigliati in corrispondenza delle aree più sollevate, ad esempio lungo il crinale appenninico (dove lo spessore è talora inferiore ai mille metri), e ispessiti più a valle dove superano i 5000 metri, con particolari ispessimenti proprio a carico delle argille.

Infine, per concludere il quadro evolutivo delle strutture, quelle che mostrano evidenze di attività più recente sembrano essere le faglie antiappenniniche, con componente trascorrente, che tagliano i depositi del Pleistocene medio e tutte le strutture sopra citate. In corrispondenza di queste faglie, trasversali al margine, si sono impostati anche i principali corsi d'acqua (Savena, Idice, Quaderna). L'entità dei movimenti orizzontali di queste strutture sono generalmente dell'ordine delle centinaia di metri, raramente superiore al chilometro.

All'attività tardiva del PTF e a quella delle faglie trasversali sono probabilmente da riferirsi anche i retroscorrimenti che interessano e raddoppiano i gessi messiniani e che, in questo foglio, sembrano confinati tra il Savena e l'Idice.

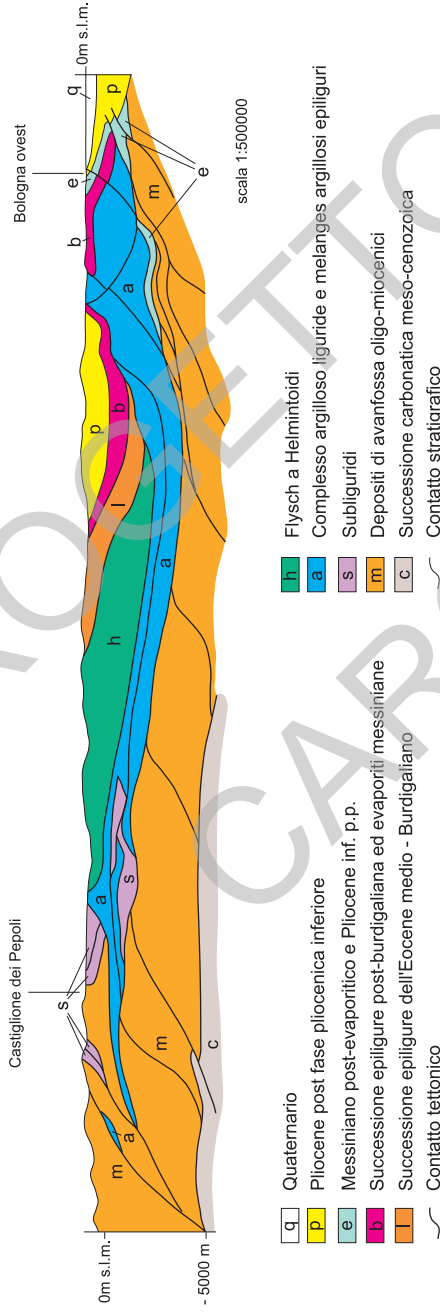


Fig.20 - Sezione geologica dal crinale al margine appenninico. Modificata da CERRINA FERONI et alii. (2002).

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - PROPENSIONE AL DISSESTO

Nei terreni argillosi, sia quelli caotici ad affinità liguride ed epiligure che in quelli della successione post-evaporitica del margine, il dissesto è generalmente diffuso grazie anche all'elevata velocità di erosione che impedisce lo sviluppo della copertura vegetale e favorisce la formazione di calanchi, talora anche spettacolari. I calanchi, ambienti estremi, costituiscono ecosistemi molto particolari e tipici di questo settore dell'Appennino e anche per questo è stato istituito il "Parco Regionale dei Gessi Bolognesi e dei Calanchi dell'Abbadessa".

L'erosione dei terreni argillosi è molto rapida e lo si percepisce ad esempio osservando le diverse edizioni delle carte topografiche, in cui si può apprezzare come le corone dei calanchi, in molti casi, negli ultimi 20 anni siano arretrate da 10 a 20 metri.

Nelle aree calanchive e a dissesto diffuso, dominate da litotipi argillosi, si osservano frequentemente colate di fango e di detrito, generalmente poco profonde; molte di queste sono parti di frane più complesse, generalmente più vaste e profonde, che spesso interessano l'intero versante.

Per avere un'idea della propensione al dissesto di una zona, l'area percentuale del territorio interessato da fenomeni franosi può essere espressa come Indice Regionale di Franosità Formazionale (IRFF), definito come il rapporto, a scala regionale, tra la superficie coperta dalle frane e l'area di affioramento della formazione.

Per i terreni argillosi a struttura caotica (AVS, MMP e MVT) IRFF è in genere maggiore del 20%, di solito compreso tra 20% e 40%. La tipologia più comune

è data da colate di fango e detrito, che in versanti interessati da dissesti diffusi evolvono in frane rotazionali con superficie di scorrimento profonda.

Per le formazioni marnoso-argillose (ANT, CIG, TER, FCO, FAA) IRFF è inferiore al 20%. Anche in questo caso la tipologia più comune è data da colate di fango e detrito che in versanti interessati da dissesti diffusi evolvono in frane rotazionali con superficie di scorrimento profonda.

Dove affiorano formazioni caratterizzate da un'alternanza di arenarie e peliti (MOH, PAT, FAA_{ap}) IRFF è generalmente basso, intorno al 10%. Tuttavia, la presenza di interstrati pelitici, l'elevata fratturazione e il basso grado di cementazione determinano una permeabilità primaria e secondaria e ciò concorre alla formazione di colate superficiali che possono evolvere a frane con superficie di scivolamento rotazionale quando si estendono a buona parte del versante. Nel caso di stratificazione a franapoggio, sono presenti scorrimenti traslazionali in cui i blocchi di roccia mantengono la loro coerenza interna e lo scivolamento avviene lungo le superfici di strato.

Dove affiorano le formazioni arenacee, conglomeratiche e gessose (LOI, ANT₄, GES, FAA_a, FAA_c, IMO) IRFF è molto basso, minore del 5%. Generalmente si hanno crolli, per lo più poco estesi, ai piedi delle scarpate. Tuttavia possono essere presenti anche scorrimenti profondi che comportano traslazioni in massa o frane complesse articolate.

Anche le marne calcaree silicizzate riferibili a CTG possono rientrare in questo gruppo; in ogni caso, la limitata estensione di questa formazione in affioramento rende poco significativa la stima di IRFF.

Le unità litologiche, quali FCO_a e FCO_b, arealmente poco estese, risentono del comportamento reologico e della propensione al dissesto delle formazioni confinanti che le coinvolgono marginalmente nei movimenti gravitativi. Questo vale anche per tutti i blocchi inseriti nelle colate gravitative affioranti per lo più in aree calanchive.

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

L'impronta più rilevante lasciata in quest'area dalla attività estrattiva è dovuta alle numerose cave di inerti lungo le aste fluviali o, in collina, lungo la zona di affioramento dei gessi che, ad est di Bologna, si estendono su una fascia continua per molti chilometri.

Le ghiaie (AES) vengono utilizzate generalmente per rilevati stradali ed estratte dal secondo ordine di terrazzo, in particolare nelle valli del T. Zena e del T. Idice. Solo di rado le cave abbandonate sono state tombate, con discariche controllate di inerti, per cui attualmente sono per lo più riempite di acqua. Cave analoghe di ghiaia e sabbia, ma meno diffuse, si trovano lungo il T. Savena e lungo il T. Quaderna.

Nel comune di Ozzano dell'Emilia, in destra Idice, località Molino delle Donne, è esistita fino a pochi anni fa un'attività estrattiva di argilla per laterizi. La cava era impostata sulle argille varicolori (AVS); essendo tombata solo in parte, è possibile osservare un ripiano di alcune centinaia di metri quadrati in affioramento, con una bella esposizione della formazione. Esistono inoltre scavi di piccole dimensioni (e quindi non cartografati) per l'estrazione di argilliti, sia da formazioni liguri che plioceniche, probabilmente anch'esse utilizzate per laterizi.

Al contrario, numerose sono le cave di gesso distribuite con una certa continuità lungo tutta la zona di affioramento dei gessi bolognesi (GES), in particolare dal T. Savena al T. Idice. I gessi bolognesi venivano sfruttati per ricavarne pietra da taglio, materiale edile a presa rapida e coltivazione di zolfo, sali di potassio e sodio. A fianco di piccole cave ormai abbandonate risalenti sia a pochi decenni fa che ai secoli passati, ve ne sono di estese da cui si ricava buona parte del materiale che alimenta alcune grosse industrie di lavorazione di solfati (a Rastignano, a Pulce sul T. Zena e nei pressi di Pizzocalvo). A Monte Donato sono molto evidenti i segni di attività estrattive interrotte dopo la seconda guerra mondiale.

Quest'attività estrattiva ha lasciato tracce diffuse, quali piccole pareti verticali, anfratti e piccole fornaci per la cottura del gesso.

L'attività estrattiva per materiali da costruzione e inerti ha interessato anche le Sabbie di Imola (IMO); nei dintorni di Bologna, i pochi affioramenti e le pareti verticali di sabbie gialle esistenti sono quasi sempre resti di scavi per l'estrazione di blocchi di arenaria per l'edilizia. Le migliori esposizioni di Sabbie di Imola, nel foglio, sono visibili proprio in una cava abbandonata allo sbocco in pianura del T. Idice.

La facile ed economica reperibilità di gesso e di arenaria pleistocenica ha influenzato in maniera evidente i centri abitati della zona; in particolare, il centro di Bologna. I segni più evidenti sono i basamenti delle torri e di alcuni palazzi costruiti in blocchi di gesso e le colonne e rifiniture fatte di arenarie. Queste ultime, però, essendo generalmente poco cementate necessitano di frequenti restauri anche per la forte aggressività dell'inquinamento atmosferico cittadino ed industriale che può facilmente sciogliere il già scarso cemento carbonatico.

3. - IDROGEOLOGIA (a cura di P. Severi)

I depositi ghiaiosi di canale fluviale che costituiscono le conoidi alluvionali (affioranti e sepolte) dei torrenti Savena, Zena, Idice e Sillaro, costituiscono le principali emergenze idrogeologiche del Foglio 221. Queste conoidi negli ultimi decenni sono state intensamente sfruttate, per fini idropotabili (conoide del torrente Savena e del torrente Idice), agricoli e industriali.

Dati relativi alle caratteristiche idrogeologiche ed idrochimiche di queste conoidi sono riportati in vari lavori di carattere regionale, la sintesi più recente è nel-

la “Relazione sullo stato dell’ambiente ’99” (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2000).

In questo lavoro, dal punto di vista della quantità della risorsa, si evidenzia che le variazioni medie annue della piezometria indicano per le conoidi sopra citate un certa tendenza alla diminuzione della risorsa stessa. La diminuzione nel tempo della piezometria viene indicata come la principale causa dei forti valori di subsidenza rilevati in buona parte della pianura bolognese.

In questi lavoro si evidenzia anche 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 in buona parte delle conoidi del foglio 221. Le variazioni medie annue dell’andamento dei nitrati in falda mostrano inoltre una chiara tendenza all’aumento.

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.

Gli elaborati prodotti permettono di notare che la porzione apicale delle conoidi (si veda in particolare la sezione di fig. 16) è costituita da una zona apicale in cui le ghiaie sono amalgamate tra loro e formano un acquifero freatico monostrato. 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.

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 (si vedano le sezioni geologiche di figg. 7 e 16). I diversi acquiferi sono quindi disconnessi dalla superficie e acquisiscono tutti i caratteri di acquiferi confinati.

Secondo quanto riportato nella descrizione stratigrafica delle singole unità si sottolinea come i principali acquiferi, ovvero quelli più spessi e arealmente più continui, corrispondano alle porzioni terminali delle unità riconosciute 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 delle unità. Questi caratteri degli acquiferi e degli acquitardi del foglio 221 sono del tutto analoghi a quelli riconosciuti e descritti 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 conoidi del foglio 221 corrisponde al lobo di conoide sommitale del Subsistema di Villa Verucchio (AES7); nelle porzioni più prossimali l’acquifero comprende anche la porzione di ghiaie del Subsistema di Ravenna (AES8) laddove esse si amalgamano con le

precedenti. La geometria tridimensionale di questo acquifero 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 nella tabella 4.

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 dei setacci, e la misura della conducibilità idraulica per via edometrica. I valori misurati sono riportati in tabella 5.

TAB. 4 - Valori dalle prove Le franc.

Sondaggio	Profondità	Unità stratigrafica	Tessitura	Conducibilità idraulica orizzontale (m/sec)
S 4	32.5	AES 7	Ghiaia in matrice sabbiosa	$9.9 \cdot 10^{-5}$
S 5	19	AES 7	Sabbia	$3.6 \cdot 10^{-6}$
S 6	12	AES 8	Sabbia	$3.98 \cdot 10^{-6}$
S 11	26	AES	Sabbia	$5 \cdot 10^{-6}$

TAB. 5 - Valori dai campioni indisturbati.

Sondaggio	Profondità	Unità stratigrafica	Conducibilità idraulica (m/sec)	Granulometria (misure effettuate con il metodo dei setacci, tranne dove diversamente indicato)
S 8	4 – 4.4	AES7	$1.31 \cdot 10^{-9}$	Ghiaia 3.55 % - Sabbia 40.96% - Limo 39.23% - Argilla 16.24%
S 8	10.3 – 10.8	AES7	$3.88 \cdot 10^{-10}$	Ghiaia 1.18 % - Sabbia 38.52% - Limo 31.82% - Argilla 28.47%
S 10	8.5 – 9.1	AES8	$2.01 \cdot 10^{-11}$	Ghiaia 0.23 % - Sabbia 5.35% - Limo 55.64% - Argilla 38.56%
S 11	16.8 – 17.3	AES8	$2.77 \cdot 10^{-11}$	Ghiaia 0.48 % - Sabbia 1.97% - Limo 39.35% - Argilla 58.18%
S 12	3.2 – 3.8	AES8	$9 \cdot 10^{-11}$	Limo 52% - Argilla 48% (misura effettuata con il metodo del densimetro)
S 12	7.6 – 8.2	AES8	$5.5 \cdot 10^{-11}$	Limo 60% - Argilla 40% (misura effettuata con il metodo del densimetro)
S 12	21 – 21.7	AES7	$7.4 \cdot 10^{-11}$	Limo 55% - Argilla 45% (misura effettuata con il metodo del densimetro)
S 13	3.1 – 3.6	AES8	$1.6 \cdot 10^{-10}$	Limo 44% - Argilla 56% (misura effettuata con il metodo del densimetro)
S 13	11.5 – 11.8	AES8	$2.7 \cdot 10^{-11}$	Limo 41% - Argilla 59% (misura effettuata con il metodo del densimetro)
S 15	16.5 – 17	AES7	$6.85 \cdot 10^{-11}$	Ghiaia 0.96 % - Sabbia 5.99% - Limo 55.16% - Argilla 37.87%
S 15	61.5 – 62	AES	$1.37 \cdot 10^{-11}$	Ghiaia 1.63 % - Sabbia 3% - Limo 57.34% - Argilla 38.02%

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1

CAVITÀ IPOGEE

(con il contributo di M.A. Cazzoli)

Nel foglio 221 lo sviluppo di grotte naturali di una qualche rilevanza avviene esclusivamente nella formazione dei gessi messiniani (GES), in cui si è sviluppato un esteso sistema carsico. Indicazioni sulla loro esistenza sono ben documentate e registrate in BERTOLANI *et alii* (1980). La formazione e distribuzione areale delle cavità ipogee in rocce gessose è generalmente legata alla tettonica, poiché la scarsa permeabilità per porosità di cui sono dotate fa sì che l'erosione si sviluppi per vie preferenziali, date da fratture e faglie, lungo le quali avviene l'infiltrazione primaria e la circolazione idrica ipogea.

Viene qui documentata per la prima volta l'esistenza di altre grotte formatesi in GES tra le località Fornace e Sabbioni, al limite della confluenza del rio che scende dal M. della Pieve con il Rio Centonara. Il rilevamento di dettaglio eseguito ha permesso, risalendo questo piccolo rio, di trovare in affioramento i gessi in cui sono evidenti almeno due fenditure che si spingono nel sottosuolo. Un'ulteriore indagine da parte di speleologi potrà così permetterne l'esplorazione ed eventualmente la scoperta di nuove gallerie.

Esistono comunque altri tipi di cavità di scarsa importanza, quali cavità effimere, estese qualche metro, anche in altre formazioni geologiche, generalmente sviluppate in zone particolarmente fratturate; ad esempio sono state osservate fessure, strette ed allungate, nelle formazioni pelitiche liguri, allineate con strutture tettoniche disgiuntive o addirittura sviluppate a ridosso di esse, per lo più nella valle del T. Idice.

La lista di cui sotto, tratta da BERTOLANI *et alii* (1980), elenca tutte le cavità del sottosuolo note presenti nell'area di studio.

- Inghiottitoio dell'Acquafredda loc. Croara (3 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Risorgente dell'Acquafredda loc. Croara (4 BO), risorgente attiva in GES
- Grotta della Spipola loc. Croara (5 BO), complesso in GES
- Buco del Belvedere loc. Croara (6 BO), pozzo complesso in GES
- Grotta del Farneto loc. Farneto (7 BO), risorgente complessa in GES
- Grotta Cioni loc. Farneto (8 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Grotta davanti alla Chiesa di Gaibola loc. Gaibola (23 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Grotta di fianco alla Chiesa di Gaibola loc. Gaibola (24 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Buco della Rana Rossa loc. Farneto (25 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta "il Castello" loc. Farneto (26 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Buco dell'Inferno loc. Farneto (27 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Budariol loc. Farneto (28 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco dei Buoi loc. Croara (29 BO), inghiottitoio doppio attivo e complesso in GES
- Buco dei Fichi loc. Croara (30 BO), inghiottitoio fossile in GES
- Budriolo I e II loc. Croara (32 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Buco delle Candele loc. Croara (33 BO), inghiottitoio eroso in GES
- Grotta di Casaglia loc. Casaglia (34 BO), cavità relitto in GES
- Buco delle Lumache loc. Croara (37 BO), inghiottitoio in GES
- Buco di S. Antonio loc. Croara (38 BO), pozzo, inghiottitoio inattivo in GES
- Buco presso il Buco di S. Antonio loc. Croara (39 BO), cavità orizzontale in GES
- Buco a N della Madonna del Bosco loc. Croara (40 BO), inghiottitoio in GES
- Grotticella a SE del Prete Santo loc. Croara (41 BO), cavità relitto in GES
- Buco di Cava Ghelli loc. Croara (42 BO), torrente sotterraneo in GES
- Buco della Tocca loc. Croara (43 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta sotto M. Croara loc. Croara (44 BO), cavità relitto in GES
- Buco I presso le Candele loc. Croara (45 BO), pozzetto in GES
- Buco II presso le Candele loc. Croara (46 BO), cavità relitto in GES
- Buco del Campo loc. Croara (47 BO), inghiottitoio semiotturato in GES
- Buco dei Vinchi loc. Croara (48 BO), inghiottitoio in GES
- Buco del Tacchino loc. Croara (49 BO), risorgente, relitto in GES
- Buco Senza Nome I loc. Croara (50 BO), inghiottitoio otturato in GES
- Buco Senza Nome II loc. Croara (51 BO), relitto, artificiale in GES

- Grotta della Acaciaia loc. Croara (52 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Grotta delle Campane loc. Croara (53 BO), complesso in GES
- Buco Senza Nome loc. Croara (54 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco Ossifero del Boscopiano loc. Croara (55 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco delle Gomme loc. Croara (56 BO), risorgente attiva in GES
- Buco del Cucco loc. Croara (57 BO), inghiottitoio in GES
- Grotticella Sopra il Farneto loc. Farneto (58 BO), inghiottitoio fossile in GES
- Buco dei Tre Fiumi loc. Farneto (59 BO), cavità di attraversamento in GES
- Buco della Dolinetta loc. Farneto (60 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco a O di Q. 252 loc. Farneto (61 BO), fessura in GES
- Grotta presso Ca' Fornace loc. Farneto (62 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Grotta della Casupola loc. Farneto (63 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta dell'Anemone Bianca loc. Farneto (64 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Grotta delle Radici loc. Farneto (65 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta dello Zigolo loc. Farneto (66 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta del Partigiano loc. Farneto (67 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Pozzo dei Modenesi loc. Farneto (68 BO), pozzo in GES
- Grotta della Buca di Ronzana loc. Farneto (69 BO), cavità tettonica in GES
- Grotta della Lepre loc. Farneto (70 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta I della Buca di Goibola loc. Farneto (71 BO), cavità relitto in GES
- Grotta Lawrence loc. Farneto (72 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta Secca loc. Farneto (73 BO), diaclasi complessa in GES
- Grotta della Santa loc. Farneto (74 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Grotta del Gufo loc. Farneto (75 BO), doppio inghiottitoio in GES
- Grotta del Fabbro loc. Farneto (76 BO), cavernone in GES
- Grotta di Castel de' Britti loc. Castel de' Britti (77 BO), cavernetta in GES
- Grotta di Coralupi loc. Farneto (92 BO), complesso in GES
- Grotta del Bosco ex Fangarezzi loc. Farneto (93 BO), inghiottitoio in GES
- Tana del Bosco ex Fangarezzi loc. Farneto (94 BO), cavità semiartificiale in GES
- Grotta della Cava di Gaibola loc. Gaibola (137 BO), risorgente relitto in GES
- Grotta Due Torri loc. Monte Donato (140 BO) inghiottitoio in GES
- Inghiottitoio della Grande Dolina di Ca' Due Torri loc. Monte Donato (141 BO) inghiottitoio otturato in GES
- Grotta del Ragno loc. Croara (142 BO), complesso in GES
- Grotta dei Ferraresi loc. Farneto (143 BO), inghiottitoio in GES

- Buca di Ca Girotti loc. Castel de' Britti (144 BO), inghiottitoio fangoso in GES
- Grotta Rifugio degli Equiseti n. 1 loc. Castel de' Britti (145 BO), cavità semiartificiale in GES
- Grotta a SO della Chiesa loc. Castel de' Britti (146 BO), relitto in GES
- Grotta Rifugio degli Equiseti n. 2 loc. Castel de' Britti (147 BO), cavità semiartificiale in GES
- Grotta del Casetto loc. Croara (148 BO), frattura semiartificiale in GES
- Grotta Serafino Calindri loc. Croara (149 BO), inghiottitoio complesso in GES
- Inghiottitoio V della Buca di Budriolo loc. Croara (150 BO), inghiottitoio relitto in GES
- Grotta delle Dolicopode loc. Farneto (152 BO), inghiottitoio in GES
- Grotticella preistorica sopra il Farneto loc. Farneto (153 BO), risorgente relitto in GES
- Buco di Via Carlo Jussi loc. Farneto (186), risorgente relitto in GES
- Cavernetta dei Ragni loc. Gaibola (195 BO), cavernetta in GES
- Buco delle Canne loc. Gaibola (196 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta dei Frassini loc. Gaibola (197 BO), cavernetta in GES
- Grotticella a NE del Farneto loc. Farneto (198 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta del Tempio loc. Croara (199 BO), pozzo in GES
- Inghiottitoio dei Due Pozzetti loc. Farneto (223 BO), inghiottitoio in GES
- Buco dei Ghiri loc. Croara (248 BO), inghiottitoio in GES
- Grotticella I del Bosco di Gaibola loc. Gaibola (251 BO), cavità relitto in GES
- Grotticella II del Bosco di Gaibola loc. Gaibola (252 BO), cavità relitto in GES
- Pozzo della Vigna loc. Croara (253 BO), cavità relitto in GES
- Buco I presso il Pozzo della Vigna loc. Croara (254 BO), cavità relitto in GES
- Buco II presso il Pozzo della Vigna loc. Croara (255 BO), cavità relitto in GES
- Buco delle Viole loc. Croara (256 BO), inghiottitoio in GES
- Grotticella della Neve loc. Farneto (257 BO), inghiottitoio in GES
- Buco delle Viole loc. Croara (256 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta Elena loc. Croara (258 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Buco dell'Elefante loc. Croara (260 BO), cavità relitto in GES
- Grotta della Cava di Castel de' Britti loc. Castel de' Britti (273 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Pozzo presso le Candele loc. Croara (274 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco del Prete Santo loc. Croara (275 BO), inghiottitoio in GES

- Pozzo presso il Pozzo di S. Antonio loc. Croara (276 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco della Bigia loc. Croara (277 BO), cavità relitto in GES
- Buco I a N dell'Acquafredda loc. Croara (278 BO), cavità relitto in GES
- Buco II a N dell'Acquafredda loc. Croara (279 BO), cavità relitto in GES
- Buco III presso il Pozzo della Vigna loc. Croara (280 BO), cavità relitto in GES
- Buco IV presso il Pozzo della Vigna loc. Croara (281 BO), cavità relitto in GES
- Inghiottitoio a O del Buco del Bosco loc. Croara (282 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Grotticella fra il Buco del Bosco e il Buco delle Lumache loc. Croara (283 BO), cavità relitto in GES
- Pozzo presso Cava Ghelli loc. Croara (284 BO), cavità relitto in GES
- Grotta Novella loc. Farneto (287 BO), complesso in GES
- Frattura a N del Farneto loc. Farneto (289 BO), cavità relitto e di crollo in GES
- Grotta Marcel Loubens loc. Farneto (300 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Grotticella III del Bosco di Gaibola loc. Gaibola (308 BO), cavità relitto in GES
- Inghiottitoio della Buca di Ronzana loc. Farneto (350 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Grotticella sotto Miserazzano loc. Croara (415 BO), risorgente fossile in GES
- Risorgente di Castel de' Britti loc. Castel de' Britti (416 BO), risorgente cunicolo in GES
- Grotta del Fumo loc. Farneto (417 BO), diaclasi in GES
- Buco I delle Vacche loc. Farneto (418 BO), inghiottitoio inattivo in GES
- Buco II delle Vacche loc. Farneto (419 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta del Biennio loc. Farneto (420 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta dell'Incendio loc. Farneto (421 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta della Cava presso il Farneto loc. Farneto (425 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta Asciutta loc. Farneto (426 BO), diaclasi in GES
- Pozzo del Muschio loc. Farneto (427 BO), pozzo in GES
- Grotta a Ferro di Cavallo loc. Farneto (428 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Buco delle Erosioni loc. Farneto (429 BO), pozzetto eroso in GES
- Buco del Pettiroso loc. Farneto (430 BO), relitto in GES
- Buco della Polla loc. Farneto (431 BO), inghiottitoio in GES
- Buco del Limite loc. Farneto (432 BO), inghiottitoio relitto in GES
- Grotta II presso Ca' Fornace loc. Farneto (438 BO), inghiottitoio in GES

- Buco del Soffione loc. Croara (440 BO), diaclasi in GES
- Buco del Calzolaio loc. Croara (441 BO), inghiottitoio in GES
- Pozzetto dei Due Ingressi loc. Croara (442 BO), pozzetto in GES
- Buco del Muretto loc. Croara (483 BO), cavità relitto in GES
- Inghiottitoio del Filo Spinato loc. Croara (484 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Buco del Marcio loc. Croara (493 BO), inghiottitoio relitto in GES
- Grotta degli Occhiali I loc. Farneto (494 BO), inghiottitoio in GES
- Grotta degli Occhiali II loc. Farneto (495 BO), inghiottitoio in GES
- Pozzetto del Prefabbricato loc. Farneto (512 BO), inghiottitoio eroso in GES
- Pozzo della Strada di Gaibola loc. Gaibola (516 BO), pozzo in GES
- Grotta delle Pisoliti loc. Croara (550 BO), inghiottitoio attivo in GES
- Grotta della Befana loc. Croara (559 BO), inghiottitoio in GES

BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano*. In: G. Cremonini, F. Ricci Lucchi (eds) Guida alla Geologia del margine Appenninico-Padano. Guida Geol. Reg., Soc. Geol. It., 205-236.
- AMOROSI A. (1992a) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le Valli del Panaro e del Marecchia (Appennino Settentrionale)*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Bologna. 205 pp.
- AMOROSI A. (1992b) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino settentrionale)*. Giorn. di Geol., ser. 3, **54** (1), 95-105.
- AMOROSI A., BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998b) - *Sedimentology, micropalaeontology, and strontium-isotope dating of a lower-middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines, northern Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 789-806.
- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M.L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P. & VAIANI S.C. (1998a) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills*. Giornale di Geologia, **60**, 83-118.
- AMOROSI A., CAPORALE L., FARINA M., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Late Quaternary sedimentation at the southern margin of the Po Basin (northern Italy)*. Geologia Insubrica, **2/2**, 149-159.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G. & FIORINI F. (1999a) - *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. (1999b) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. Sedimentology, **46**, 99-121.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. Paleopelagos, **3**, 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996a) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 355-367.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996c) - *Detecting a sequence boundary across different tectonic domains: an example from the Middle Miocene of the Northern Apennines (Italy)*. Terra Nova, **8**, 334-346.
- AMOROSI A., DI DIO G. & RICCI LUCCHI F. (1999c) - *Sequence stratigraphy, stratal patterns and groundwater reservoirs of the southern Po Basin*. EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Helsinki, 7-11 June 1999, 540.
- 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, **57/1-2**, 3-16.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996b). *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: 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.
- AZZAROLI A. & CITA M.B., con contributi di SELLI R. (1969) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. It., **89**, 3-22.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.

- BERGONZONI A. & ELMI C. (1998) - *Geologia del territorio urbano di Bologna*. In: *Atti del Convegno su Geologia delle Grandi Aree Urbane - Progetto Strategico C.N.R.* Bologna, 4-5 novembre 1997, 265-271.
- BERTOLANI M., FORTI P. & REGNOLI R. (1980) - *Il catasto delle cavità naturali in Emilia-Romagna*. Pitagora (Ed.), pp. 249, Bologna.
- BERTOLDI R. (1995) - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino nord-orientale*. Il Quaternario, **8**, 61-70.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 215-246.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1987a) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 91-126.
- BETTELLI G., FIORONI C., FREGNI P. & PANINI F. (1991) - *Nuovi dati stratigrafici sulla successione epiligure eo-oligocenica della Val di Setta (Appennino bolognese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 221-227.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I melanges dell'Appennino Settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1991) - *Liguridi, melanges e tettoniti nel complesso caotico lungo la "Linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale, province di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 387-416.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, pubbl. 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics on the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 225-314.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of Northern Apennines and adjoining areas*. CNR.
- CANTELLI C., AMADESI E., CIABATTI M., RABBI E. & ZECCHI R. (1988) - *Primi risultati di ricerche sulle paleosuperfici nella Valle del Reno (Bologna)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 117-120.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. & ZECCHI R. (1978) - *Neotettonica del Margine padano dell'Appennino bolognese in relazione agli indizi geomorfologici e alle strutture sismogenetiche*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 627-634, Roma.
- 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 219 - Sassuolo (2005) - APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 256 - Rimini (2005) - APAT-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 San 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 D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 255 - Cesena (in stampa) - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000, Fogli: 87 Bologna, 88 Castel S. Pietro Terme, 97 S. Marcello Pistoiese, 98 Vergato e 99 Faenza. Servizio Geologico d'Italia, IPZS, Roma.
- CARTA GEOMORFOLOGICA DELLA PIANURA PADANA in scala 1:250.000 (1997). Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica e Tecnologica. S.E.L.C.A., Firenze
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (con un contributo di RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G.) (1985) - *Analisi strutturale del fronte appenninico-padano*. *Giornale di Geologia*, Ser. **3**, **47**, 47-76.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. *Mem. Sci. Geol.*, v. **49**, 207-253.
- CAZZOLI M.A., TABARRONI & ZANNA A. (1988) - *Assetto tettonico della zona pedemontana tra Bazzano e Zola Predosa (Appennino Bolognese)*. *Rendiconti della Soc. Geol. It.*, **11**, 321-324.
- CERETTI E. & COLALONGO M.L. (1982) - *Pliocene e Liguridi nell'Alta Val Sellustra (appennino bolognese)*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. *Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital.*, 159-160
- CERRINA FERONI A., VESCOVI P. & OTTRIA G. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 217 Neviano degli Arduini*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CIABATTI M. (1984) - *Aspetti geografico-fisici e geomorfologici della pianura bolognese e romagnola*. *Giornale di Geologia*, **45**, 295-301.
- CLERICI A. (1988) - *Considerazioni morfotettoniche sul versante padano dell'Appennino tra il fiume Secchia e il fiume Santerno in base all'analisi delle "superfici pianeggianti"*. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **1**, 89-106.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., GUARNIERI P. & MANCINI E. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del Santerno (Appennino romagnolo)*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. *Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital.*, 161-166.
- CNR-CCGG (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale. *Quaderni ser. III*, **1**, 203 pp.
- CREMASCHI M. (1978) - *Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni quaternari pedeappenninici: loess e paleosuoli tra il Fiume Taro e il torrente Sillaro*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **1**, 4-22.
- CREMASCHI M. (1979) - *Alcune osservazioni sul paleosuolo delle conoidi "wurmiane", poste al piede dell'Appennino emiliano*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **2**, 187-195.
- CREMASCHI M. (1982) - *La formazione fluvioacustre del Pleistocene inferiore-medio nel pedeappennino emiliano*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. *Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital.*, 145-149.
- CREMASCHI M. (1983) - *Il Pleistocene litorale e continentale del margine pedeappenninico forlivese e la posizione stratigrafica dei siti del Paleolitico inferiore ivi rinvenuti*. In: AA.VV., *Le più antiche tracce dell'uomo nel territorio forlivese e faentino*. *Catalogo della Mostra*, 33-40, Grafiche M.D.M., Forlì.
- CREMASCHI M. & GASPERI G. (1989) - *L'"alluvione" alto medioevale di Modena (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **42**, 179-190.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*. *Giorn. Geol.*, serie **2**, **42** (1), 61-82.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico padano*. *Guide Geologiche Regionali della Soc. Geol. It.*, pp. 247.
- CREMONINI S. (1987) - *Alcuni problemi e idee di geologia del Recente relativi all'alta pianura bolognese. La stratigrafia del Tribunale nuovo di Bologna*. *Studi e Documenti di Archeologia*, **3**, 49-61.
- CREMONINI S. (1989) - *Morfoanalisi della veteroidrografia centese. Approccio semiquantitativo ad un modello evolutivo del dosso fluviale*. In: "Insediamenti e viabilità dell'alto ferrarese dall'età romana al medioevo". Cento, 135-175.
- CREMONINI S. (1990) - *Inquadramento geologico-ambientale della pianura bolognese in età romana*. *Civiltà Padana*, **3**, 93-128.

- CREMONINI S. (1992) - *Il Torrente Savena oltre i limiti dell'analisi storica. Un esempio di archeologia fluviale*. Atti e Memorie della Deputazione di Storia Patria per le province di Romagna, **42**, 159-195.
- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U. and CATRULLO D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan basin (northern Italy)*. Paleont. y Evol., **24-25**, 341-362.
- DI DIO G. & CAPORALE L. (1998) - *Un modello fisico tridimensionale della conoide alluvionale del Fiume Reno per la gestione degli acquiferi e lo studio della subsidenza*. In: Geofluid '98 - Problemi di ingegneria: Estrazione di fluidi e subsidenza (a cura di G. BRIGHENTI & E. MESINI), Piacenza, 3 ottobre 1998, 67-76.
- DI GIULIO A., MANCIN N. & MARTELLI L. (in stampa) - *Geohistory of the ligurian orogenic wedge: first inferences from epiligurian sediments*. Mem. Soc. Geol. It.
- DIECI G. (1965) - *Età luteziana delle "Argille di Rio Giordano" (Appennino settentrionale modenese)*. Documentazione micropaleontologica. Boll. Soc. Paleont., **4**, 9-27.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di Geologia, **48**, 197-225.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital., 205-236.
- ELMI C., BERGONZONI A., MASSA T., MONTALETTI V., BARATELLA P.L. & RONCHI A. (1984) - *Il territorio di pianura del Comune di Bologna: aspetti geologici e geotecnici*. Giornale di Geologia, **46** (2), 127-152.
- ELMI C. & NESCI O. (1991) - *Forme e movimenti recenti dell'alta pianura emiliano-romagnola*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 497-502.
- ELMI C., NESCI O., SAVELLI D. & MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico: processi geomorfologici e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 717-721.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le unità Liguridi dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **46**, 121-138
- FAO (1967) - *Aerial photo interpretation in soil survey*, Soils Bulletin, 6, 54 pp.
- FARABEGOLI E. (1985) - *Note geologiche sul territorio di S. Lazzaro di Savena*. In: F. LENZI, G. NENZIONI & C. PERETTO (eds.), Materiale e documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro di Savena e il suo territorio, Catalogo del museo, Nuova Alfa Editoriale, Bologna, 13-26.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991) - *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 417-432.
- FARABEGOLI E., ONOREVOLI G., RUFFINO C. & COSTANTINI B. (1997) - *Struttura del sottosuolo quaternario continentale della Pianura Padana meridionale (Provincia di Ravenna - Italia)*. Università degli Studi di Bologna & AGIP.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, 42, no. 1, 1-36.
- FRANCAVILLA F. & COLOMBETTI A. (1980) - *Lineamenti idrogeologici della pianura della Provincia di Bologna*. Quaderni Ist. Ric. Acque CNR, **51-1**, 119-143.
- FRANCAVILLA F., D'ONOFRIO S. & TONI G. (1980) - *Caratteri idrogeologici, strutturali e paleoecologico-stratigrafici del conoide del Fiume Reno (Bologna)*. Quaderni Ist. Ric. Acque CNR, **51-1**, 81-95.
- FRIEND P.F. (1983) - *Towards the field classification of alluvial architecture or sequence*. In J.D. COLLINSON & J. LEWIN, eds., Modern and ancient fluvial systems, IAS Sp. Publ. No. 6, 345-354.
- FRIEND P.F., SLATER M.J. & WILLIAMS R.C. (1979) - *Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain*. J. Geol. Soc. London, **136**, 39-46.
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D.

- (1987) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura*. Note illustrative alla carta geologica. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 375-431.
- GHISELLI F. & MARTELLI L. (1997) - *Evoluzione dei campi di stress lungo il margine appenninico-padano dal Pleistocene medio all'Attuale: analisi strutturale dei depositi pleistocenici affioranti tra Castell'Arquato (Piacenza) e Rimini*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **10** (2) 439-444.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai nannofossili calcarei (Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, 75-84.
- GIORGI G. (2000) - *The ancient morphology of the Po Plain in the area of Bologna (Italy)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **23**, 47-58.
- GNNGF (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.
- LENZI F. & NENZIONI G. (a cura di) (1996) - *Lettere di Pietra - I depositi pleistocenici: sedimenti, industrie e faune del margine appenninico bolognese*. Istituto Beni Culturali della Regione Emilia-Romagna, Museo Archeologico Luigi Donini. Editrice Compositori, Bologna, 867 p.
- MANCIN N. (1999) - *Biostratigrafia delle successioni epiliguri tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore*. Tesi di Dottorato, XII ciclo, Università degli Studi di Pavia.
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeappenninico romagnolo: rapporto preliminare*. Rend. Soc. Geol. It., **10**, 33-37.
- McFADDEN L.D. (1988) - *Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California*. In: J. REINHARDT & W.R. SIGLEO, eds., *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications*. Geol. Soc. Am., Special Paper **216**: 153-177.
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: A. D. MIALL, ed., *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**, 597-604.
- MUTTI E., DAVOLI G., MORA S. & SGAVETTI M. (1994) - *Conceptual stratigraphic framework*. In: E. MUTTI, G. DAVOLI, S. MORA & 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.
- NENZIONI G. & VANNELLI F. (1982) - *I depositi quadernari e le industrie del Paleolitico inferiore tra i Torrenti Savena ed Idice (Bologna)*. In: Atti della XXIII Riunione scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria (1980), Firenze, 273-292.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. **67**, 841-875.
- ORI G.G. (1979) - *Barre di meandro nelle alluvioni ghiaiose del fiume Reno (Bologna)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **98**, 35-54.
- ORI G.G. (1982) - *Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy)*. Sedimentary Geology, **31**, 231-248.
- ORI G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sediment. Geol., **83**, 1-14.
- PANINI F., BETTELLI G. & PIZZIOLLO M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 237 Sasso Marconi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- PAPANI G., DE NARDO M.T., VERNIA L., BETTELLI G. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 218 Castelnovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.

- PAREA G.C. (1986) - *Terrazzi tardo-pleistocenici del margine esterno della Catena appenninica in relazione alla geologia dell'Avanfossa adriatica*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 913-936.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico-padano eseguito negli anni 1955-1959 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1), 3-34.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Pubbl. 414 P.F. Geodinamica, C.N.R., 23p.
- PINI G.A. (1991) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle "Argille Scagliose" (pedeappennino bolognese): loro significato meccanico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 355-373.
- PINI G.A. (1993) - *Geological Map of the Bologna area foothills, scala 1:50.000*. Università degli Studi di Bologna-CNR. CTF s.n.c. e Grafiche Step, Parma.
- PINI G.A. & CASTELLARIN A. (1989) - *Illustrazione dell'escursione tematica sulle "Argille Scagliose" del Sillaro (Appennino bolognese) del "Gruppo Alpi" CNR (20 Dicembre 1988)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**, 339-358.
- PONZANA L. (1988) - *La Formazione di M. Morello e i suoi complessi di base (Appennino settentrionale, Cretacico superiore - Eocene medio)*. Università di Modena e Bologna - Tesi di Dottorato, Bibl. Naz. Roma e Firenze, pp. 81.
- PONZANA L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition I: 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 & J.C. VAN WAGONER), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **42**, 109-124.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of melanges*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **198**, 7-20.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna*. A cura di N. FILIPPI & L. SBARBATI. Servizio Cartografico - Ufficio pedologico. Regione Emilia-Romagna. 383 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2000) - *Relazione sullo stato dell'ambiente in Emilia-Romagna 1999*. Regione Emilia-Romagna. 407pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. DI DIO. S.EL.CA., Firenze, 120 p.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI I. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital., 17-46.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G., OGLIANI F. & COLALONGO M.F. (1981) - *Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basin, Bologna*. In: F. RICCI LUCCHI: Exc. Guidebook, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna, 79-160.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. In: P.H. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull., **98**, 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide*. Amos Salvador Editor.
- SOIL SURVEY STAFF (1980) - *Tassonomia del suolo*. Edizione Italiana a cura di C. Giovagnotti. Edagricole, Bologna.
- VAI G.B. (1984) - *Quando barrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti?* In: *Pagine di vita e storia imolesi*, CARS Imola, **2**, 195-219.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 217-249.
- 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. Balby). Am Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol., **27**, 1-10.

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.

ZANZUCCHI G. & MARTINI A. (2000) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198 Bardi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. IPZS, Roma.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG