ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 324
FOLIGNO

a cura di
M.R. Barchi[1], M. Lemmi[1]

Con contributi di:
G. Biella[3], A. Boscherini[2], G. Caielli[3], A. Checconi[1], S. Cirilli[1], R. De Franco[3], G. Felicioni[2], A. Lozey[3], L. Melelli[1], B. Mencaroni[2], F. Mirabella[1], A. Motti[2], N. Natali[2], P. Paccara[1], G. Parisi[1], R. Rettori[1], G. Simone[2], A. Sorrentino[2],

(1) Dipartimento di Fisica e Geologia - Università di Perugia
(2) Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico
(3) CNR - IDPA, Milano

Ente realizzatore: Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico

PROGETTO CARG

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Umbria:
A. MOTTI

Per ISPRA - Servizio Geologico d'Italia:

Revisione scientifica:
R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.)**, S. Grossi**

Revisione informatica dei dati geologici:
A. Lisi, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci (coord.)**, S. Grossi**

Per la Regione Umbria:

Organizzazione per l'allestimento editoriale e cartografico:
A. Boscherini, A. Motti, N. Natali, G. Simone

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati a cura di:
Litografia Artistica Cartografica - Firenze

Responsabile procedimento:
A Motti - Regione Umbria

Gestione tecnico-amministraiva del Progetto CARG
M. T. Lettieri - ISPRA - Servizio Geologico d'Italia
A. Motti, G. Simone - Regione Umbria - Servizio Geologico Sismico

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

Stampa: **Litografia Artistica Cartografica** - Firenze - **2015**

PROGETTO CARG

INDICE

PREMESSA ..... Pag. 7

I - **INTRODUZIONE** ..... » 11
1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO . » 11
2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO ..... » 12
2.1. - Il reticolo idrografico ..... » 13
2.2. - Le Unità Morfologiche ..... » 14
2.2.1 - *UM 1 - I rilievi collinari dei depositi clastici plio-pleistocenici e delle formazioni terrigene* ..... » 15
2.2.2. - *UM 2 - La Valle Umbra* ..... » 16
2.2.3. - *UM 3 - Il contatto tra la Valle Umbra e i rilievi calcarei* .. » 18
2.2.4. - *UM 4 - I rilievi calcarei appenninici* ..... » 19
2.2.5. - *UM 5 - I bacini intramontani* ..... » 22
3. - STUDI PRECEDENTI ..... » 24
4. - METODI D'INDAGINE ..... » 26
4.1. - Analisi biostratigrafiche e sedimentologiche sulle successioni mesozoiche e cenozoiche ..... » 26
4.2. - Un carotaggio attraverso la sezione tipo delle Marne di Monte Serrone ..... » 29
4.3. - Esplorazione sismica nella piana di Foligno ..... » 30
4.3.1. - *Processing a riflessione* ..... » 31
4.3.2. - *Processing a rifrazione* ..... » 34
4.3.3. - *Conclusioni* ..... » 35

II. - **STRATIGRAFIA** ..... » 39
1. - SUCCESSIONE CARBONATICA ..... » 39
1.1. - Calcare Massiccio (**MAS**) ..... » 42
1.2. - Gruppo del Bugarone (**BU**) ..... » 45
1.3. - Corniola (**COI**) ..... » 46
1.4. - Marne di Monte Serrone (**RSN**) ..... » 51
1.4.1. - *Analisi paleomagnetiche e geochimiche della sezione tipo del M. Serrone* ..... » 53
1.5. - Rosso Ammonitico (**RSA**) ..... » 56
1.6. - Calcari e Marne a Posidonia (**POD**) ..... » 58
1.7. - Calcari Diasprigni (**CDU**) ..... » 59
1.8. - Maiolica (**MAI**) ..... » 62
1.9. - Marne a Fucoidi (**FUC**) ..... » 63
1.10. - Scaglia Bianca (**SBI**) ..... » 65
1.11. - Scaglia Rossa (**SAA**) ..... » 67

PROGETTO CARG

1.12. - Scaglia Variegata (**VAS**) ..... » 76
1.13. - Scaglia Cinerea (**SCC**) ..... » 78
1.14. - Bisciaro (**BIS**) ..... » 82
2. - SUCCESSIONE TORBIDITICA ..... » 83
2.1. - Schlier (**SCH**) ..... » 84
2.2. - Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (**MUM**) ..... » 86
2.2.1. - *Successioni affioranti nella zona di Castel Ritaldi* ..... » 86
2.2.2. - *Successioni affioranti nella zona a nord e ad est di Foligno* ..... » 87
3. - SUCCESSIONE DEI BACINI SEDIMENTARI PLIO-PLEISTOCENICI ..... » 88
3.1. - Supersintema Tiberino (**ST**) ..... » 88
3.1.1. - *Sintema della Valle Umbra* (**SVU**) ..... » 89
3.1.1.1. - Unità di Bevagna (**SVU_a**) ..... » 90
3.1.1.2. - Unità di Montefalco (**SVU_b**) ..... » 91
3.1.2. - *Sintema di Morgnano* (**MGN**) ..... » 91
3.2. - Sintema di Colfiorito (**CFT**) ..... » 93
3.2.1. - *Subsintema di Cesi* (**CFT_1**) ..... » 95
3.2.2. - *Subsintema di Voltellina* (**CFT_2**) ..... » 96
4. - UNITÀ STRATIGRAFICHE QUATERNARIE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA ..... » 97
4.1. - Deposito di origine mista: di *debris flow* e/o torrentizio (**i**) » 97
4.2. - Travertino (**f_1**) ..... » 98
4.2.1. - *Travertino di Triponzo* ..... » 99
4.2.2. - *Travertino di Postignano* ..... » 101
4.2.3. - *Travertini del F. Menotr*e ..... » 101
4.3. - Coltre eluvio-colluviale (**b_2**) ..... » 102
4.3. - Deposito palustre (**e_5**) ..... » 103
4.5. - Deposito alluvionale terrazzato (**b_n**) ..... » 103
4.6. - Deposito alluvionale (**b**) ..... » 104
4.7. - Detrito di falda (**a_{3a}**, **a_{3b}**) ..... » 106
4.7.1. - *Detrito di falda* (**a_{3a}**) ..... » 106
4.7.2. - *Detrito di falda antico* (**a_{3b}**) ..... » 107
4.8. - Deposito di frana (**a_1**) ..... » 108
4.9. - Discarica (**h_1**) ..... » 108
4.10. - Deposito antropico (**h**) ..... » 108

III - **TETTONICA** ..... » 111
1. - TETTONICA ESTENSIONALE SINSEDIMENTARIA . » 112
1.1. - Tettonica giurassica ..... » 113

PROGETTO CARG

1.2. - Tettonica cretacico-paleogenica ..... » 115
2. - TETTONICA COMPRESSIVA ..... » 115
2.1. - Sovrascorrimento di Scopoli-Trevi ..... » 119
2.2. - Sovrascorrimento di Serrone-Pettino ..... » 120
2.3. - Sovrascorrimento di M. Tolagna - M. Maggiore ..... » 121
2.4. - Sovrascorrimento di M. Cavallo ..... » 122
2.5. - Anticlinale di M. L'Aspro ..... » 122
2.6. - La struttura del sottosuolo ..... » 123
3. - TETTONICA ESTENSIONALE RECENTE ..... » 125
3.1. - Il sistema della Valle Umbra ..... » 125
3.2. - Il sottosuolo della Valle Umbra ..... » 126
3.3. - Le faglie di S. Martino e di Verchiano ..... » 130
3.4. - Evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini intramontani ..... » 131
3.5. - Altre faglie dirette recenti ..... » 133
3.6. - Sismicità e tettonica attiva ..... » 133

IV. - **GEOLOGIA APPLICATA** ..... » 137
1. - LE FRANE ..... » 137
2. - SISMICITÀ STORICA E PERICOLOSITÀ SISMICA ..... » 147
3. - MICROZONAZIONE SISMICA ..... » 147
4. - PROVE IN SITO E PARAMETRI GEOTECNICI ..... » 152
5. - RISORSE LITOMINERARIE ..... » 154
6. - IDROGEOLOGIA ..... » 157
6.1. - Idrostrutture carbonatiche ..... » 157
6.2. - Acquifero alluvionale della Valle Umbra sud ..... » 158

V. - **ABSTRACT** ..... » 161

VI. - **LEGEND** ..... » 165

BIBLIOGRAFIA ..... » 173

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

PREMESSA

Il Foglio 324 "Foligno" è stato realizzato a partire dalla preesistente carta geologica alla scala 1:10.000, realizzata dalla Regione Umbria e dalla Regione Marche nel corso di diversi progetti, svolti tra il 1995 e il 2001 (Fig. 1) (Regione Umbria, 1995; RegioneMarche,2001; Regione Umbria,2002).

Partendo da tale cartografia, la produzione di questo foglio CARG ha comportato un lavoro notevole, articolato su vari fronti. Le carte prodotte dalle Regioni si presentavano infatti disomogenee, in particolare per quanto riguarda la rappresentazione dei depositi di copertura "ubiquitari" (Unità quaternarie non distinte in base al bacino di appartenenza). Inoltre, le successioni dei bacini plio-pleistocenici non erano state inquadrate seguendo i criteri delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU). Anche la rappresentazione del substrato (carbonatico e torbiditico) e della tettonica presentava numerosi problemi interpretativi e di omogeneità. In generale, le informazioni di tipo biostratigrafico e sedimentologico erano piuttosto scarse e frammentarie.

Le operazioni più importanti, disposte per eliminare o mitigare tali carenze, sono di seguito elencate:

- la fotointerpretazione di tutta l'area del foglio, integrata con numerosi controlli di terreno, ha avuto come obiettivo principale la ridelimitazione e la caratterizzazione dei depositi ubiquitari;
- un rilevamento *ex-novo*, corredato dalla caratterizzazione sedimentologica e stratigrafica degli affioramenti, è stato condotto sui depositi continentali quaternari della Valle Umbra e dei bacini intramontani;

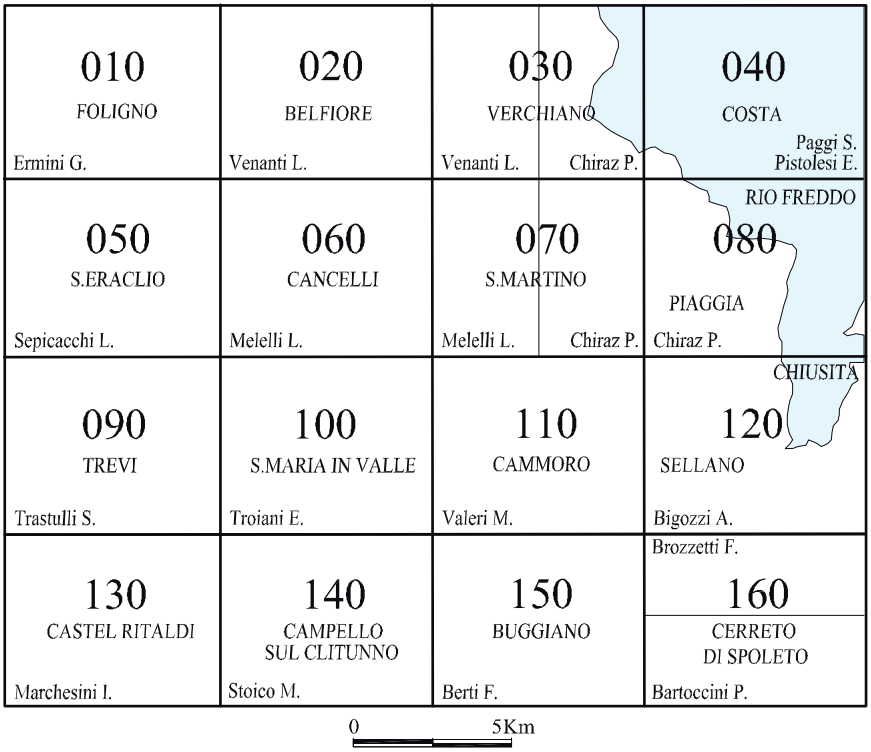


Fig. 1 - *Foglio 324 "Foligno": quadro d'unione delle Sezioni della Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000, realizzata dalla Regione Umbria (1995, sezioni 324120 e 324160; 1998) e dalla Regione Marche (2001; area in celeste). Per ogni Sezione sono indicati i nomi dei geologi rilevatori.*

- numerosi controlli di terreno hanno portato a modificare, anche in modo sostanziale, l'interpretazione di numerose aree di affioramento del substrato;
- alcune successioni affioranti, ritenute particolarmente significative, sono state campionate ed analizzate dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico.

Questo lavoro è stato condotto con la preziosa collaborazione di un gruppo di ricercatori e liberi professionisti, che vogliamo qui rapidamente menzionare e ringraziare:

- Laura Melelli, con l'assistenza di Stefania Candio, ha curato l'interpretazione aerofotogeologica e geomorfologica del foglio;
- Paolo Paccara ha studiato in dettaglio le unità sintemiche di ambiente continentale, curandone la cartografia e la descrizione;
- Simonetta Cirilli ha studiato la stratigrafia e la sedimentologia del Calcare Massiccio e della Corniola;

note_324_Foligno_10_09-15.indd 8 10/09/15 10:48

- Roberto Rettori ha eseguito le analisi biostratigrafiche e sedimentologiche di numerose sezioni, rappresentative della stratigrafia della successione carbonatica, con il supporto di Alessio Checconi (biostratigrafia) e di Marco Chech (litostratigrafia e sedimentologia); Federico Venturi ha eseguito le determinazioni di una fauna ad ammoniti, rinvenuta nella formazione del Rosso Ammonitico;
- Roberto De Franco e i suoi collaboratori (Grazia Caielli, Alfredo Lozej e Giancarlo Biella) hanno eseguito la prospezione sismica a riflessione/rifrazione nell'area della piana di Foligno, alla cui interpretazione ha contribuito anche Laura Saccucci;
- Maurizio Calzuola ha assistito Margherita Lemmi, eseguendo alcuni controlli di terreno, nelle aree che necessitavano di maggiore attenzione;
- i colleghi della Regione Umbria (Arnaldo Boscherini, Giulia Felicioni, Barbara Mencaroni, Andrea Motti, Norman Natali, Gianluigi Simone, Amalia Sorrentino) hanno curato gli aspetti geologico-applicativi; in quest'ambito, Francesco Mirabella ha contribuito alla definizione della sismicità storica e strumentale;
- Alessandro Lemmi ha curato la restituzione grafica digitale delle mappe e delle sezioni geologiche prodotte, oltre a ridisegnare molte delle figure.

Nel corso dell'esecuzione del foglio, ci è parso opportuno creare un collegamento con un progetto di ricerca, promosso tra gli altri da Guido Parisi, nel cui ambito è stata eseguita una perforazione in corrispondenza dell'affioramento tipo delle Marne di Monte Serrone. Le carote estratte sono state studiate in dettaglio, anche dal punto di vista paleomagnetico, e i principali risultati sono riportati in queste Note Illustrative.

Alcune delle problematiche locali, emerse durante la realizzazione del foglio, sono state oggetto di Tesi di Laurea, sviluppate nell'ambito dei corsi di laurea in geologia dell'Università di Perugia. In particolare nell'ambito del progetto sono state elaborate le Tesi di Laurea triennali di Filippo Palmisani, Roberto Pucci, Luca Montegiove, Sara Camici, Chiara Corradi, Andrea Marconi, Claudio Bartolini, Alessandro Bigerna, Federico Uccellani e Stefano Brandoni.

I colleghi della Regione Umbria, in particolare Arnaldo Boscherini e Andrea Motti, hanno collaborato durante tutta l'esecuzione del foglio, curandone gli aspetti organizzativi e partecipando costruttivamente alle discussioni che ne hanno accompagnato la realizzazione.

Queste Note Illustrative sono state da noi interamente redatte e riviste. I capitoli e i paragrafi redatti "a cura di" o "con il contributo di" altri Autori sono segnalati volta per volta.

Buona lettura,

Massimiliano R. Barchi e Margherita Lemmi

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

Il Foglio 324 "Foligno", delimitato dai paralleli 43° 00' 00" e 42° 48' 00" N e dai meridiani 12° 40' 00" e 13° 00' 00" E di Greenwich (coordinate geografiche riferite all'ellissoide internazionale ED 1950), ricade in massima parte nella Provincia di Perugia della Regione Umbria e per una piccola porzione (ca. 10% della superficie) nella Provincia di Macerata della Regione Marche. I comuni interessati sono quelli di Foligno, Spello, Trevi, Montefalco, Spoleto, Campello sul Clitunno, Castel Ritaldi, Sellano, Cerreto di Spoleto, Vallo di Nera, Preci, Norcia in Umbria e Monte Cavallo, Serravalle di Chienti e Visso nelle Marche. Sono compresi nel foglio i centri abitati di Foligno, Spello, Trevi, Campello sul Clitunno, Castel Ritaldi, Sellano, Cerreto di Spoleto.

Un quarto dell'area, sul lato occidentale, è occupata dalla pianura della Valle Umbra mentre il restante territorio è quasi interamente montuoso, essendo le fasce collinari assai ridotte. Le altimetrie variano da 205 m s.l.m., in loc. Casone, ad ovest di Sant'Eraclio nella pianura folignate, fino a 1499 m s.l.m. a M. Cavallo; oltre il 20% dell'area del foglio supera altezze di mille metri culminando, oltre che a M. Cavallo, nei rilievi di M. Brunette (1421 m s.l.m.), M. Serano (1429 m s.l.m.), M. Maggiore (1428 m s.l.m.), M. l'Aspro (1401 m s.l.m.).

Quasi tutta l'area rientra nel bacino idrografico del F. Tevere, sottobacini del F. Topino (immissario del F. Chiascio) e del F. Nera; un ristretto settore marchigiano

a nord e ad est della linea spartiacque Tirreno-Adriatico ricade invece nel bacino del F. Chienti (piano di Popola e bacino T. Piazza). Mentre il F. Topino ed il F. Nera attraversano il foglio solo per un tratto, il F. Clitunno, il F. Menotre e il F. Vigi sono interamente ricompresi nel territorio cartografato.

Dal punto di vista geologico, il Foglio 324 "Foligno" ricade nel settore centro-occidentale dell'Appennino umbro-marchigiano. La parte occidentale del foglio è occupata dalla porzione centrale della Valle Umbra, un bacino estensionale riempito da depositi continentali di età plio-pleistocenica, che si estende in direzione NNO-SSE da Sansepolcro a Spoleto. Il tratto compreso nel foglio, tra Foligno e Trevi, è uno dei più ampi, con una larghezza di oltre 7 km. La parte centrale e orientale del foglio corrispondono ad una porzione della catena umbro-marchigiana, che costituisce la continuazione verso sud della "Ruga interna" (Scarsella, 1951). Nell'area di catena affiorano esclusivamente le rocce della successione carbonatica umbro-marchigiana, dal Calcare Massiccio (Giurassico inferiore) fino al Bisciaro (Miocene inferiore). Gli affioramenti delle successioni torbiditiche sono limitati a due piccoli areali, localizzati ai margini del foglio. In questo settore le strutture compressive mantengono direzioni comprese tra N-S e N20° e sono costituite da ampie anticlinali a scatola, che sovrascorrono verso ENE su strette e profonde sinclinali.

2. -INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

(a cura di Laura Melelli)

L'area compresa nel Foglio 324 "Foligno" mostra una stretta correlazione tra fattori strutturali ed evoluzione geomorfologica, che si manifesta in particolare nella disposizione del reticolo idrografico superficiale e nella geometria dei versanti sottesi (Mazzanti & Trevisan, 1978; Cattuto *et alii*, 1979; Centamore *et alii*, 1980; Ciccacci *et alii*, 1985; Cencetti, 1989; 1993; Gregori, 1990; Coltorti, 1997; Coltorti & Pieruccini, 1997a; 1997b; 1999; Calamita *et alii*, 1999; Messina *et alii*, 2002).

La parte occidentale del foglio, tra gli abitati di Foligno e Campello sul Clitunno, è occupata dalla pianura alluvionale della Valle Umbra, delimitata a occidente da una serie di rilievi collinari e ad est da un brusco contatto con i rilievi calcarei della dorsale appenninica. Il territorio montuoso, che ricopre la parte centrale e orientale del foglio, corrisponde ad una tipica catena a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza orientale, in cui si alternano ampie dorsali, anticlinali e strette valli, sinclinali (struttura a pieghe "giurassica", *sensu* Bartolini, 1992).

Questo assetto morfostrutturale è localmente interrotto dalle faglie normali, con direzione prevalente NO-SE, legate alle tettonica distensiva e ai fenomeni di sollevamento più recenti, che pilotano l'evoluzione della rete idrografica superficiale (Ambrosetti *et alii*, 1982; Dramis, 1992). Le faglie principali, a

PROGETTO CARG

prevalente componente distensiva, hanno dislocato le strutture antiformi creando nuovi livelli di base per la rete idrografica in formazione e generando condizioni di marcata erosione regressiva (Cattuto *et alii*, 1988; Cencetti, 1993).

L'attività neotettonica realizza così le condizioni necessarie per un diffuso disequilibrio geomorfologico che si riflette nei processi morfogenetici e nelle forme associate.

2.1. - Il reticolo idrografico

La rete idrografica compresa nel Foglio 324 "Foligno" mostra chiare evidenze di un condizionamento strutturale attivo: catture fluviali, brusche deviazioni a gomito del tracciato, riprese dell'erosione lineare lungo il profilo dei corsi d'acqua e anomalie nella forma dei bacini; frequentemente, il reticolo è discordante con il rilievo.

Sono presenti tre sistemi idrografici principali: quelli del Topino-Marroggia del Vigi-Nera, che drenano verso il Mar Tirreno e, anche se solo marginalmente rappresentato, quello del F. Chienti, che drena verso il Mare Adriatico. La zona di spartiacque tra Tirreno e Adriatico è collocata tra l'estremità meridionale di M. Tolagna e il M. Petetta, dove entrambe le zone di testata presentano evidenze di erosione regressiva.

Il sistema Topino-Marroggia, che comprende anche il bacino del F. Menotre, mostra una direzione di scorrimento dei principali corsi d'acqua (F. Marroggia, T. Teverone, F. Clitunno) da sud verso nord lungo la Valle Umbra, dove anche il F. Topino, proveniente da nord, devia in corrispondenza dell'abitato di Foligno, seguendo il deflusso generale. Il F. Menotre a sua volta scorre da sud verso nord nella zona di testata, per poi compiere una brusca deviazione in corrispondenza dell'abitato di Casenove, disponendosi in direzione est-ovest, e confluire nel F. Topino, nei pressi degli abitati di Vescia e Scanzano. L'area di testata del F. Menotre, costituita dai fossi di Piè di Cammoro e di Fauvella, mostra inoltre uno dei più chiari esempi di controllo strutturale del foglio. Entrambi i corsi d'acqua si allineano con le direzioni di deflusso del F.so di Pettino e del T. Spina che scorrono in senso opposto verso la Valle Umbra dove, una volta giunti, deviano bruscamente verso nord. Ricostruzioni paleogeografiche (Cencetti, 1993) hanno interpretato l'attuale condizione come un'inversione del senso di deflusso di una rete di drenaggio che scorreva originariamente verso sud e che faglie trasversali, poste nell'attuale zona di interfluvio fra i due sistemi, avrebbero interrotto invertendo il senso di deflusso dei fossi di Piè di Cammoro e di Pettino. A conferma del recente adattamento dell'idrografia alle mutate condizioni strutturali, alla confluenza dei due fossi nel F. Menotre (presso il toponimo Casa Orneta) la valle mostra un ampio gomito e un drenaggio centripeto, arrivando da nord anche il F.so la Carbonaia, principale collettore del piano di Verchiano (Gregori, 1990).

PROGETTO CARG

I fiumi Vigi e Nera scorrono entrambi da nord verso sud e mostrano lungo gli affluenti di ordine minore evidenze di un forte controllo strutturale. Un esempio significativo è rappresentato dal F.so di Percanestro nella zona di testata del F. Vigi dove la direzione di alcuni affluenti di primo ordine appare pilotata da faglie orientate OSO-ENE (p. es. F.so della Fonte, all'altezza dell'abitato di Voltellina, tra le cime di M. Cipolleta e M. Pizzuto; l'intensa fratturazione può aver facilitato l'azione erosiva del corso d'acqua in testata). Lungo la medesima direzione è evidente un più generale allineamento della rete idrografica da OSO verso ENE che si riconosce a partire dall'ultimo tratto del F.so Terminara (presso il toponimo Madonna delle Grazie) e prosegue lungo il ramo del F.so Percanestro tra M. le Macchie e M. Maregghia, passa per il già citato F.so della Fonte e prosegue lungo la zona di testata del T. Piazza. Analoghi allineamenti si osservano più a sud, a ENE dell'abitato di Compito, dove l'omonimo fosso si allinea lungo un piano di faglia la cui direzione continua a pilotare la rete idrografica allineando il primo tratto del F.so Tesino e prosegue a ovest di Postignano lungo il F.so Mercatale, sulla sella di Madonna del Monte e lungo il fosso a OSO di Pontechiusita.

Altre anomalie della rete idrografica sono imputabili ad un controllo passivo della struttura, specie per litoselezione, in particolare in corrispondenza dell'affioramento della formazione delle Marne a Fucoidi. Esempi evidenti si osservano lungo le zone di testata dei corsi d'acqua che scorrono tra il Monte e il Sasso di Pale e a ovest di Sellano dove il F.so Capicchio, tra le cime di M.te Puriggia e C.le Minuccio, si dispone in direzione N-S compiendo una brusca deviazione a gomito.

Il sistema del F. Chienti è rappresentato solo dalla zona di testata, lungo il margine nord-orientale del foglio.

I profili longitudinali dei corsi d'acqua, in particolare di quelli di ordine minore, sono lontani dall'equilibrio in conseguenza della variazione dei livelli di base ad opera dell'attività lungo le principali faglie quaternarie. Mostrano frequentemente evidenze di erosione regressiva nella zona di testata e sovralluvionamento in quella distale, dove si riconoscono conoidi alluvionali o miste di limitate dimensioni ed elevate pendenze. I collettori principali (F. Menotre, F. Nera, F. Vigi) presentano tratti in sedimentazione con valli alluvionali a fondo piatto, localizzazioni preferenziali per le infrastrutture e le coltivazioni. Il resto della rete idrografica è in forte erosione lineare e sottende versanti ad elevata energia di rilievo.

2.2. - Le Unità Morfologiche

Per una più accurata descrizione delle caratteristiche geomorfologiche è utile distinguere nell'area cinque Unità Morfologiche (**UM**), riconoscibili sulla base della disposizione delle strutture e delle coperture, dei fattori topografici, delle morfostrutture e dei *pattern* idrografici (Fig. 2). Le suddette unità vengono di seguito descritte da ovest verso est.

PROGETTO CARG

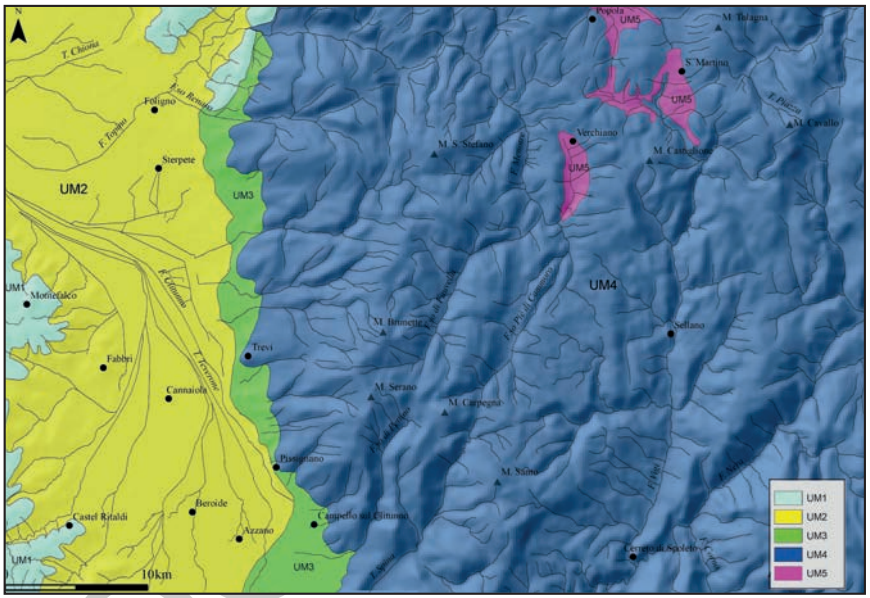


Fig.2 - *Unità Morfologiche: UM1 - I rilievi collinari dei depositi clastici plio-pleistocenici e delle formazioni terrigene; UM2 - La Valle Umbra; UM3 - Il contatto tra la Valle Umbra e i rilievi calcarei; UM4 - I rilievi calcarei appenninici; UM5 - I bacini intermontani.*

2.2.1. - *UM 1 - I rilievi collinari dei depositi clastici plio-pleistocenici e delle formazioni terrigene*

La parte OSO del foglio è delimitata da una serie di colli che, degradando debolmente verso est, si raccordano alla pianura della Valle Umbra. Ad eccezione dei rilievi posti a sud dell'abitato di Castel Ritaldi, questa parte del foglio comprende depositi continentali pleistocenici del ramo orientale del Bacino Tiberino (qui ricompresi nel sintema della Valle Umbra). Tali depositi hanno subito diverse fasi di sollevamento regionale tardo quaternarie e attualmente risultano profondamente reincisi ed erosi dai processi di dinamica fluviale e di versante (Gregori, 1988; Cattuto *et alii*, 2005).

Al piede della dorsale di Fabbri, lungo l'omonimo fosso e al raccordo con la Valle Umbra più ad est, numerosi indizi geomorfologici portano ad ipotizzare la presenza di sistemi di faglie dirette che pilotano la rete idrografica attuale. In particolare, i corsi d'acqua che scendono da ovest lungo i rilievi collinari (affluenti del F.so degli Impiccati e del F.so di Fabbri) mostrano evidenze di erosione in testata, sia attuale che relitta e allineamenti in direzione NNE (Gregori, 1988). Parte delle superfici sommitali dell'UM1 risultano delimitate da orli di scarpata netti e continui, in particolare in sinistra idrografica del F.so di

PROGETTO CARG

Fabbri. Il passaggio tra l'UM1 e la Valle Umbra si presenta rettilineo e continuo tra Montefalco e Bevagna, a conferma di un eventuale controllo tettonico lungo il margine occidentale della conca.

Le deboli pendenze e la scarsa coerenza dei depositi, unitamente all'uso agricolo del suolo, con coperture arboree pressoché assenti, favorisce il dilavamento delle acque di scorrimento superficiale con l'assunzione in carico della frazione fine dei depositi che si accumula ai piedi dei versanti a formare estese coltri colluviali. Le stesse condizioni predisponenti favoriscono fenomeni gravitativi superficiali (scivolamenti, scorrimenti e colate) arealmente limitati e con ricorrenza stagionale. La rete idrografica è costituita da pochi fossi a sezione concava e portata stagionale.

Le medesime condizioni morfogenetiche si realizzano anche lungo i rilievi posti a sud di Castel Ritaldi e quelli nella parte nord-occidentale del foglio (M. Cucco, S. Egidio), costituiti dalle formazioni ad alto contenuto argilloso dello Schlier e della Formazione Marnoso-Arenacea. Fenomeni franosi si sviluppano sui versanti con condizioni predisponenti favorevoli (p. es. versante occidentale e orientale di Colle S. Egidio).

2.2.2. - *UM 2 - La Valle Umbra*

La parte occidentale del foglio è occupata in senso longitudinale da una porzione della pianura alluvionale della Valle Umbra. L'intera valle è attraversata da numerosi corsi d'acqua con senso di scorrimento da sud verso nord, in gran parte canalizzati artificialmente. Tra i più importanti il F.so Ruicciano, il T. Tatarone, il F.so Alveo di San Lorenzo, il T. Marroggia e il F. Clitunno che, all'altezza dell'abitato di Casco dell'Acqua, convergono nel F. Teverone deviando poi verso NO per terminare il proprio corso nel F. Topino appena fuori dal foglio. La valle degrada in modo non uniforme verso nord con pendenze inferiori ai 3°, da una quota di 237 m s.l.m. lungo il limite meridionale del foglio fino a 194 m su quello settentrionale. Le quote degradano uniformemente da sud fino al toponimo di Case Vecchie (a NO di Matigge) dove si crea una depressione topografica (tra 200 e 205 m) limitata ad est dal raccordo con i rilievi calcarei e a nord dall'ampio conoide su cui sorge l'abitato di Foligno (Fig. 3). La distribuzione delle quote conferma la più recente evoluzione paleogeografica della valle, che in epoca storica risultava occupata in alcuni tratti da specchi lacustri e aree palustri. Numerose fonti storiche (Vetturini, 1995, *cum bibl.*) riportano notizie di almeno tre aree di impaludamento nella Valle Umbra in epoca romana a causa delle quali vennero intraprese importanti opere di bonifica. Un primo lago era presente presso Assisi, un altro (*Lacus Persius*) vicino all'abitato di Bastia (entrambi fuori foglio) e un terzo compreso tra Trevi e Bevagna (*Lacus Clitorius*). La causa del ristagno sembra legata agli estesi fenomeni di alluvionamento dei

PROGETTO CARG

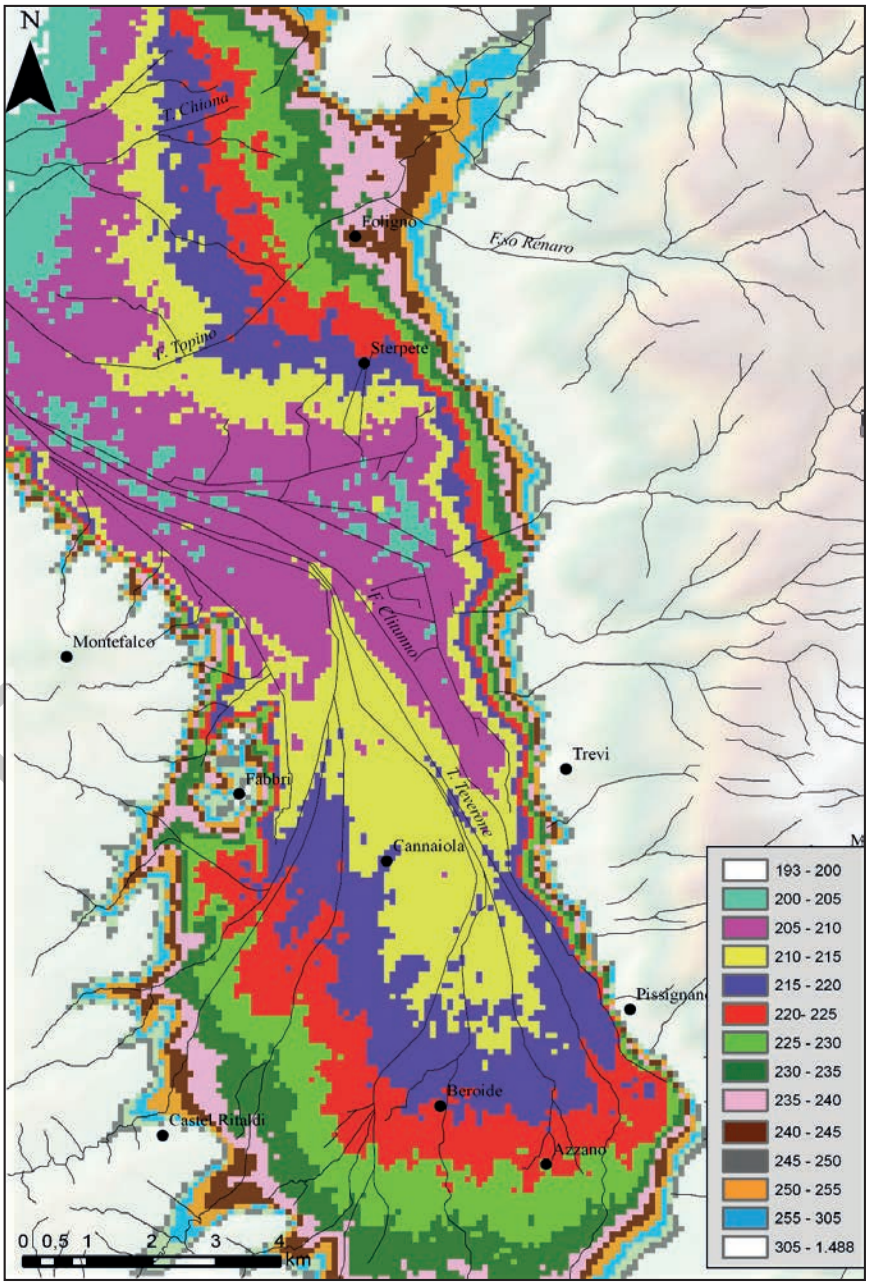


Fig.3 - *Rappresentazione della distribuzione delle quote nella Valle Umbra.*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 17 10/09/15 10:48

fiumi Marroggia, Teverone e Clitunno. Inoltre, le alluvioni del F. Topino, che raggiungeva direttamente il Teverone presso Bevagna, costituivano da Foligno verso SO una ulteriore naturale barriera al deflusso delle acque. In epoca romana la pianura era fertile, intensamente coltivata e percorsa da corsi d'acqua con portate maggiori delle attuali. Il F. Clitunno (definito come *amplissimum flumen*) era navigabile in entrambi i sensi da grandi imbarcazioni. La decadenza dell'impero, le invasioni barbariche e il conseguente abbandono delle opere di regimazione si accompagnarono a un progressivo impaludamento delle terre, mentre si attribuisce a un sisma di eccezionale intensità la diminuzione della portata del Clitunno nel 446. Il quadro di abbandono della valle subì solo una breve pausa sotto il regno di Teodorico (507-511) e limitatamente all'area spoletina. Il resto dell'area proseguì verso un graduale impaludamento a causa delle frequenti tracimazioni dei corsi d'acqua sul fondovalle anche per importanti cambiamenti climatici (si registra un periodo caldo tra l'800 e il 1200). In epoca comunale le aree lacustri risultavano numerose e frazionate e, secondo alcuni autori, collegate da lenti deflussi superficiali. Nonostante importanti piene (registrate nel 1389, 1422, 1429, 1447) le opere di regimazione e drenaggio continuano e, in particolare dal Rinascimento, concludono in modo quasi definitivo l'opera di bonifica.

La parte settentrionale della valle è interamente occupata da un corpo di conoide che, a causa delle deboli pendenze e dell'intensa antropizzazione dell'area è di difficile perimetrazione, sovrapponendosi e interdigitandosi alle alluvioni di fondovalle. L'apice del conoide sfuma all'interno della pianura alluvionale del F. Topino, mentre la parte distale raggiunge quote comprese tra 205 e 215 m spingendosi fino al F. Clitunno e causando la deviazione dei corsi d'acqua verso NO. L'estensione del conoide è imputabile a un'area di alimentazione più ampia di quella dell'attuale bacino del F. Topino, che in passato comprendeva probabilmente sia le acque dell'Alto Chiascio che quelle del F. Burano (Cencetti, 1989; 1993). Sebbene sia costantemente alimentato dalle acque del F. Topino, le mutate condizioni climatiche, la riduzione dell'area del bacino di alimentazione e le opere antropiche di canalizzazione hanno diminuito e stabilizzato le portate ed il carico solido, rendendo la sedimentazione sul corpo del conoide pressoché nulla.

Non si osservano nell'UM2 tracce evidenti di paleoalvei e di terrazzamenti. Per questo motivo, unitamente alle altre evidenze di neotettonica, è possibile ipotizzare che, almeno localmente, il tasso di subsidenza del bacino sia stato maggiore del sollevamento tettonico regionale.

2.2.3. - *UM 3 - Il contatto tra la Valle Umbra e i rilievi calcarei*

Il contatto tra la Valle Umbra e i rilievi calcarei appenninici si realizza attraverso un *set* di linee di faglia che delimita ad est la valle, tra gli abitati di Foligno-Trevi-Campello sul Clitunno. Lungo questa fascia di raccordo sono presenti

PROGETTO CARG

conoidi alluvionali e depositi di versante e/o colluviali. Il ribassamento della parte occidentale, ad opera delle faglie bordiere, ha innescato una vivace erosione regressiva nei corsi d'acqua che drenano verso la Valle Umbra ed ha consentito la messa in posto di numerosi corpi di conoidi alluvionali, che presentano pendenze di 6°-7° e nella maggior parte dei casi mancano di una reincisione della parte apicale. Come accennato in precedenza, solamente i conoidi coalescenti, presso l'abitato di Campello sul Clitunno, risultano sovradimensionati e ruotati verso nord rispetto agli attuali bacini di alimentazione dei fossi di Pettino e del T. Spina.

Non è semplice definire il grado di attività di questo sistema di conoidi. Infatti i corsi d'acqua che li alimentano sono caratterizzati da portate discontinue e da opere antropiche di canalizzazione del deflusso che escludono la normale attività di sedimentazione sul corpo del conoide. Tuttavia è possibile che anche nell'attuale sistema morfoclimatico si verifichino occasionali eventi di aggradazione, rendendo tali forme ancora attive

Lungo il bordo orientale della valle, oltre ai conoidi, sono presenti limitate coltri di depositi di copertura, più abbondanti nella parte settentrionale. L'assenza di una fascia di detriti estesa e continua al piede del rilievo, oltre ad avere come causa condizioni climatiche presenti e passate, costituisce un indizio della presenza della faglia bordiera della Valle Umbra.

2.2.4. - *UM 4 - I rilievi calcarei appenninici*

I rilievi calcarei dell'Appennino costituiscono l'Unità Morfologica più estesa ed evidente del Foglio 324 "Foligno". Il rilievo è fortemente condizionato dalla struttura a pieghe delle anticlinali rovesciate e delle strette sinclinali che si susseguono in direzione appenninica. Le dorsali mostrano una sezione asimmetrica con i versanti occidentali, dove affiorano gli strati a franapoggio (più inclinato del pendio), a pendenza minore di quelli orientali, dove l'affioramento dei fronti di sovrascorrimento e l'assetto degli strati rovesciati a prevalente reggipoggio creano le condizioni per una maggiore acclività dei versanti.

La zona di cerniera delle anticlinali, ampia ed appiattita, è spesso interessata nella parte pellicolare da fratture di rilascio tensionale. Questo assetto strutturale, la natura calcarea dei litotipi e le basse pendenze inibiscono il ruscellamento superficiale, facilitando l'infiltrazione delle acque meteoriche e creando le condizioni predisponenti per la morfogenesi carsica. Di conseguenza sono frequenti, lungo la sommità dei rilievi e in corrispondenza di selle, avvallamenti di limitata profondità ed estensione areale ricoperti da depositi residuali di natura argillosa (terre rosse, depositi eluvio-colluviali) con fondo piatto e contatti bruschi con i versanti che le delimitano (Roviglieto, M. Cupigliolo, M. di Renaro). Gli esempi più evidentemente riconducibili a forme carsiche epigee sono le depressioni che

PROGETTO CARG

si osservano sulla sommità della dorsale di M. Aguzzo - M. Cologna al cui nucleo affiora la formazione del Calcare Massiccio. La più ampia tra queste depressioni è quella dove è situato l'abitato di Casale, a nord di M. Aguzzo.

La sommità dei rilievi è inoltre caratterizzata da lembi di superfici spianate che nel loro complesso presentano una debole inclinazione verso est e sono state interpretate da più autori (Desplanques, 1969; Bartolini, 1980; Sestini, 1981; Gregori, 1990; Dramis *et alii*, 1991; Bosi *et alii*, 1996; Coltorti & Pieruccini, 2002) come superfici residuali modellatesi prima delle fasi recenti di sollevamento regionale (Ambrosetti *et alii*, 1982), in un periodo di relativa quiete tettonica e in un ambiente con predominanza di processi di denudazione. Definite come "superfici sommitali relitte" o "paleosuperfici sommitali" sono esclusivamente il risultato di processi di erosione. Sebbene per l'assetto strutturale tutte le cime delle dorsali calcaree del foglio presentino sommità sub-pianeggianti, le superfici sommitali relitte non necessariamente concordano con la struttura. Le superfici sono delimitate da una scarpata ad alta energia di rilievo, che segna la ripresa dell'attività erosiva conseguente al sollevamento tettonico. Nell'area considerata si dispongono per le maggior parte tra 800 e 1200 m s.l.m. con una prevalenza tra 800 e 900 m e tra 1110 e 1200 m (Gregori, 1990; Cencetti, 1993). In seguito alla loro formazione, le paleosuperfici sono state coinvolte nei successivi eventi tettonici e attualmente si presentano, in molti casi, disarticolate e tiltate lungo discontinuità plano-altimetriche.

La maggior parte dei versanti mostra un profilo radiale convesso, con un eccesso di massa che la morfogenesi gravitativa tende ad eliminare, dove i fattori predisponenti lo consentono, attraverso estesi fenomeni franosi. In generale, le frane riconosciute non mostrano segni di attività, se non per riattivazioni di volumi minori su grandi frane inattive o quiescenti (p. es. Macchie). Nella maggior parte dei casi i movimenti sono classificabili come frane complesse, con significative componenti traslazionali e rotazionali. In corrispondenza dei litotipi con maggiori percentuali marnose possono innescarsi fenomeni di colamento (p. es. a nord di Vio). I casi di crollo, su litotipi coerenti e fratturati, sono per lo più attivi e frequenti nella zona della Valnerina (Guzzetti *et alii,* 1994; 2004) e talvolta si accumulano in coni e falde detritiche ampie e coalescenti (p. es. versante meridionale del Sasso di Pale). Se prevale la frazione clastica grossolana, lungo linee d'impluvio di bacini acclivi e arealmente limitati si realizzano eventi di *debris flows* (Guzzetti & Cardinali, 1991; Donati & Turrini, 2002; Taramelli *et alii,* 2003). Esempi di forme attive sono presenti lungo la valle del F. Nera, in particolare ad ovest di Ponte Chiusita, e in destra idrografica del F. Corno.

Alla base dei versanti i processi di alterazione fisica, più intensi a quote elevate, favoriscono la messa in posto di estese coltri detritiche che si ritrovano frequentemente in tutta l'UM4 e ai quali spesso si affiancano i corpi caoticizzati degli accumuli di frana. Nella maggior parte dei casi tali depositi si presentano caotici ed eterogenei. In altri casi, costituiscono potenti sequenze con

PROGETTO CARG

stratificazione piano parallela (livelli di spessore centimetrico), definiti, in aree limitrofe dell'Appennino umbro-marchigiano, come detriti stratificati di versante di tipo "*grèzes litées*" o "*éboulis ordonnés*" (Coltorti & Dramis, 1995; Dramis, 1983). Presenti alla base di versanti con substrato calcareo (in particolare sulle formazioni della Scaglia Bianca, Scaglia Rossa e Maiolica) mostrano spessori variabili da pochi metri fino a diverse decine di metri. Granulometricamente sono omogenei, con clasti di dimensione centimetrica a spigoli vivi, prodotto di gelifrazione. Localmente la monotonia della sequenza può essere interrotta da corpi lenticolari di materiale più grossolano e da perturbazioni dovute a fenomeni di crioturbazione. L'inclinazione dei depositi varia tra 10° a più di 35° (Nesci *et alii*, 1990). La genesi di questi depositi è riconducibile a condizioni di resistasia dovuta a morfogenesi periglaciale attiva nel Pleistocene superiore.

Sul fondovalle la rete idrografica mostra un generale approfondimento per erosione lineare con valli profondamente incassate (zona di testata del F. Vigi e tributari di primo ordine del F. Nera).

Il F. Nera, nel tratto compreso nel foglio, scorre sulle proprie alluvioni e, da San Lazzaro fino a Triponzo, incide un ordine di terrazzi fluviali conservati sia in destra che in sinistra idrografica. Alle fonti sulfuree calde che scaturiscono a circa 1,5 km a NO del paese di Triponzo (già note in epoca romana) e all'attività tettonica dell'area si deve la deposizione dell'estesa placca di travertino che può aver funzionato come sbarramento naturale per le acque del fiume, generando l'accumulo di sedimenti, in seguito reincisi e terrazzati. Le portate, cospicue e costanti, alimentano, in periodi di intensa piovosità, estesi alluvionamenti i cui ultimi significativi eventi si sono verificati agli inizi del '900 (Buccolini *et alii*, 1989). Le cause, oltre a periodi di elevata intensità piovosa, sembrano essere imputabili ad azioni antropiche legate ad indiscriminate opere di disboscamento che precedeva l'uso agricolo dei suoli all'inizio del secolo scorso e che incrementava i processi di erosione e dilavamento del suolo e l'aumento del deflusso superficiale verso i principali collettori.

Il F. Vigi, prima della confluenza nel F. Nera, mostra una valle a conca con versanti concavi, fondo piatto e ampie coperture alluvionali che si raccordano gradualmente ai versanti. Anche lungo l'asta del F. Menotre si susseguono valli in erosione a depositi alluvionali, che solo in prossimità dell'abitato di Casenove si dispongono su un terrazzo di I ordine di limitata estensione. Il passaggio ai versanti è brusco, solo localmente sfumato da depositi detritici di versante. La valle si apre con tratti più ampi (a valle di Ponte Santa Lucia o presso Leggiana e Scopoli), e zone più chiuse (Rasiglia), non raggiungendo mai le pendenze e i salti di quota della Valnerina. Degne di nota le cascate del F. Menotre, presso Pale, originatesi su una placca di travertino in corrispondenza di faglie trasversali alla valle, dove alla morfogenesi fluviale si sovrappone quella gravitativa, con estesi fenomeni di crollo, oggetto di opere di consolidamento.

PROGETTO CARG

In funzione dell'assetto degli strati e dell'alternanza di formazioni a diverso tasso di erodibilità (in particolare lungo i versanti con assetto a franapoggio e dove affiorano le formazioni delle Marne a Fucoidi e del Rosso Ammonitico) sono frequenti forme di chiara origine strutturale come *flat-iron* (versante occidentale di M. Tolagna e M. Cammoro) o *cuestas* (versante occidentale del M. di Pale).

2.2.5 - *UM 5 - I bacini intramontani*

Nella parte nord-orientale del Foglio 324 "Foligno" si individuano i bacini intramontani di Cesi-Popola, San Martino e Verchiano, la cui genesi è legata al campo di sforzi estensionale, attivo nell'area dal Pleistocene inferiore. Posti ad ovest della dorsale di M. Pennino - M. Cavallo, questi bacini fanno parte di un sistema di "conche intermontane", che si allinea in direzione NNO-SSE lungo l'intera dorsale appenninica, dalla Toscana settentrionale alla Calabria settentrionale. La genesi dei bacini è imputabile a sistemi di faglie dirette ad alto angolo, SO-immergenti, che hanno interrotto un deflusso generale originariamente diretto verso NE, con spartiacque primari a direzione antiappenninica (Messina *et alii*, 2002; Chiaraluce *et alii*, 2005). Divenendo in tal modo depressioni endoreiche (Cencetti, 1993), i bacini sono stati riempiti da sequenze clastiche di ambiente fluvio-lacustre che morfologicamente hanno dato origine a superfici di colma sub-pianeggianti (Gregori, 1990). Le basse soglie che separano le singole depressioni sono frequentemente contigue e talvolta si osservano superfici relitte di peneplanazione correlabili tra loro, sebbene in molti casi dislocate dalla tettonica quaternaria, come tra i bacini di Cesi-Popola e San Martino presso l'abitato di Civitella. La presenza, a luoghi, di terre rosse residuali al *top* della sequenza sedimentaria di riempimento e di inghiottitoi lungo i limiti delle depressioni in corrispondenza dei piani di faglia ha portato diversi autori (Gregori, 1990, *cum bibl.*) a considerare il carsismo come un importante agente morfodinamico nell'evoluzione geomorfologica dei bacini.

Il sistema idrografico che ricopre il bacino di Cesi-Popola drena nel F. Chienti, mentre quello che scorre lungo i piani di San Martino confluisce nel sistema F. Vigi-F. Nera. Nella zona tra questi due bacini, pertanto, si colloca lo spartiacque tra i versanti Tirrenico e Adriatico, con esempi di erosione di testata in entrambi i sensi di scorrimento (sella tra M. Pizzuto e M. Petetta).

Il piano di Cesi-Popola è il più meridionale nel gruppo degli Altopiani di Colfiorito (detti anche Altopiani Plestini dal nome del municipio romano di Plestia, che sorgeva sulle rive dell'antico *Lacus Plestinus,* sul Piano di Colfiorito) che comprende anche i piani di: Colle Croce, Annifo, Colfiorito o del Casone, Arvello, Ricciano e della Palude di Colfiorito (a nord del foglio). I piani presentano

PROGETTO CARG

un drenaggio endoreico che si realizza attraverso inghiottitoi di origine carsica nei Piani di Annifo, Ricciano, Arvello e nella Palude di Colfiorito.

Il bacino di Cesi-Popola venne bonificato dalla famiglia dei Varano, signori di Camerino, solo alla fine del '400, attraverso una serie di canali che si immettevano in un emissario artificiale di circa 500 m di lunghezza (Botte dei Varano), dismesso in seguito ai danni subiti dagli eventi sismici del 1997 e sottoposto a consolidamento e restauro. Nel condotto converge la rete dei canali che si dirama sull'altopiano e che, dopo un tragitto di 400 m in sotterranea, fuoriesce a monte dell'abitato di Serravalle dando origine al Fiume Chienti. La realizzazione di un nuovo canale, parallelo al precedente, ha consentito la scoperta, durante una campagna di scavi della Soprintendenza Archeologica di Ancona, di un più antico collettore romano, di Età imperiale, in località Fonte delle Mattinate (toponimo fuori foglio), realizzato in galleria con blocchi squadrati di travertino, lungo almeno 1 km, alto 2 m e largo 1 m. Lo scopo era la bonifica della palude attraverso une rete di canali a cielo aperto per la vicina espansione della città di Plestia (Soprintendenza per i Beni Archeologici delle Marche, http://www.archeomarche.it/, dati non pubblicati). Il collettore è un'opera di alta ingegneria, essendo realizzato senza l'ausilio di "pozzi di traguardo", contrariamente a quanto è visibile in opere analoghe, come il collettore della piana del Fucino.

Il bacino di San Martino si apre immediatamente a sud di quello di Cesi-Popola e si articola tra i rilievi di M. della Civitella e di M. Tolagna. È delimitato ad est dalla faglia bordiera lungo il versante occidentale di M. Tolagna, estendendosi poi verso ovest lungo una serie di avvallamenti distribuiti tra i rilievi circostanti. In corrispondenza dell'area di testata del F.so di Percanestro l'attività erosiva incide i depositi, mostrando la sequenza di riempimento (Coltorti *et alii*, 1998) lungo una stretta e profonda valle, rendendo tale bacino completamente diverso dagli altri dove al contrario le superfici di colma si mantengono sub pianeggianti e ricoperte da alluvioni. L'attività erosiva del F.so di Percanestro è imputabile alle variazioni del livello di base del sistema Vigi-Nera con conseguenze immediate sulla zona di testata del bacino di alimentazione. Inoltre, come già evidenziato, in quest'area la linea di spartiacque Tirreno/Adriatico presenta una brusca deviazione da N-S a E-O in corrispondenza di una faglia con direzione E-O, che si dispone a sud del rilievo di M. Tolagna e che pilota la disposizione dei collettori di primo ordine del F.so di Percanestro (Gregori, 1990; Cencetti, 1993; Messina *et alii*, 2002).

Il bacino di Verchiano, posto a SSO rispetto agli altri bacini di questo settore e in posizione isolata, si caratterizza anche per quota media del *talweg* inferiore alle altre (720 m s.l.m. contro i 780 m s.l.m. di Colfiorito). Il bacino di Verchiano ricopre una superficie di circa 1 km^2, ha forma stretta ed allungata in direzione nord-sud e sezione asimmetrica, più ampia lungo il versante orientale a causa della progradazione dei conoidi e dei depositi che arrivano da est (Gregori, 1990).

PROGETTO CARG

3 - STUDI PRECEDENTI

È il 1968 quando esce in stampa per il Servizio Geologico Nazionale la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 del Foglio 131 "Foligno", rilevato per la prima volta da Lotti e altri tra il 1906 ed il 1917. Il nuovo foglio e le Note Illustrative che lo corredano (Accordi & Moretti, 1967) rappresentano una sintesi efficace delle conoscenze geologiche raggiunte in quasi un secolo di ricerche, se si considera che i primi studi stratigrafici e paleontologici sui terreni mesozoici dell'Appennino centrale furono avviati già a partire dagli ultimi due decenni del 1800 da studiosi quali Canavari (1885) e Parona (1883, 1905), che nel 1905 pubblica uno studio sui calcari a Megalodontidi delle cave di Bovara (Trevi). Nello stesso periodo Verri amplia i suoi studi geologici ed idrografici del bacino dei fiumi Nera e Velino (1878, 1886, 1892, 1893) e prendono un deciso avvio le ricerche a carattere minerario per lo sfruttamento delle ligniti del Bacino Tiberino, in particolare del territorio di Spoleto (De Marchi, 1881; Ricci, 1882), dove i rinvenimenti di mammalofaune fossili stimolano studi paleontologici (Capellini, 1880; Pantanelli, 1886; Clerici, 1894, 1895).

Nei primi anni del '900, oltre alla prima edizione del Foglio 132 "Norcia" (Moderni, 1905), furono pubblicate importanti opere di carattere generale, come "*il Tevere*" di Perrone (1908), "*I bacini pliocenici e quaternari dell'Umbria Centrale*" di Principi (1922) e la "*Descrizione geologica dell'Umbria*" di Lotti (1926), che già in precedenza aveva illustrato i suoi rilevamenti lungo le valli del F. Nera e del F. Corno (1909) e nella tavoletta Foligno del Foglio 131 (1912, 1914).

Il costante interesse per le risorse geominerarie, rappresentate principalmente dalle ligniti, è alla base di numerosi studi sul Bacino Tiberino, principalmente sviluppati in aree limitrofe al Foglio 324 "Foligno" (Fazi, 1906; Bachilli, 1914; Lotti, 1917; Du Riche Preller, 1919; Mancinelli, 1929; Jacobacci, 1959; Sabella, 1959; Battistella, 1960); tali studi culminano con la vasta campagna di sondaggi condotti da Ge.Mi.Na. (1963), i cui risultati sono sintetizzati nella relazione "*Ligniti e torbe dell'Italia continentale*".

Le *facies* detritiche carbonatiche (che segnano la transizione tra il bacino umbro e la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese) sono oggetto di ricerche fin dal primo decennio del 1900 (Lotti, 1913; Lotti & Crema, 1927; Scarsella, 1934; Renz, 1936; 1951; Signorini, 1941); gli studi stratigrafici sui livelli detritici della Scaglia in alcune successioni della Valnerina, in parte rientranti nel Foglio 324 "Foligno", riprendono lo stesso tema (Baldanza *et alii*, 1982; Colacicchi *et alii*, 1985; Colacicchi & Baldanza, 1986; Nocchi *et alii*, 1986, 1988; Monaco *et alii*, 1987; Monaco, 1989).

A seguito dei rilevamenti di Scarsella, nel 1941 esce la seconda edizione del Foglio 132 "Norcia" della Carta Geologica d'Italia, seguita da un'altra importante pubblicazione di geologia generale e idrologia: "*Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino*" (Merla, 1944). Negli stessi anni, da segnalare lo studio di

PROGETTO CARG

Scarsella (1951) che descrive la "Ruga Interna" della catena appenninica da M. Nerone a M. Serano.

Nel fervore degli studi sulle successioni giurassiche dell'Appennino umbro-marchigiano (Colacicchi & Pialli, 1967; 1969; 1973; Centamore *et alii*, 1969; Colacicchi *et alii*, 1970; Passeri, 1971; Venturi, 1972), si inseriscono due studi di particolare importanza per la geologia del Foglio 324 "Foligno" e della regione umbro-marchigiana, dedicati alle Marne di Monte Serrone (Pialli, 1969) e alla geologia delle formazioni giuresi dei monti ad est di Foligno (Pialli, 1970) a seguito dei quali è stata istituita la formazione delle Marne di Monte Serrone.

Studi stratigrafici più recenti, specifici dell'area ricompresa nel Foglio 324 "Foligno", sono quelli di Baldanza (1989), sulla sezione tipo delle Marne di Monte Serrone e di Piergiovanni (1989), sulla Scaglia Bianca di Sassovivo, mentre Bucefalo Palliani *et alii* (1998) e Pozza & Bagaglia (2001) effettuano ricerche stratigrafiche e paleontologiche nella sezione tipo delle Marne di Monte Serrone.

Per quanto riguarda la tettonica, l'area del Foglio 324 "Foligno" è stata oggetto di alcuni studi che segnano l'introduzione e l'evoluzione delle tecniche di geologia strutturale tra gli anni '60 e gli anni '80: Deiana (1965) descrive in dettaglio il sovrascorrimento di Scopoli - Trevi; Decandia & Giannini (1977) analizzano le scaglie di copertura dei monti ad est di Foligno (località M. Aguzzo - Colle Pian di Morro, M. Serrone - M. Castello, Sasso di Pale); Barchi *et alii* (1988) descrivono, attraverso una sezione geologica bilanciata, lo stile deformativo della copertura.

La neotettonica del Foglio 131 in generale è descritta in Cattuto *et alii* (1979), mentre si deve a Cencetti (1993) uno studio sulla geomorfologia, correlata alla tettonica plio-pleistocenica, dell'area appenninica compresa tra i monti di Foligno e la Valnerina. Studi più specifici su argomenti di geomorfologia e neotettonica sono stati pubblicati da Cattuto *et alii* (1988) per l'area appenninica, da Gregori (1988) per il Bacino di Bastardo e da Gregori (1990) per l'area di Colfiorito. Questa stessa area è segnalata per la presenza di mammiferi pleistocenici da Borselli *et alii* (1988) e successivamente, sugli stessi argomenti paleontologici e morfotettonici, da altri autori (Ficcarelli & Mazza, 1990; Ficcarelli & Silvestrini, 1991; Masini *et alii*, 1994; Ficcarelli *et alii*, 1997; Coltorti *et alii*, 1998).

Sugli stessi argomenti di geomorfologia e tettonica si sviluppano ulteriori studi (Ciccacci *et alii*, 1985; Cencetti, 1989; Dramis, 1992; Coltorti *et alii*, 1996; Calamita *et alii*, 1982; 1999; Bosi, 2002; Coltorti & Pieruccini, 2002; Galadini *et alii*, 2003; Cattuto *et alii*, 2005).

Gli studi sulla sismicità della zona di Colfiorito si intensificano a seguito del terremoto del 1997-1998 (Galli *et alii*, 1997; Amato *et alii*, 1998; Basili *et alii*, 1998; Galli *et alii*, 1998; Calamita *et alii*, 2000; Messina *et alii*, 2002; Chiaraluce *et alii*, 2005), anche se l'argomento era già stato affrontato in Calamita *et alii* (1994) e da Cello *et alii* (1997). I caratteri delle faglie sismogenetiche di Colfiorito sono anche descritti in alcuni lavori di sismotettonica a carattere regionale (Boschi *et alii*, 1998; Lavecchia *et alii*, 1994; Boncio *et alii*, 1998; Barchi *et alii*, 2000).

PROGETTO CARG

Riguardo ai depositi di travertino del F. Nera e del F. Corno si hanno notizie in Vinken (1968) e in Raffy (1983); interessanti considerazioni emergono per i depositi olocenici di Triponzo dallo studio paletnologico della Grotta del Lago (Taliana *et alii*, 1996; Taliana & De Angelis, 2003) e dello studio geochimico dei travertini (Minissale *et alii,* 2002).

Studi di idrologia e idrogeologia riguardano principalmente l'acquifero alluvionale della Valle Umbra, ben rappresentato in carta (Aquater - R.P.A., 1984, 1994; Giuliano & Sciotti, 1981; Chiodini *et alii*, 1991; Falcone *et alii*, 1991; Giaquinto *et alii*, 1991; Marchetti & Martinelli, 1991; Marchetti & Martini, 1991), il F. Nera (Cencetti *et alii*; 1989; Mattioli, 1992), le principali sorgenti quali quelle del Clitunno (p. es. Giaquinto & Mattioli, 1991; Barchi *et alii*, 1996), di Rasiglia o di Triponzo, mentre altre trattazioni si orientano verso sintesi territoriali come lo schema idrogeologico dell'Italia centrale (Boni *et alii*, 1986), le acque dell'Umbria sud orientale (Melelli, 1986), le risorse idriche umbre (Checcucci *et alii*, 1999). Riguardo la bonifica della Valle Umbra esiste un'ampia bibliografia (p. es. Guarino, 1985; Consorzio della Bonificazione Umbra, 1993; Buonaora, 1994; Vetturini, 1995).

Infine, importanti contributi alle conoscenze geologiche del territorio derivano da studi non pubblicati per Tesi di Laurea e di Dottorato effettuati dai vari atenei universitari operanti sul territorio (principalmente Perugia, Camerino, Siena), che è impossibile riportare in queste Note per motivi di spazio.

Al termine di questa breve trattazione, vogliamo sottolineare che l'area del Foglio 324 "Foligno" si trova al centro dell'Appennino umbro-marchigiano, una regione geologicamente omogenea, intensamente studiata da oltre 150 anni da geologi italiani e stranieri. In questa sede abbiamo menzionato esclusivamente gli studi che hanno interessato più direttamente il territorio del foglio, senza citare numerosi altri studi, a carattere regionale, che pure sono indispensabili per la comprensione della geologia della regione.

4. - METODI D'INDAGINE

4.1. - Analisi biostratigrafiche e sedimentologiche sulle successioni mesozoiche e cenozoiche

(a cura di Alessio Checconi e Roberto Rettori)

Le sezioni stratigrafiche analizzate per il Foglio 324 "Foligno" rientrano nell'intervallo stratigrafico compreso tra l'Hettangiano e il Burdigaliano e nel loro insieme coprono tutte le formazioni affioranti della successione umbro-marchigiana, dal Calcare Massiccio al Bisciaro. La localizzazione delle sezioni studiate è riportata in Fig. 4, ove sono anche indicate le unità a cui ciascuna sezione si riferisce.

PROGETTO CARG

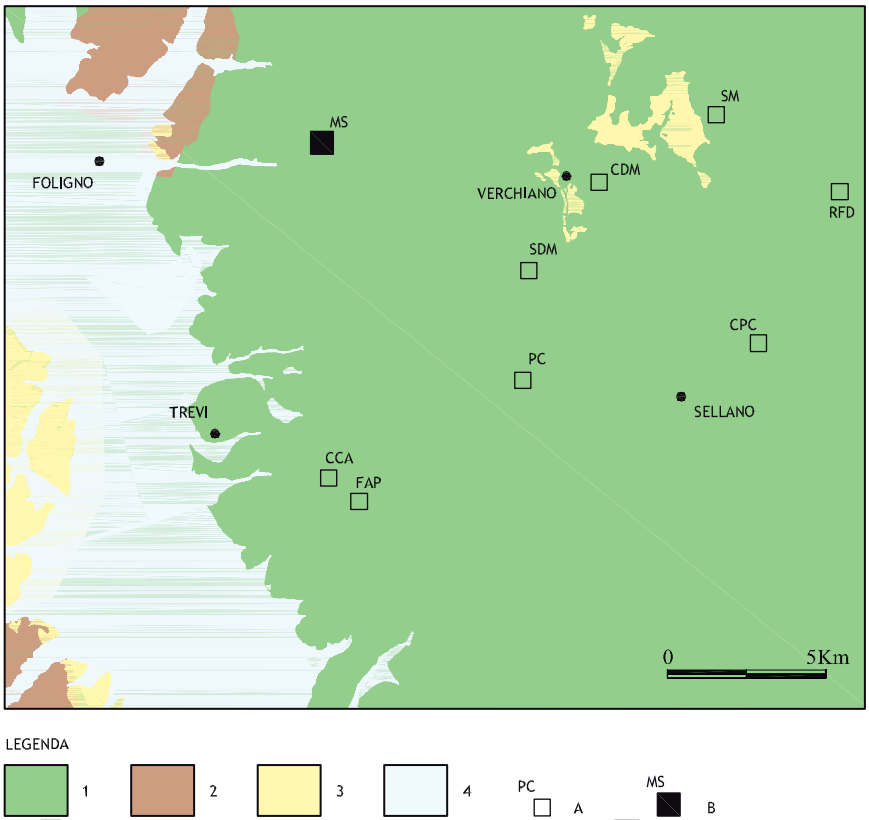


Fig. 4 - *Localizzazione delle sezioni stratigrafiche campionate, oggetto di analisi biostratigrafiche e sedimentologiche (A) e della Sezione Tipo delle Marne di Monte Serrone (MS), oggetto di carotaggio (B). CCA: log Lago delle Vecchie; FAP: log Fontanelle; PC: log Piè di Cammoro; SDM: log Molini di Cammoro; CDM: log Curasci; SM: log San Martino; CPC: log Civitella; RFD: log Riofreddo. 1: Successione carbonatica; 2: Successione torbiditica; 3: Successione dei bacini sedimentari plio-pleistocenici; 4: deposito alluvionale della Valle Umbra.*

Le sezioni sono state analizzate integrando dati sedimentologici e bio-cronostratigrafici. La campionatura è avvenuta in modo differente in base ai litotipi, alle formazioni esaminate e agli obiettivi che si volevano raggiungere. In generale i campioni sono stati prelevati a intervalli piuttosto regolari, compresi tra 1 e 5 m. In corrispondenza di alcuni limiti formazionali si è adottato un intervallo di campionatura più stretto (talvolta <50 cm), al fine di ottenere una più elevata risoluzione grazie al dato biostratigrafico. Sono inoltre stati raccolti e analizzati numerosi campioni sparsi, per ottenere indicazioni puntiformi di carattere biostratigrafico e di microfacies.

Le indagini micropaleontologiche delle unità mesozoiche e cenozoiche

affioranti all'interno del Foglio 324 "Foligno" sono state eseguite sia in sezione sottile che in residuo di lavaggio.

Sui campioni è stata eseguita un'analisi semiquantitativa delle componenti scheletriche e non scheletriche; tale stima è stata eseguita su un minimo di due sezioni per quanto riguarda le sezioni sottili e su 300 elementi per quanto riguarda i lavati.

L'analisi biostratigrafica dei sedimenti del Giurassico inferiore di piattaforma carbonatica è stata condotta tenendo conto dei foraminiferi bentonici e delle alghe calcaree, utilizzando gli schemi biozonali di Chiocchini & Mancinelli (1977; 1978) e Chiocchini *et alii* (1994) riferite agli ambienti di piattaforma carbonatica.

La datazione dei sedimenti riferibili alla Corniola, alle Marne di Monte Serrone, al Rosso Ammonitico, ai Calcari e Marne a Posidonia e ai Calcari Diasprigni si basa prevalentemente su dati di letteratura già esistenti, mentre i limiti formazionali sono stati individuati su base litostratigrafica per ciò che riguarda le unità precedenti all'Aptiano (dal Calcare Massiccio alla Maiolica) e su base anche biostratigrafica (foraminiferi planctonici) per le unità successive (dalle Marne a Fucoidi al Bisciaro).

I sedimenti compresi nell'intervallo stratigrafico Titonico-Hauteriviano sono riferiti alla formazione della Maiolica; l'analisi biostratigrafica si è basata sulla distribuzione delle associazioni a calpionellidi ed è stata utilizzata la zonazione proposta in Andreini *et alii* (2007).

L'analisi biostratigrafica dei depositi che vanno dal Cretacico (Aptiano) al Miocene inferiore è stata condotta utilizzando i foraminiferi planctonici. Lo studio è stato effettuato principalmente su sezioni sottili ad eccezione delle litologie più incoerenti, per le quali ci si è avvalsi anche di residui di lavaggio.

Le carte di distribuzione utilizzate per i foraminiferi planctonici del Cretacico fanno riferimento a Sliter (1989), Premoli Silva & Sliter (1995; 2001), Robaszynski & Caron (1995), Premoli Silva & Verga (2004). Per le unità paleoceniche ed eoceniche si fa invece riferimento alla biozonazione proposta da Nocchi *et alii* (1986; 1988) e da Premoli Silva *et alii* (2003).

Le successioni comprese nell'intervallo temporale Paleocene-Miocene analizzate sono riferibili alle unità del Gruppo della Scaglia (Rossa, Variegata e Cinerea) e al Bisciaro. Le analisi dei foraminiferi sono state eseguite su residui di lavaggio mediante metodologie standard su litotipi incoerenti o semicoerenti e su sezioni sottili per i sedimenti coerenti. Le calcareniti presenti sono state analizzate in sezione sottile e sono risultate essere prevalentemente *packstone* a macroforaminiferi e altri frammenti bioclastici; la frazione più fine è talvolta costituita da un fango a foraminiferi planctonici indeterminabili e frammenti di macroforaminiferi. Lo stato di preservazione delle microfaune è da scarso a mediocre a causa degli intensi processi di ricristallizzazione, dissoluzione sinsedimentaria e deformazione diagenetica: di conseguenza, l'identificazione sistematica è stata talvolta difficoltosa, soprattutto quando basata su criteri diagnostici facilmente

PROGETTO CARG

obliterabili quali aperture secondarie, strutture aperturali, ultrastrutture del guscio. Le microfaune che si rinvengono nei residui di lavaggio inferiori a 150 µm (*Paragloborotalia pseudokugleri* e *P. kugleri*) sono soggetti a intensi processi di dissoluzione e rendono difficile quindi l'esatta determinazione dell'intervallo cronostratigrafico.

Per l'intervallo Paleocene-Eocene si fa riferimento agli schemi zonali proposti da Blow (1969), Berggren *et alii* (1995) e Premoli Silva *et alii* (2003). Le zonazioni di riferimento applicabili nell'area mediterranea per l'intervallo Oligocene-Miocene si riferiscono a Blow (1969), integrata con Iaccarino (1985), Berggren *et alii* (1995) e Iaccarino *et alii* (2005).

Per ciò che riguarda l'interpretazione paleoambientale, laddove è stata possibile, si è fatto riferimento alla distribuzione paleobatimetrica proposta da Van Morkhoven *et alii* (1986).

I risultati principali delle analisi condotte sulle singole sezioni stratigrafiche studiate sono riportati in dettaglio nel Capitolo II (Stratigrafia).

4.2. -Un carotaggio attraverso la sezione tipo delle Marne di Monte Serrone

(a cura di Guido Parisi, Fabio Speranza e Gloria Andreini)

Nell'estate 2007 nell'ambito del *Working Group Jurassic e Working Group J/K - "Jurassic/Cretaceous boundary (William Wimbledon,* newaberdon@tiscali.co.uk*; Dept. of Earth Sciences* ***University of Bristol****, United Kingdom)* è stato predisposto uno studio integrato (biostratigrafico, geochimico e paleomagnetico) della sezione tipo della formazione delle Marne di Monte Serrone (Pialli, 1969), basato su un carotaggio continuo della successione. Poiché il progetto è stato avviato contestualmente alla realizzazione del Foglio 324 "Foligno" ed ha riguardato una delle sezioni stratigrafiche più significative in esso ricomprese, ci è parso opportuno riferire i principali risultati ottenuti nelle fasi preliminari dello studio.

L'obiettivo del progetto è quello di far sì che la sezione di Casale possa diventare un sito di riferimento per questo intervallo marnoso-argilloso del Toarciano inferiore. Il progetto coinvolge l'Università degli Studi di Perugia, l'Università degli Studi di Palermo, l'Università di Oxford (sezione di geochimica) e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (sezione di Geomagnetismo, Aeronomia e Geofisica Ambientale).

Il sito campionato (Fig. 4) si trova sul fianco meridionale del M. Serrone, lungo la strada che porta da Sassovivo a Casale di Foligno, a circa 1 km dall'abitato di Casale.

Il sito è stato campionato mediante carotaggio continuo, servendosi di una macchina per movimento terra dotata di servomeccanismo di trasmissione del moto rotatorio e collegata ad un carotiere di diametro 100 mm raffreddato da una pompa idraulica mediante iniezione di acqua.

PROGETTO CARG

Scopo primario del carotaggio era quello di carotare e campionare la parte inferiore della formazione e soprattutto il Toarciano inferiore, comprendendo il limite Corniola/Marne di Monte Serrone e il limite Toarciano inferiore/medio: pertanto la successione è stata campionata per uno spessore complessivo 35.25 m. Tenendo conto della giacitura sub-orizzontale degli strati, il sondaggio è stato effettuato perfettamente verticale. Al carotaggio è stato affiancato un campionamento a mano della porzione basale della successione (circa 13.5 m). Il campionamento è stato eseguito fino a trovare i primi livelli calcarei con selce da riferire alla Corniola.

Le carote estratte sono state riposte in apposite fustelle in PVC lunghe mediamente 1.5 m; successivamente le fustelle sono state sigillate mediante tappi di cera sciolta posti in entrambe le estremità, in modo da impedire eventuali perturbazioni delle carote stesse.

4.3 - Esplorazione sismica nella piana di Foligno

(a cura di Roberto De Franco, Grazia Caielli, Alfredo Lozej e Giancarlo Biella)

L'esplorazione geofisica a riflessione/rifrazione ad alta risoluzione a media profondità costituisce un significativo supporto informativo ed integrativo agli studi volti alla ricostruzione ed alla evoluzione dei depositi e delle strutture geologiche recenti (per esempi sul territorio italiano si vedano: De Franco *et alii*, 2004; 2009).

Nell'ambito del Foglio 324 Foligno, l'obiettivo della esplorazione sismica è stato la definizione e caratterizzazione geofisica (sismo-stratigrafia e velocità sismiche P) dei depositi superficiali della piana di Foligno e delle strutture del sottosuolo, fino a circa 1 km di profondità.

L'esplorazione sismica è consistita nell'acquisizione di 2 linee sismiche adiacenti, denominate FO1 e FO2, separate da un *gap* di circa 500 m in corrispondenza dell'attraversamento del T. Teverone, e aventi direzioni costanti NE e NNE. La linea più occidentale FO1, posta a SE di Montefalco, è lunga 1370 m mentre la linea FO2, che raggiunge la parte centrale della valle nell'area di Casevecchie, è lunga 1130 m, per una lunghezza totale del rilievo di 2500 m (Fig. 5).

L'acquisizione delle linee è stata effettuata utilizzando una configurazione a cavo esteso (*global offset*), che consente di ottenere dati sismici utili per un processamento sia con il metodo sismico a riflessione, sia con il metodo della tomografia sismica da primi arrivi. In particolare tale configurazione consente di ottenere dati che rendono più robusta l'analisi di velocità del campo d'onda riflesso profondo, tipicamente connesso al basamento sismico.

Le linee sono state acquisite con spaziatura tra i gruppi geofonici (costituiti da una stringa di 2 geofoni a 14 hz di frequenza propria) di 10 m e spaziatura

PROGETTO CARG

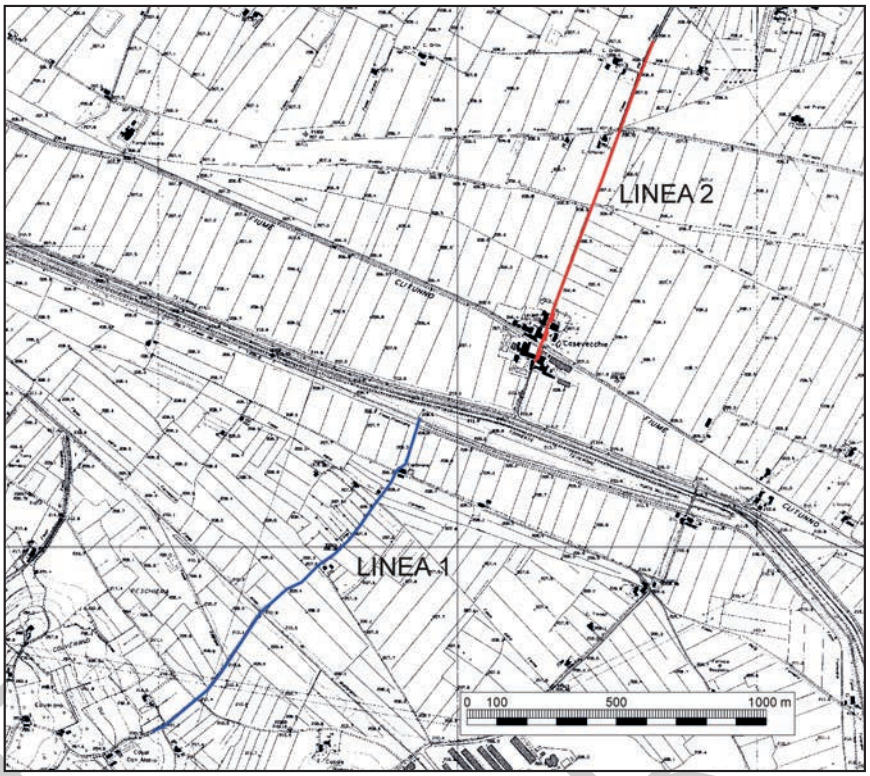


Fig. 5 - *Ubicazione delle linee sismiche FO1 (LINEA 1) e FO2 (LINEA 2).*

delle sorgenti di 10 m. È utilizzato un cavo a 96 canali costituito da 4 sismografi digitali *Geometrics-Geode* 24 canali, a 24 bit di dinamica, e una unità centrale *Geometrics-Stratavisor* NZ. La frequenza di campionamento è stata fissata a 1000 hz per entrambe le linee, mentre la lunghezza di registrazione è stata di 1 s e 1,5 s rispettivamente per le linee FO1 e FO2. Per energizzare si è utilizzato un dispositivo a massa accelerata, mediante un sistema oleo-pneumatico montato su trattore, ed in grado di ottenere primi arrivi con buon rapporto segnale disturbo fino a oltre 1 km di *offset*.

Il processamento dei dati, effettuato sia con il metodo sismico a riflessione che con il metodo a rifrazione, ha previsto una serie di passi di trattamento comune ad entrambi i metodi: 1) la conversione dal formato di acquisizione (SEG2) al formato Seismic Unix; 2) l'assegnazione della geometria di acquisizione come da rapporto di campagna; 3) l'editazione di traccia e la soppressione di tracce cattive; 4) l'analisi spettrale; 5) il filtraggio in frequenza (30-90 hz). In Fig. 6 si riporta un esempio di dati acquisiti e trattati.

note_324_Foligno_10_09-15.indd 31 10/09/15 10:48

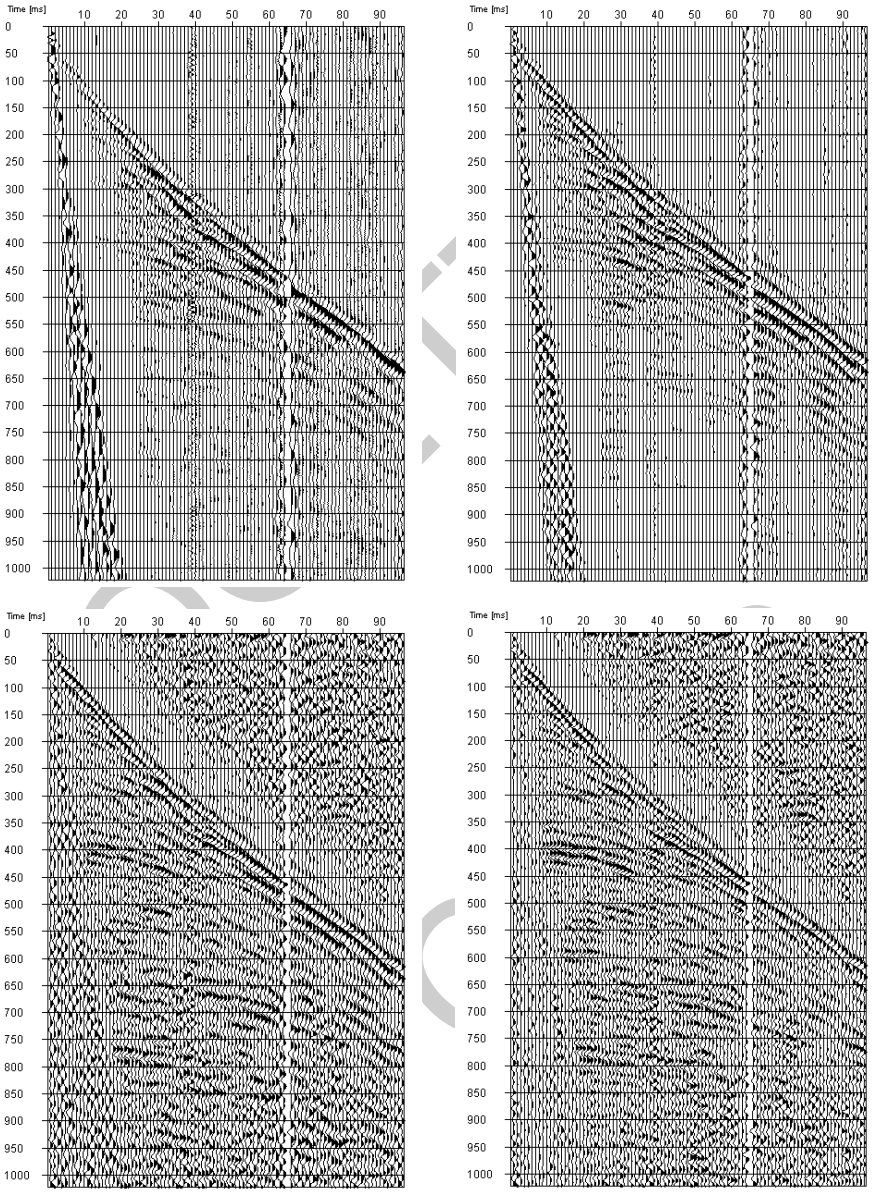


Fig.6 - *Esempio della sequenza* processing *utilizzata per l'elaborazione dei dati sismici (Pannello SP1, linea FO2). In alto a sinistra dati grezzi; in alto a destra dati filtrati 30-90 hz; in basso a sinistra dati filtrati con AGC; in basso a destra con l'ulteriore applicazione di deconvoluzione predittiva (*wavelet interval *25 ms e gap iniziale 50 ms).*

4.3.1. - *Processing a riflessione*

Il trattamento con il metodo a riflessione, eseguito con il programma Seismic Unix (Visual-SUNT v.7, 2004), è consistito in una serie di *step standard*, includenti: 1) *muting* di traccia; 2) applicazione di AGC (200 ms); 3) deconvoluzione predittiva basata su analisi di autocorrelazione.

Successivamente i dati sono stati ordinati per CDP (*Common Depth Points*) e soggetti ad analisi di velocità. L'analisi di velocità è stata eseguita con diversi metodi (*Constant Velocity Stack Panel, Constant Velocity Scan e Semblance*) con un passo di campionamento, per le analisi CVS e *Semblance*, di 35 CDP.

La linea FO1 è caratterizzata da una chiara eterogeneità laterale: pertanto, nel caso specifico, è stato fondamentale il calcolo di una sezione 2-D di velocità per la correzione di *Normal Move Out* (NMO). La brusca variazione è confermata dall'analisi di velocità che indica, nella parte più a sud-ovest della linea FO1, in corrispondenza del CDP 30, una velocità ottimale di *stack* di 1900 m/s con tempi di circa 150 ms, mentre per il CDP 205 lo *stack* ottimale con la stessa velocità è osservato a circa 470 ms.

La linea FO2 non ha evidenziato variazioni significative dei profili di velocità al variare delle analisi fatte su CDP differenti, pertanto l'applicazione di una correzione di NMO 1-D risulta idonea per l'intera sezione. La correzione adottata nel caso specifico prevede una variazione lineare di velocità di 1400 m/s a tempo 0 s e di 2500 m/s al tempo 1,5 s. In Fig. 7 si riporta, per la linea FO2, un esempio di analisi di velocità per il CDP 92 posto a 460 m dall'inizio della linea (tratto centrale). In essa si osserva come il *picking* di velocità permetta di individuare un modello di velocità a tre strati, caratterizzati rispettivamente da velocità medie

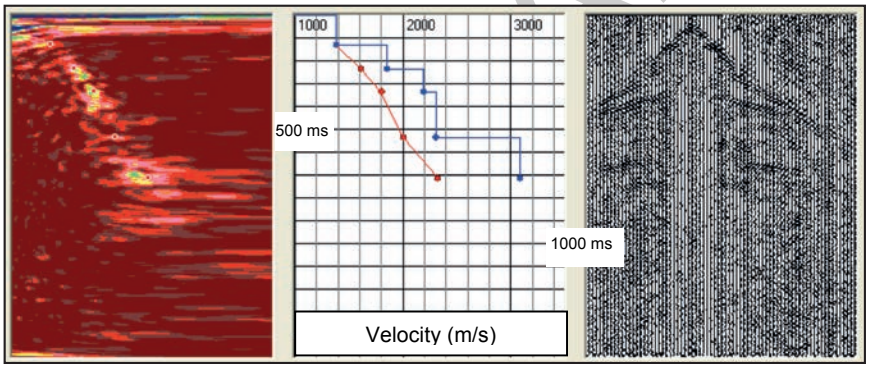


Fig. 7 - *Linea FO2, analisi di velocità col metodo della semblance CDP92. A sinistra,* semblance *e relativo* picking *di velocità (cerchi rossi); al centro (in rosso) velocità Vrms riferito al* picking *sul pannello di* semblance *e velocità di intervallo (in blu); a destra pannello dati CDP92 con copertura 73*

PROGETTO ARG

intervallari di circa 1800 m/s, 2300 m/s e 3100 m/s, le cui interfacce sono marcate dai due eventi principali posti a circa 350 ms e 550 ms di tempi doppi.

La velocità ottimale media di *stack* è di circa 1700-1800 m/s; ciò è confermato dai dati a rifrazione la cui analisi delle velocità apparenti medie si attestano intorno a 1800-1900 m/s.

4.3.2. - *Processing a rifrazione*

I dati a rifrazione sono stati processati mediante tecnica tomografica di inversione dei primi arrivi. Pertanto alla comune fase di pre-processamento è seguita quella di lettura dei tempi degli arrivi rifratti. Sono state effettuate 4608 letture dei primi arrivi.

Nel presente caso il trattamento a rifrazione è stato finalizzato al controllo del modello di velocità dei primi 950 m della linea FO1. Tale scelta è giustificata dall'analisi delle velocità apparenti, osservate in rifrazione a grandi *offset*, che evidenzia per la linea FO2 valori inferiori a 2000 m/s, mentre per la parte più meridionale della linea FO1 si osservano valori superiori a 2500 m/s, caratteristici del basamento sismico.

Il modello finale di velocità è stato parametrizzato con *pixels* di dimensione 20 m x 20 m. Il modello finale ottenuto (Fig. 8) ha un errore quadratico medio residuo di 9 10^{-5} s.

Il modello di tomografia a rifrazione della linea FO1 campiona i primi 140 m di profondità. Esso presenta velocità che variano da un minimo di circa 1100 m/s (in superficie nel tratto centrale della porzione di linea campionata) fino ad un massimo di circa 2600 m/s. Il modello tomografico, in accordo con l'immagine a riflessione, evidenzia una struttura lateralmente disomogenea, caratterizzata da strutture immergenti verso NE, con le minime profondità (circa 70 m) osservate nella porzione iniziale della linea.

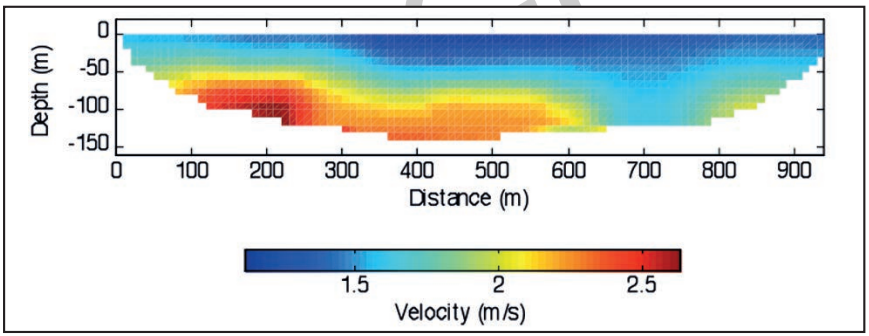


Fig. 8 - *Inversione tomografica della linea FO1 tratto meridionale (primi 950 m).*

PROGETTO CARG

4.3.3. - *Conclusioni*

In Fig. 9 e Fig. 10 si riportano le sezioni in tempi doppi, rispettivamente per le linee FO1 e FO2. In generale i dati acquisiti consentono di avere informazioni sulle geometrie e sulla stratigrafia sismica, caratterizzanti il sottosuolo, fino a circa 1 s di tempi doppi (circa 1 km di profondità). In particolare la linea FO1 presenta forti eterogeneità laterali come precedentemente ipotizzato dal punto di vista geologico. Al contrario la linea FO2 presenta una stratigrafia sismica caratterizzata da una rilevante disomogeneità verticale, esibendo una stratificazione sub-parallela delle coperture sedimentarie indagate.

Una nota va fatta sulle velocità delle onde sismiche P rilevate per le due linee e campionate anche per via diretta con la sismica a rifrazione. La velocità rilevata nell'area di alto strutturale, come evidenziato dalla indagine tomografica a rifrazione (linea FO1 porzione iniziale), indica valori massimi compresi tra 2500 m/s e 2800 m/s. D'altra parte l'analisi di velocità eseguita nel *processing* a riflessione indica che sono state campionate unità caratterizzate da velocità intervallari non superiori a 3200-3400 m/s.

Un dato importante relativo alle velocità delle onde P è quello caratterizzante le torbiditi marnoso-arenacee, che costituiscono il substrato roccioso nell'area indagata. Essa presenta velocità delle onde P mediamente comprese tra 4000 m/s e 4500 m/s, per profondità superiori a 100 m, come rilevato da perforazioni profonde in aree adiacenti.

Tale unità a profondità minori di 100 m, anche quando presenta un alto grado di alterazione, è caratterizzata comunque da velocità superiori a 3400-3600 m/s.

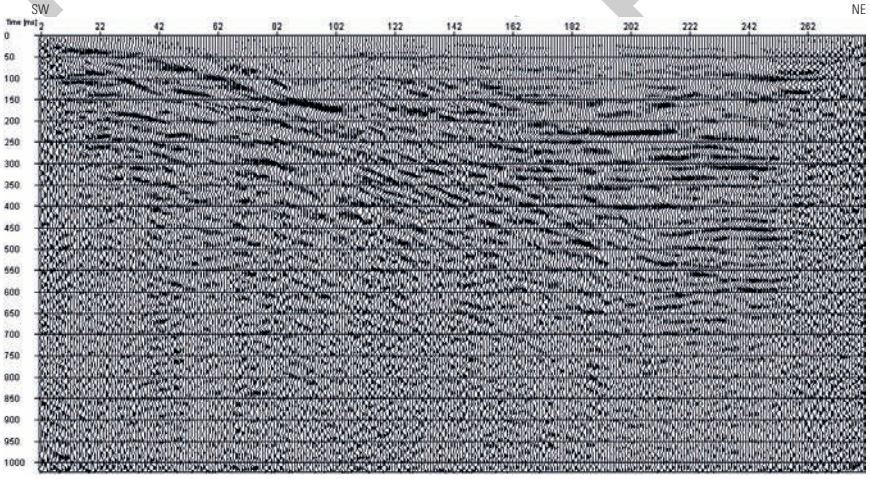


Fig. 9 - *Linea FO1,* stack

PROGETTO RG

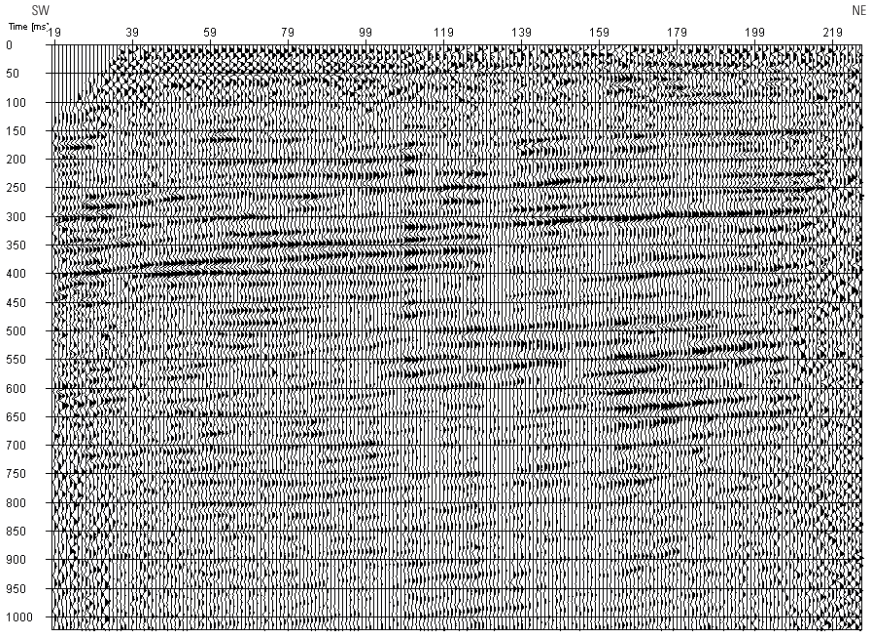


Fig. 10 - *Linea FO2,* stack

Pertanto sulla base dei valori delle velocità osservate si può affermare che il rilievo sismico ha campionato principalmente le unità delle coperture quaternarie, costituite principalmente da alluvioni recenti (800-1600 m/s), argille (1500-2800 m/s) e conglomerati cementati (2300-3400 m/s) che affiorano nell'area di Montefalco.

Nella linea FO1 si osserva un chiaro evento riflesso immergente verso NE da circa 50 ms a circa 600 ms di tempi doppi tra i CDP 40 e 230, con una pendenza apparente compresa tra 23° e 28° che risulta essere in accordo con la pendenza media rilevata dalla morfologia del versante nell'area compresa tra Montefalco e l'inizio della linea stessa.

Nella parte di sezione compresa tra la superficie e tale discontinuità si osservano, per tempi doppi superiori a circa 200 ms, diversi eventi riflessi che caratterizzano limiti sismo-stratigrafici ad andamento sub-parallelo con andamento risalente verso NE. Per tempi doppi inferiori a 200 ms si osservano eventi riflessi caratterizzati da una relativa ondulazione, che possono essere interpretati come i limiti tra depositi recenti e conglomerato.

La linea F02 in generale presenta, per tempi doppi maggiori di circa 150 ms, limiti sismo-stratigrafici con andamento immergente verso SO, con pendenza media compresa tra 3° e 5°. La pendenza media rilevata lungo la linea FO2 risulta

PROGETTO CARG

essere in accordo con quella della porzione più settentrionale della linea FO1, almeno fino a circa 600 ms di profondità. Si può dunque concludere che la copertura sedimentaria della piana di Foligno risulta tiltata per effetto del ribassamento avvenuto in corrispondenza della discontinuità rilevata lungo la linea FO1.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

II - STRATIGRAFIA

I terreni maggiormente rappresentati nel Foglio 324 "Foligno" (Fig. 4) sono le unità litostratigrafiche mesozoiche e terziarie appartenenti alla successione umbro-marchigiana; le unità carbonatiche occupano quasi i tre quarti del foglio, in corrispondenza dei rilievi montuosi, mentre le soprastanti unità terziarie torbiditiche (Schlier e Formazione Marnoso-Arenacea) affiorano solo in zone collinari circoscritte ai bordi della Valle Umbra. Per quanto riguarda le successioni dei bacini sedimentari plio-pleistocenici, i depositi continentali del bacino fluvio-lacustre tiberino affiorano marginalmente ad ovest della Valle Umbra, mentre altri depositi continentali pleistocenici sono presenti all'interno della dorsale carbonatica, riferibili ai bacini intramontani di Cesi-Popola, di S.Martino e di Verchiano.

Tra i depositi quaternari non distinti in base al bacino di appartenenza, particolarmente significativi per estensione e per spessore sono i depositi alluvionali della Valle Umbra.

1. - SUCCESSIONE CARBONATICA

La successione carbonatica umbro-marchigiana (Centamore *et alii*, 1986; Cresta *et alii*, 1989) è rappresentata nel foglio da tutti i termini formazionali, dal Calcare Massiccio al Bisciaro, coprendo un intervallo di tempo di circa 180

Milioni di anni, tra il Giurassico inferiore e il Miocene inferiore. Le complesse variazioni laterali e verticali di litofacies e spessori, riconosciute nelle successioni all'interno del foglio, insieme a episodi di lacune di sedimentazione o rimaneggiamenti, sono espressione di un bacino di sedimentazione articolato, dinamico, soggetto a fasi tettoniche agenti durante il lungo ciclo deposizionale.

Frequentemente si registrano variazioni di spessore delle unità giurassiche, che avvengono anche su distanze di poche centinaia di metri, e che consentono di riconoscere successioni ridotte e condensate, interposte a successioni complete, talora estese (Centamore *et alii*, 1969, 1971; Colacicchi *et alii*, 1970; 1988; Colacicchi, 1994). Nell'ambito del Foglio 324 "Foligno" affiorano numerose successioni giurassiche, che nel loro insieme ben rappresentano la varietà e l'articolazione del bacino di sedimentazione durante questo intervallo di tempo (Fig. 11).

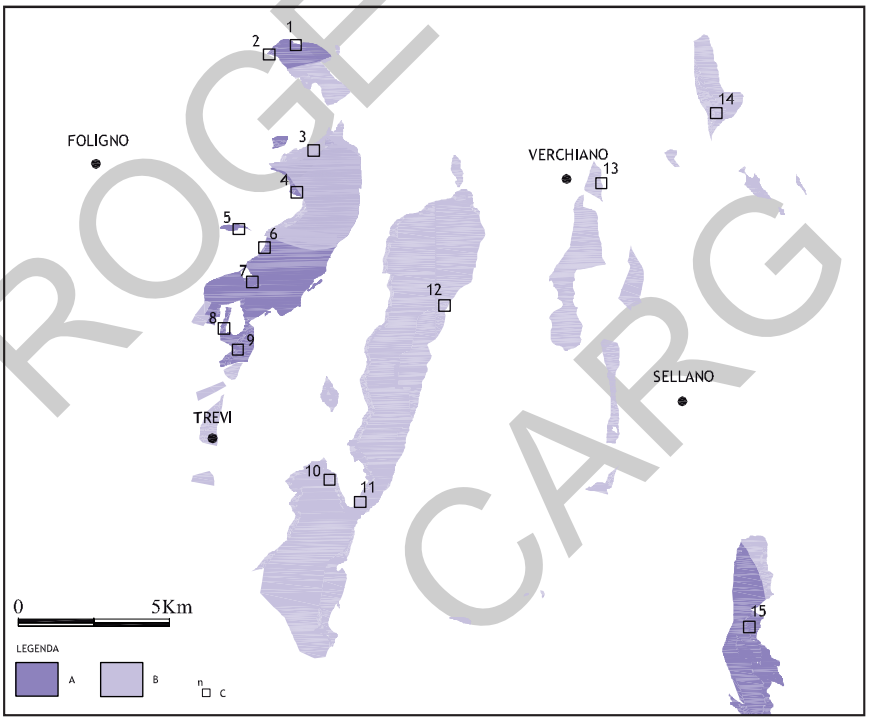


Fig. 11 - *Successioni giurassiche affioranti (unità dal Calcare Massiccio fino alla base della Maiolica) ridotte e condensate (A), complete o estese (B), con indicazione di alcune delle principali località di affioramento (C). 1: Sasso di Pale (ridotta); 2: base del Sasso di Pale (condensata); 3: Monte Serrone (completa); 4: C.le Massenzi (condensata); 5: Madonna del Riparo (condensata); 6: Costa di Cancellara (ridotta); 7: Castiglione (condensata); 8: M. Matigge (ridotta); 9: Manciano (condensata); 10: Lago delle Vecchie (completa); 11: Fontanelle (completa); 12: M. Puranno (estesa); 13: Curasci (completa); 14: San Martino (estesa); 15: M. l'Aspro (condensata).*

PROGETTO CARG

Nelle successioni giurassiche complete o estese sui calcari di piattaforma carbonatica (Calcare Massiccio - MAS) appoggiano i depositi di acqua più profonda, costituiti, dal basso verso l'alto, da Corniola (COI), Marne di Monte Serrone (RSN), Rosso Ammonitico (RSA), Calcari e Marne a Posidonia (POD), Calcari Diasprigni (CDU) e Maiolica (MAI). All'interno del Foglio 324 "Foligno", queste successioni presentano notevoli variazioni di spessore, anche se i caratteri litologici principali riflettono quelli comuni a tutto il bacino umbro-marchigiano.

Nelle successioni giurassiche ridotte e condensate, le unità comprese tra il tetto del Calcare Massiccio e la base della Maiolica hanno spessori molto ridotti o sono sostituite in tutto o in parte da calcari nodulari (Gruppo del Bugarone, BU). Nel Foglio 324 "Foligno" queste successioni mostrano caratteri assai variabili, riconducibili alle diverse situazioni paleobatimetriche e ambientali che accompagnarono l'annegamento dei blocchi della piattaforma carbonatica, smembrata dalla tettonica estensionale sinsedimentaria.

Fra queste, la struttura meglio esposta e che, per le sue variazioni laterali, meglio evidenzia il rapporto tra piattaforma carbonatica e ambiente bacinale progradante, è quella dei monti a est di Foligno, già descritta in dettaglio da Pialli (1970); il versante meridionale del Sasso di Pale (Fig. 12), profondamente inciso dal F. Menotre, mostra una monoclinale immergente verso ovest con una spettacolare esposizione del Calcare Massiccio su cui appoggia una successione stratificata (da ridotta a condensata), caratterizzata da rapide variazioni laterali

Fig. 12 - *Foto panoramica del versante meridionale del Sasso di Pale.*

PROGETTO

di spessore e litofacies , con ispessimento dalla cima alla base di Sasso di Pale (v. Pialli, 1970, Fig. 12). Questa successione passa lateralmente verso sud (M. Aguzzo) ad una successione completa, dove sono state studiate per la prima volta e riconosciute come unità formazionale le Marne di Monte Serrone (Pialli, 1969), oggetto di ulteriori studi, anche in tempi recenti (Baldanza, 1989; Bartolini *et alii*, 1992; Colacicchi & Parisi, 1999; Parisi *et alii*, 1996; Bucefalo Palliani *et alii*,1998).

Le variazioni di spessore e di *facies* interessano anche le unità cretacico-paleogeniche, soprattutto in relazione alla presenza di intercalazioni detritiche all'interno della Scaglia *s.l.* (Renz, 1951). A più livelli nelle successioni meso-cenozoiche sono presenti caratteristiche intercalazioni detritiche carbonatiche che generano strati da microclastitici a calcarenitici, più raramente ruditici, anche spessi, intercalati nelle pelagiti (Scarsella, 1934; Renz, 1951; Baldanza *et alii*, 1982; Colacicchi *et alii*, 1985; Colacicchi & Baldanza, 1986); questi apporti sono quasi esclusivamente presenti nelle successioni orientali del foglio (M. Tolagna, M. Cavallo, Valle del F. Nera) in zone cioè più prossime all'area sorgente, identificabile con la piattaforma carbonatica laziale abruzzese, e in particolari intervalli stratigrafici (p. es. al tetto Calcari Diasprigni, all'interno della Scaglia Rossa, al passaggio tra Scaglia Variegata e Scaglia Cinerea).

Nelle sezioni litostratigrafiche studiate in dettaglio è stato possibile distinguere i diversi membri della Maiolica, delle Marne a Fucoidi, della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa (Figg. 22, 23, 24, 25 e 26), già riconosciuti in letteratura, che tuttavia non sono stati cartografati.

1.1. - Calcare Massiccio (**MAS**)

Nella cartografia del Foglio 324 "Foligno" il Calcare Massiccio (MAS) è stato rappresentato come un'unica unità stratigrafica, senza operare le distinzioni tra le litofacies descritte in Cita *et alii* (2007). Pertanto il Calcare Massiccio A corrisponde alla formazione in generale (MAS), il Calcare Massiccio B al membro MAS_1 ed il Calcare Massiccio C alla litofacies MAS_a.

Questa scelta è dovuta al fatto che nella generalità dei casi le condizioni di affioramento avrebbero reso tali distinzioni problematiche, e in alcuni casi arbitrarie. Una descrizione dettagliata delle diverse litofacies è limitata ad alcuni affioramenti, particolarmente ben esposti e significativi.

Il Calcare Massiccio affiora al nucleo delle tre anticlinali di Sasso di Pale, M. Serano e M. l'Aspro. L'area di affioramento più estesa è quella di M. Aguzzo - M. Cologna - Colle Pian di Morro, lungo l'anticlinale di Sasso di Pale. Spettacolari esposizioni, poste al nucleo delle strutture, si osservano sul versante meridionale di Sasso di Pale (valle del F. Menotre), dove i calcari di piattaforma carbonatica

PROGETTO CARG

affiorano per uno spessore di oltre 300 m, e sui ripidi versanti di M. l'Aspro, sia sopra Bagni di Triponzo, nella Valle del F. Nera, sia a Balza Tagliata, nella stretta gola del F. Corno, dove lo spessore in affioramento supera i 700 m. Esposizioni continue si trovavano anche in corrispondenza di fronti di cava, ma in alcuni casi la roccia è ora ricoperta a seguito di interventi di riambientazione (cava Metelli, loc. Manciano, ad est della zona industriale di S. Eraclio) o superficialmente alterata (cava dismessa di Colle Basso, a sud di Trevi). Nella cava di M. Cervara i calcari sono in parte dolomitizzati, alterati e tettonizzati per la presenza di una faglia diretta, ma nei tagli più freschi si apprezzano le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dell'unità. Affioramenti di dimensioni modeste, ma di grande interesse dal punto di vista tettonico, si trovano tra M. Castello e Trevi, lungo la zona di taglio al letto del sovrascorrimento di Scopoli-Trevi, circondati completamente dai calcari delle formazioni soprastanti (Maiolica, Scaglia Rossa).

Il Calcare Massiccio è costituito da calcari biancastri o nocciola in strati molto spessi (di potenza variabile da 1.5 a 3 m circa), talora indistinti e generalmente a carattere ciclotemico. I caratteri tessiturali sono assai variabili, comprendendo tessiture granulo-sostenute (*packstone* e *grainstone*) e fango-sostenute (*wackestone* e rari *mudstone*). I granuli sono principalmente costituiti da bioclasti (foraminiferi bentonici, gasteropodi, alghe calcaree e bivalvi) e allochimici (ooidi, pisoidi, peloidi, granuli rivestiti e aggregati di tipo *grapestone* e *algal lump*). Comuni sono le strutture stromatolitiche e i tappeti algali, in alcuni casi marcati entrambi dalla presenza di cavità fenestrali e/o da dissoluzione e abbondanti pisoidi vadosi. Localmente (p. es. a M. Puranno) si riconoscono fenomeni di dolomitizzazione, che danno luogo ad orizzonti discontinui con tessitura saccaroide, localizzati prevalentemente al tetto del Calcare Massiccio.

In questo studio sono stati esaminati in dettaglio i caratteri stratigrafici del Calcare Massiccio di Sasso di Pale e di M. Puranno, rappresentativi rispettivamente delle successioni di alto e quelle di basso strutturale.

Il carattere ciclotemico del Calcare Massiccio mostra evidenti differenze in termini di spessore ed organizzazione delle *facies* sedimentarie tra le due sezioni studiate. Nella parte sommitale del Calcare Massiccio degli alti strutturali (Calcare Massiccio B di Centamore *et alii*, 1971; MAS_1 di Cita *et alii*, 2007), studiata a Sasso di Pale, si riconosce una evidente organizzazione ciclica, caratterizzata da cicli di spessore variabile da 2 a 3 m (Fig. 13). I cicli risultano generalmente completi e costituiti da tre intervalli: a) un intervallo subtidale (spessore variabile da 1 a 2 m circa), composto da tessiture *packstone* e *grainstone* e, più raramente, *wackestone*, a oncoidi, peloidi, foraminiferi bentonici, gasteropodi, alghe verdi (tra cui rare dasycladaceae) ed intraclasti anche superiori a 2 mm, che talvolta costituiscono orizzonti a *rudstone*; sono presenti anche cavità centimetriche da dissoluzione occupate da varie generazioni di cementi simmetrici e a mosaico in alcuni cicli della porzione medio-superiore; b) un intervallo intertidale (spessore

PROGETTO CARG

variabile da 60 cm ad 1 m circa), con lamine algali (tessiture *bindstone* a tappeti algali e stromatolitici) e abbondanti cavità fenestrali (*fenestrae* e *bird's eyes*) comunemente bordate da cementi simmetrici marini prodotti da diagenesi precoce; questo intervallo mostra un elevato contenuto detritico-bioclastico con elementi tessiturali analoghi a quelli del subtidale; c) un orizzonte sopratidale, molto sviluppato, che può raggiungere anche spessori decimetrici nei cicli della porzione medio superiore, marcato da larghe cavità da dissoluzione, livelli a pisoidi vadosi e da vistose strutture da disseccamento (*sheet cracks*), che nel complesso testimoniano periodi di prolungata emersione.

La porzione sommitale del Calcare Massiccio di basso strutturale (Calcare Massiccio C di Centamore *et alii,* 1971 e MAS_a in Cita *et alii*, 2007) analizzata a M. Puranno, mostra sempre un carattere ciclotemico ma con cicli diversi, per spessore ed associazione di *facies*, da quelli del Calcare Massiccio A. I cicli, di spessore variabile da 50 cm a 80 cm circa, mediamente meno potenti dei cicli che caratterizzano il Calcare Massiccio di alto strutturale, sono comunemente costituiti da: a) un intervallo subtidale più potente dell'intertidale (spessore medio 30-40 cm), prevalentemente costituito da *wackestone e packstone* detritico-bioclastici a foraminiferi bentonici, bivalvi, gasteropodi, alghe, peloidi, oncoidi e rari intraclasti; b) un intervallo intertidale, non molto potente (15-30 cm) con laminazioni algali (tessiture *bindstone*) e rare cavità fenestrali di piccole dimensioni; c) un intervallo sopratidale poco sviluppato, talvolta assente, e riconoscibile per la presenza di sottili livelli arrossati e rari pisoidi vadosi. Non sono evidenti strutture diagenetiche ricollegabili a prolungate esposizioni in condizioni subaeree.

Verso l'alto il Calcare Massiccio passa alla Corniola stratificata nelle successioni complete o ad una *facies* detritica nelle successioni estese (Corniola con Marmarone *Auctt*.). Nelle successioni ridotte e condensate l'unità è seguita dai calcari nodulari del Gruppo del Bugarone o da pochi metri di Corniola (p. es. versante meridionale del Sasso di Pale, Fig. 14).

La base dell'unità non è mai affiorante nel foglio. Lo spessore massimo osservato in affioramento (700 m, Balza Tagliata) è confrontabile con quello indicato in letteratura per la regione umbro-marchigiana (700-800 m; Centamore *et alii*, 1971; Galluzzo & Santantonio, 2002).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, *Cayeuxia piae* Frollo), frammenti di echinidi, gasteropodi, bivalvi e foraminiferi bentonici (*Textularidae, Valvulinidae, Ammodiscidae, Trochamminidae, Frondiculariae*).

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica, con lagune di acqua molto bassa (10 m circa), piane tidali, aree marginali con barre oolitiche e bioclastiche.

Hettangiano - Pliensbachiano p.p.

PROGETTO CARG

Fig. 13 - *Cicli tidali nella porzione superiore del Calcare Massiccio. E' visibile un potente intervallo subtidale massivo e un interditale laminato di spessore ridotto. Affioramento lungo il sentiero che sale dal paese di Pale all'Eremo di S. Maria Giacobbe*

Fig. 14 - *Successione condensata alla base del Sasso di Pale. Contatto stratigrafico tra il Calcare Massiccio, di cui è visibile il tetto sul piano di campagna, e la Corniola di spessore fortemente ridotto (7 m), costituita da alternanze di banchi calcareo micritici e strati più sottili anch'essi micritici.*

1.2. - Gruppo del Bugarone (**BU**)

Il Gruppo del Bugarone, presente al tetto del Calcare Massiccio in corrispondenza degli alti strutturali (vetta del Sasso di Pale, Costa Cancellara, M. Matigge, M. l'Aspro), affiora ben esposto in successione con il Calcare Massiccio sottostante e in continuità stratigrafica con le unità soprastanti solo a Sasso di Pale; altrove affiora in modo frammentario o in luoghi di difficile accesso (M. l'Aspro). Nelle successioni giurassiche condensate l'unità può sostituire l'intervallo di successione normale compresa fra Corniola e Maiolica o, come più frequentemente avviene, fra Corniola e Calcari Diasprigni. In località Manciano il Gruppo del Bugarone sostituisce la sola Corniola, avendo al tetto il Rosso Ammonitico. A nord di Bagni di Triponzo al Gruppo del Bugarone seguono i Calcari e Marne a Posidonia.

La litologia è piuttosto variabile, riflettendo le diverse situazioni paleoambientali delle zona di alto strutturale e coprendo un intervallo di tempo piuttosto ampio: si tratta per lo più di calcari micritici grigi, nocciola o rosati, talora dolomitizzati, ricchi in bioclasti, in strati da spessi a molto spessi (40 - 80 cm). Nella parte alta i calcari presentano struttura nodulare, con intercalazioni di marne verdastre.

Nella sezione della cima di Sasso di Pale (Pialli, 1970), che rappresenta la parte più elevata dell'alto strutturale, la superficie elaborata ed irregolare del Cal-

PROGETTO CARG

care Massiccio, talora rivestita da una crosta ferruginosa, è ricoperta da lembi disarticolati, spessi da pochi decimetri ad un metro, di biomicriti nocciola tipo Corniola, a loro volta ricoperti, al di sopra di una superficie irregolare arrossata, da lembi spessi pochi metri di calcareniti e calcilutiti biancastre fossilifere, intercalate da strati di dolomie giallastre non fossilifere, tipo "Grigio Ammonitico" (Colacicchi & Pialli, 1967; Pialli, 1970). Questa successione passa direttamente verso l'alto alla Maiolica.

A Costa Cancellara e M. Matigge affiorano sporadicamente calcari micritici grigio-nocciola nodulari, talora dolomitizzati, ricchi di bioclasti (tra cui articoli di Crinoidi, microconchi di Ammoniti), in strati medi di 40 cm.

Nell'area di M. l'Aspro, nonostante la diffusione di successioni condensate, sono piuttosto rari gli affioramenti accessibili che permettano una precisa descrizione stratigrafica del Gruppo del Bugarone, il cui spessore è valutabile in circa 30 m. Le migliori esposizioni si osservano ad ovest di F.te Faeto e lungo il F.so della Villa: qui il Gruppo del Bugarone è costituito da spessi strati calcarei micritici grigiastri ricchi in *skeletal*, in particolare articoli di crinoidi, microconchi di ammoniti; alla base dell'unità, le micriti mostrano stratificazione irregolare e talora assumono un aspetto nodulare, soprattutto in corrispondenza dei giunti interstrato. Agli strati micritici si alternano almeno due spessi strati intra-oo-sparitici. Verso l'alto alle micriti si intercalano apporti calcarenitici.

Lo spessore dell'unità varia da pochi metri fino ad un massimo di 30 m (area di M. l'Aspro).

Contiene uno *hiatus* sedimentario che può avere un'ampiezza variabile che al suo massimo si estende dal Bajociano superiore al Kimmeridgiano medio (circa 25 milioni di anni). L'individuazione dello *hiatus* in campagna non è immediata, in quanto le *facies* al di sopra e al di sotto di esso sono praticamente identiche. Nell'ambito di questo lavoro non sono stati fatti studi di dettaglio, che permettessero di individuarne la presenza.

Il contenuto fossilifero è rappresentato prevalentemente da ammoniti, nannofossili calcarei e foraminiferi bentonici.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico in genere poco profondo, soggetto a correnti sottomarine.

Pliensbachiano p.p. - Titonico

1.3. - Corniola (**COI**)

L'areale più esteso e continuo di Corniola affiora al nucleo dell'anticlinale di M. Serano, tra M. Puranno e Campello sul Clitunno, dove l'unità presenta i maggiori spessori. Lungo l'anticlinale di Sasso di Pale, invece, l'unità affiora con spessori modesti alla base del Sasso di Pale (Fig. 14), a M. Serrone e, più a sud, in piccoli nuclei al bordo della Valle Umbra, sul versante occidentale di M. Matigge,

PROGETTO CARG

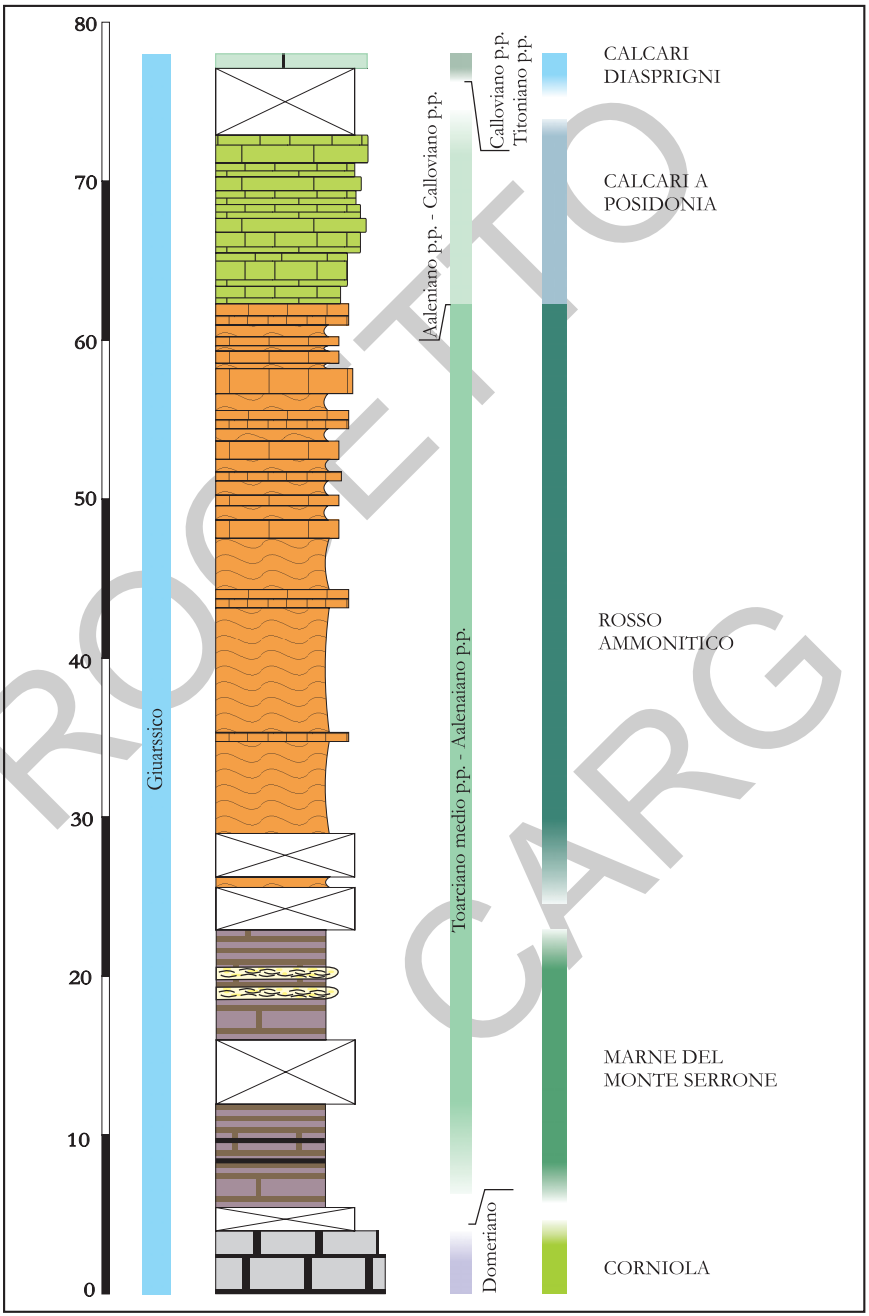
a Santa Maria in Valle, Collecchio, Trevi. Due limitati areali di Corniola sono presenti al letto della faglia diretta che borda il versante occidentale di M. Cipolleta e di C.le Cerreta, nella struttura di M. Tolagna; l'unità affiora limitatamente anche al nucleo della struttura di M. l'Aspro, lungo la valle del F. Nera all'altezza della Centrale di Triponzo. Affioramenti di interesse stratigrafico si trovano: sul versante meridionale di M. Serrone, dove si osserva la parte alta dell'unità ed il passaggio alle Marne di Monte Serrone soprastanti; e a M. Serano nella sezione di Lago delle Vecchie, dove è visibile il passaggio al soprastante Rosso Ammonitico e dove la parte alta della formazione è stata campionata e misurata (Fig. 15). Il passaggio Corniola - Rosso Ammonitico è esposto anche lungo la strada per Campello Alto, in loc. Carvello. Esposizioni significative di tratti di successione della Corniola si segnalano lungo la strada dalla valle di Pettino a Rio Secco (Fig. 16).

L'unità, nelle sue *facies* tipiche, è costituita da calcari micritici grigi o nocciola, in strati di 20 - 40 cm, con noduli e liste di selce biancastra o grigia. Sono presenti interstrati argillo-marnosi grigio-verdi, più frequenti nella porzione superiore, ed intercalazioni di torbiditi calcaree in strati potenti 30-60 cm, più frequenti alla base, come visibile anche lungo la carrareccia dalla valle di Pettino a Rio Secco o sulla montagna di Campello (Accordi & Moretti, 1967).

La parte basale della Corniola è stata studiata in dettaglio nella successione di basso strutturale di M. Serano, in un affioramento a sud di M. Puranno, lungo la strada che collega Fonte Marina a C. Manenti; qui il Calcare Massiccio passa verso l'alto ad un intervallo dello spessore complessivo di oltre 50 m di calcareniti bioclastiche grigio nocciola, in spessi strati (40-70 cm) talora a geometria lenticolare, cui seguono calcari micritici stratificati con selce, tipici della Corniola.

La porzione calcarenitica basale è comunemente costituita da spessi strati calcarei da bianchi a grigio-rosati fino a nocciola, massivi o grossolanamente stratificati, distinguibili dal sottostante Calcare Massiccio per l'assenza di macro-ciclicità, marcata da lamine algali intertidali. Le tessiture più frequenti sono *packstone* e subordinati *grainstone* negli strati più potenti (superiori a 40 cm), sia massivi che laminati (laminazioni piano parallele e incrociate), e *wackestones* negli strati più sottilmente stratificati (15-20 cm), intercalati ai precedenti. Gli elementi tessiturali dei *packstones* sono comunemente costituiti da grani carbonatici di acqua bassa, come oncoidi, aggregati di tipo *grapestone*, granuli rivestiti, ooidi, peloidi, foraminiferi bentonici, abbondanti resti di echinodermi, alghe calcaree e clasti. Le tessiture *wackestone* contengono prevalentemente spicole di spugne, bivalvi, foraminiferi, piccole ammoniti. La selce, non molto diffusa, è presente in noduli sparsi e liste discontinue. Le *facies* detritiche compaiono anche come intercalazioni calcarenitiche detritico-bioclastiche in spessi strati (40-50 cm) all'interno della successione micritica con selce, come si osserva a F.so Terminara e come segnalato da Pialli (1970) nell'area di M. Aguzzo (strati gradati ricchi di articoli di crinoidi). Anche nelle aree più orientali, nella struttura di M. l'Aspro, si osserva la presenza di abbondanti intercalazioni calcaree detritiche in corrispondenza

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

della porzione sommitale della Corniola; qui gli strati calcarenitici sono costituiti sia da clasti di Calcare Massiccio che della stessa Corniola, da *skeletal*, e in particolare da articoli di crinoidi.

Nell'area del Monte Puranno la parte alta della Corniola presenta una stratificazione regolare (spessore da 20 a 30 cm), con strati calcarei di colore grigio con prevalenti tessiture *wackestone* che sfumano verso l'alto a *mudstone*. Gli elementi tessiturali dominanti sono rappresentati da spicole di spugne, radiolari, foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., Textularidae) e rari articoli di echinodermi. Localmente, soprattutto nella porzione mediana, sono ancora presenti livelli calcarenetici fini, in banchi di spessore medio (40-50 cm), talora gradati, con mar-

Fig. 15 - *LOG stratigrafico della sezione di Lago delle Vecchie (CCA)*

La sezione di Lago delle Vecchie (LAT42°51'55", LONG12°47'28") è collocato a mezza costa sul versante W del Monte Serano ad una quota di circa 1100 m s.l.m. Tale località è raggiungibile dall'abitato di Trevi muovendosi verso la frazione Coste San Paolo, alle pendici del Monte Serano, e da qui bisogna salire il monte percorrendo una strada sterrata.
Anche se parzialmente coperta, specie nella parte inferiore, e pertanto non campionabile con continuità, la sezione di Lago delle Vecchie consente di avere un'idea d'insieme sufficientemente rappresentativa dei caratteri litostratigrafici e degli spessori della successione giurassica completa, che affiora con continuità lungo la dorsale di M. Brunette-M.Serano, andando dalla Corniola alle Marne del Monte Serrone, Rosso Ammonitico, Calcari e Marne a Posidonia fino ai Calcari Diasprigni.
I primi 4 metri, riferibili all'unità della Corniola, presentano calcari micritici bianco-avana in spessi strati pluridecimetrici con superfici generalmente amalgamate. Il contenuto paleontologico è piuttosto scarso e caratterizzato principalmente da filaments*. Dopo circa 1 metro di copertura continuano (5.2-12.0 m) calcari micritici da grigi a violacei e interstrati marnosi nodulari rossastri con tracce di bioturbazione, riferiti su base litostratigrafica all'unità Marne del Monte Serrone. Dopo altri 4 m di copertura affiorano (16.00-23.00 m) calcari nodulari rossastri e locali calcareniti laminate bianco verdastre a bivalvi (*filaments*), con tracce di bioturbazioni e placche di crinoidi disarticolati. Verso l'alto aumenta considerevolmente la frazione argillosa negli interstrati. Il contenuto paleontologico è rappresentato da* filaments*, rari frammenti di echinoidi e rari aptici. Anche questo intervallo può essere riferito, su base litostratigrafica, alle Marne del Monte Serrone. Dopo ulteriori 6 m di copertura vegetale affiora il Rosso Ammonitico, con uno spessore totale di circa 33 m. In questa località la parte basale del Rosso Ammonitico (29- 44 m) è caratterizzata da calcari marnosi e marne nodulari rosse con locali straterelli calcarenitici biancastri (5 cm). Comune la presenza di frammenti di ammoniti. Sono presenti locali intercalazioni calcareo-marnose verdastre a lumachelle. A questi seguono (44-62.4 m) calcari nodulari e calcari stratificati da rossastri a biancastri. Verso l'alto diminuisce la frazione marnosa e la nodularità ed aumenta lo spessore degli strati a volte amalgamati. Gli ultimi metri, parzialmente coperti da vegetazione, sono caratterizzati da strati avana e nocciola con laminazioni a filaments. Il contenuto paleontologico è rappresentato da abbondanti* filaments*, scarsi ammoniti non determinabili e rari frammenti di echinoidi. I Calcari e Marne a Posidonia (62.4-73 m) consistono, in questa località, in calcari micritici stratificati grigi, nocciola e rosati con superfici nette e piane. Il contenuto paleontologico è rappresentato da abbondanti* filaments *probabilmente riferibili al genere Posidonia, scarsi ammoniti non determinabili, ostracodi comuni e rari gasteropodi e frammenti di echinoidi. Un laghetto artificiale copre circa 4 m di successione. L'ultimo metro di successione, riferibile ai Calcari Diasprigni, è caratterizzato da calcari micritici bianco-giallastri sottilmente stratificati, con superfici nette e piane ed abbondante selce in liste. Il contenuto paleontologico è rappresentato da* filaments*, localmente abbondanti, e da numerosi radiolari, principalmente di tipo spumellaria*

PROGETTO CARG

Fig. 16 - *Intercalazioni di calcareniti all'interno della successione micritica con selce della porzione inferiore della Corniola; mostrano strutture laminate piano-parallele e debolmente incrociate e una marcata superficie di erosione alla base. Affioramento in località Rio Secco, a sud del Monte Puranno.*

cate superfici di erosione alla base, costituiti da grani analoghi a quelli delle calcareniti della porzione inferiore (Fig. 16). Verso l'alto, il contenuto in fango aumenta, prevalgono le tessiture *mudstone*, gli strati diventano più sottili (spessore medio 10-20 cm) e sono più frequenti le intercalazioni marnose, mentre gli strati calcarenitici tendono a diminuire in spessore e granulometria, fino a scomparire. Aumentano le liste e i noduli di selce, di dimensioni anche pluricentimetriche.

Il passaggio dalla Corniola al Rosso Ammonitico, documentato nella sezione di Lago delle Vecchie (Fig. 15) e di Fonticelle (M. Serano), avviene gradualmente con aumento di livelli argillosi grigio-verdastri intercalati nei calcari nocciola regolarmente stratificati con selce grigia in liste e noduli.

Il passaggio dalla Corniola alle Marne di Monte Serrone, visibile nella sezione tipo a sud di M. Serrone, si realizza per progressivo aumento della frazione marnosa (Pialli, 1970).

Lo spessore della Corniola è assai variabile, da un minimo di 7 m, misurati nella successione condensata, alla base di Sasso di Pale (Fig. 14), a qualche decina di metri (p. es. a M. Aguzzo 40 m) per raggiungere 300 m nella successione completa della dorsale di M. Serano. Nella valle del F. Nera (dorsale M. l'Aspro) lo spessore massimo affiorante è di 110 m.

L'unità contiene faune a spicole di spugna, radiolari, echinidi, bivalvi, gasteropodi, ostracodi, ammoniti e rari foraminiferi bentonici (Textularidae, Lagenidae, Miliolidae).

PROOF CARG

Le micriti con selce stratificate, che costituiscono il corpo principale della formazione, si deposero in ambiente pelagico, con profondità di deposizione compresa tra 50 e 200 m. La presenza di calcareniti e *facies* di alta energia alla base della Corniola è un fatto diffuso a scala regionale (p. es. Marmarone) all'interno delle successioni complete di basso strutturale (Colacicchi *et alii,* 1970). La loro deposizione può essere ricondotta a processi gravitativi tipo *debris flow* e *mass flow* che si innescavano lungo i paleopendii di raccordo tra le zone di alto strutturale, principale sorgente del materiale carbonatico di acqua bassa risedimentato, e quelle adiacenti più profonde e che davano luogo a depositi detritico bioclastici.

Sinemuriano p.p. - Toarciano inferiore p.p.

1.4. - Marne di Monte Serrone (**RSN**)

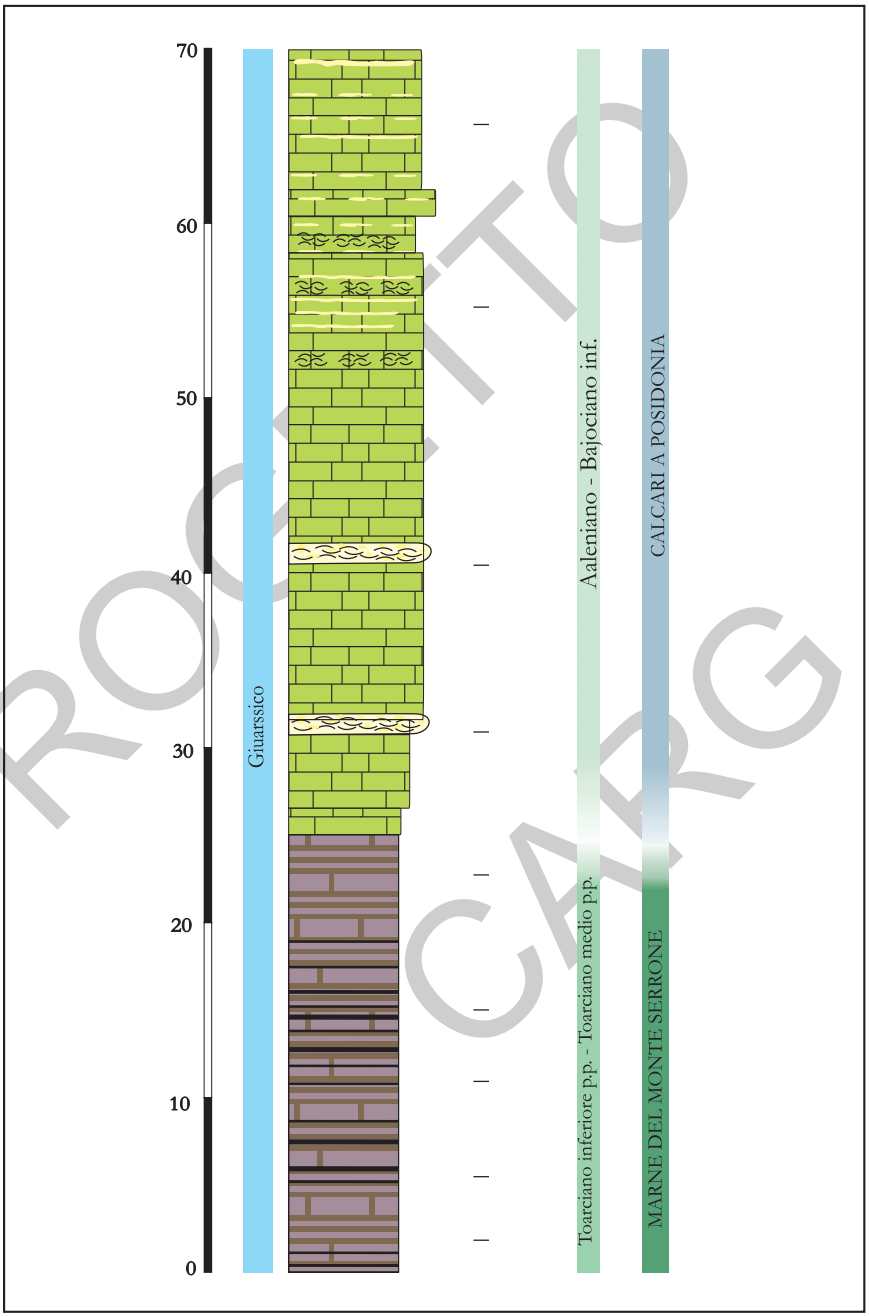
La formazione delle Marne di Monte Serrone è stata formalmente istituita in base alla sezione tipo di M. Serrone, che ricade nel Foglio 324 "Foligno". Studiata per la prima volta da Pialli (1969), la sezione tipo è stata recentemente campionata tramite carotaggio continuo (v. par. I.4.2), dato che l'esposizione si sta progressivamente deteriorando.

La formazione affiora sporadicamente nella valle del F. Menotre tra Pale e Ponte S. Lucia e sul versante meridionale de La Cherna, sempre nel settore settentrionale dell'anticlinale di Sasso di Pale. Un secondo areale di affioramento si trova nel settore occidentale dell'anticlinale di M. Tolagna, sul versante occidentale di M. Cipolleta, dove emerge la parte alta della formazione, e sul versante occidentale di C.le Cerreta. Le Marne di Monte Serrone emergono infine, comprese tra Corniola e Calcari e Marne a Posidonia, in un modesto affioramento nella valle del F. Nera, presso Bagni di Triponzo. Per lo studio di dettaglio di questa formazione sono state misurate, campionate e analizzate le sezioni di Monte Serano (loc. Lago delle Vecchie, Fig. 15) e di San Martino (Fig. 17).

Questa unità è costituita da marne e marne argillose grigie o verdi, talora con fiamme rossicce, sottilmente stratificate, con intercalati livelli di calcari marnosi frequentemente a struttura nodulare. Oltre alle marne sono presenti livelli calcarenitici gradati, talora laminati, più frequenti nella parte basale, o conglomerati intraformazionali costituiti da materiali provenienti da alti strutturali (Pialli, 1969). La formazione è in genere eteropica con la parte bassa del Rosso Ammonitico e solo localmente lo sostituisce completamente (M. Tolagna, M. l'Aspro).

Verso l'alto, la formazione passa in genere con continuità ai calcari nodulari, marnosi, del Rosso Ammonitico; nella sezione tipo di M. Serrone il passaggio è brusco e netto, essendo i livelli inferiori del Rosso Ammonitico chiaramente risedimentati per frane intraformazionali (Pialli, 1969). In altri casi, le Marne di Monte Serrone passano direttamente ai Calcari e Marne a Posidonia, con la com-

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 17 - *LOG stratigrafico della sezione di San Martino (SM)*
Per raggiungere l'affioramento di San Martino (LAT42°58'7", LONG12°56'30") bisogna procedere lungo la strada che da Rasiglia, strada provinciale n. 442, porta alla località Verchiano e prosegue in direzione degli abitati di Civitella e San Martino, ubicati nella Regione Marche; raggiunta la strada provinciale n. 51 si prosegue verso la frazione di Collecurti e successivamente, risalendo il monte, quella di Forcella.
In località San Martino è affiorante una successione che comprende le Marne del Monte Serrone e i Calcari e Marne a Posidonia. Tale località risulta particolarmente interessante a causa della totale assenza del Rosso Ammonitico fra le Marne del Monte Serrone e i Calcari e Marne a Posidonia. È difficile stabilire la natura di tale lacuna presumibilmente di ordine sinsedimentario piuttosto che tettonico vista la continuità della successione.
Nei primi 25 m, riferibili su base litostratigrafica alle Marne del Monte Serrone (Toarciano inferiore p.p. *- Toarciano medio), affiorano alternanze di calcari micritici da nocciola a grigi in strati da 10 a 20 cm con superfici da nette ad ondulate e marne argillose grigie sottilmente laminate. Verso l'alto compare della selce biancastra in liste. Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da un'associazione a* filaments*, in genere molto abbondanti, rari radiolari di tipo spumellaria, rari foraminiferi bentonici e frammenti di articoli di echinoidi. Tale porzione di successione stratigrafica viene riferita, su base litostratigrafica, all'unità Marne del Monte Serrone che, all'interno del Foglio, sono riferite al Toarciano inferiore* p.p. *- Toarciano medio. Dal metro 25 al metro 70 sono presenti calcari micritici nocciola in strati di spessore variabile da 10 a 40 cm intercalati da calcareniti e calciruditi a bioclasti e* filaments *di notevole potenza, riferibili su base litostratigrafica ai Calcari e Marne a Posidonia (Aaleniano* p.p. *- Calloviano* p.p.*). Lo spessore degli strati risulta decrescente verso l'alto. Le superfici di strato sono nette e piane; localmente si riscontano laminazioni da corrente trattiva, sia piano parallele che incrociate. La selce biancastra è presente in liste e, negli strati a granulometria più grossolana, in plaghe. La successione è caratterizzata da una fauna ricca in bivalvi molto probabilmente riferibili al genere* Posidonia*, e frammenti di echinoidi. Radiolari di tipo spumellaria, textularidi e frammenti bioclastici indeterminati sono piuttosto frequenti. In uno dei livelli calcarenitici (al metro 40.5 circa) l'associazione è completamente diversa, essendo dominata da foraminiferi quali* Protopeneroplis striata *e* Lituolidae *e da* Lithocodium aggregatum *contenuti all'interno di un* packstone *a oncoidi.*

parsa di colorazioni rossastre ed aumento della frazione calcarea, come avviene nella sezione di S. Martino (Fig. 17), nell'area di M. Tolagna.

Lo spessore è molto variabile: nella località tipo M. Serrone è stato misurato uno spessore di ca. 60 m.

Il contenuto fossilifero è principalmente dovuto ad ammoniti, bivalvi a guscio sottile (molto abbondanti alla base, dove costituiscono lumachelle), rari brachiopodi e foraminiferi bentonici di acqua profonda.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, al piede delle scarpate che raccordavano gli alti strutturali con le zone ribassate.

Toarciano inferiore p.p. - Toarciano medio

1.4.1. - *Analisi paleomagnetiche e geochimiche della sezione tipo del M. Serrone*

(a cura di Guido Parisi, Fabio Speranza e Gloria Andreini)

Durante l'esecuzione del Foglio 324 "Foligno" sono iniziate le analisi biostratigrafiche, paleomagnetiche e geochimiche dei campioni ricavati da un sondaggio

PROGETTO CARG

a carotaggio continuo, eseguito in corrispondenza dello Stratotipo delle Marne di Monte Serrone (v. par. 4.2). La sezione investigata presenta uno spessore di 35.25 m (circa la metà dello spessore totale della formazione).

All'interno delle carote sono state rinvenute ammoniti del genere *Hildoceras gr. graecum acarnanicum* (ad una profondità di 12.80 m dal piano campagna) e del genere *Hildoceras gr. raricostatum* (ad una profondità di 16.40 m dal piano campagna). Posto che il genere *Hildoceras gr. graecum acarnanicum* è riferibile alla base della zona a *Bifrons* e che il genere *Hildoceras gr. raricostatum* è riferibile alla parte superiore della zona a *Serpentinum*, questi ritrovamenti ci consentono di posizionare il limite tra le due zone ad ammoniti ad una profondità compresa tra i 12.80 m e i 16.40 m dal piano campagna. Possiamo dire che la carota interessa tre zone ad ammoniti: la Zona *Tenuicostatum* e la Zona *Serpentinum* (Toarciano inferiore), rappresentate nella loro interezza, e la Zona a *Bifrons* (Toarciano medio), rappresentata nella parte basale. Quindi è definito tutto l'intervallo compreso tra il limite Pliensbachiano/Toarciano ed il limite tra Toarciano inferiore/Toarciano medio.

Le analisi paleomagnetiche sono state eseguite presso il laboratorio di paleomagnetismo dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (Sezione di Paleomagnetismo ed Aeronomia), in collaborazione con il Dott. Leonardo Sagnotti.

I valori di inclinazione *in situ* e di VGPL (*Virtual Geomagnetic Pole Latitude*) hanno consentito di costruire una colonna magnetica (Fig. 18), comprendente quattro magnetozone normali (contrassegnate dalle sigle Msn1, Msn2, Msn3 e Msn4), intervallate da tre magnetozone inverse (contrassegnate dalle sigle Msr1, Msr2 e Msr3). Le zone contrassegnate da una croce in campo grigio stanno ad indicare le zone a magnetizzazione instabile, in cui le analisi sui provini hanno dato risultati insoddisfacenti. Le croci a sinistra della colonna delle magnetozone invece indicano i provini falliti e la loro ubicazione rispetto alla scala delle profondità.

Questi risultati possono essere considerati soddisfacenti, in quanto le magnetozone ricavate sono correlabili sia con quelle delle altre sezioni di riferimento del Toarciano, sia con la MPTS (*Magnetic Polarity Time Scale*). In particolare è stato definito l'intervallo compreso tra il limite Pliensbachiano/Toarciano ed il limite Toarciano inferiore/medio. Sono state caratterizzate quattro principali magnetozone, che dal basso verso l'alto possono essere correlate alla N1, R2, N2 e rN2. La magnetozona R2 potrebbe caratterizzare il passaggio tra la Zona a *Tenuicostatum* e la Zona a *Serpentinum*, mentre il piccolo "*reversal*" dentro la magnetozona N2 (l'rN2) potrebbe corrispondere al limite fra la Zona a *Serpentinum* e la Zona a *Bifrons*, e quindi al limite fra Toarciano inferiore e Toarciano medio (Fig. 18).

I campioni ricavati dal carotaggio sono stati anche sottoposti ad analisi geochimiche, riguardanti il contenuto in C^{13}. Le analisi sono state svolte presso le Università di Oxford e di Palermo. I risultati sono riportati nel grafico di Fig. 18. Si può osservare uno "*shift*" positivo tra 27 e 28 m, poi il grafico mostra un andamento che decresce con regolarità dal basso verso l'alto. Lo *shift* cade nella parte

PROGETTO CARG

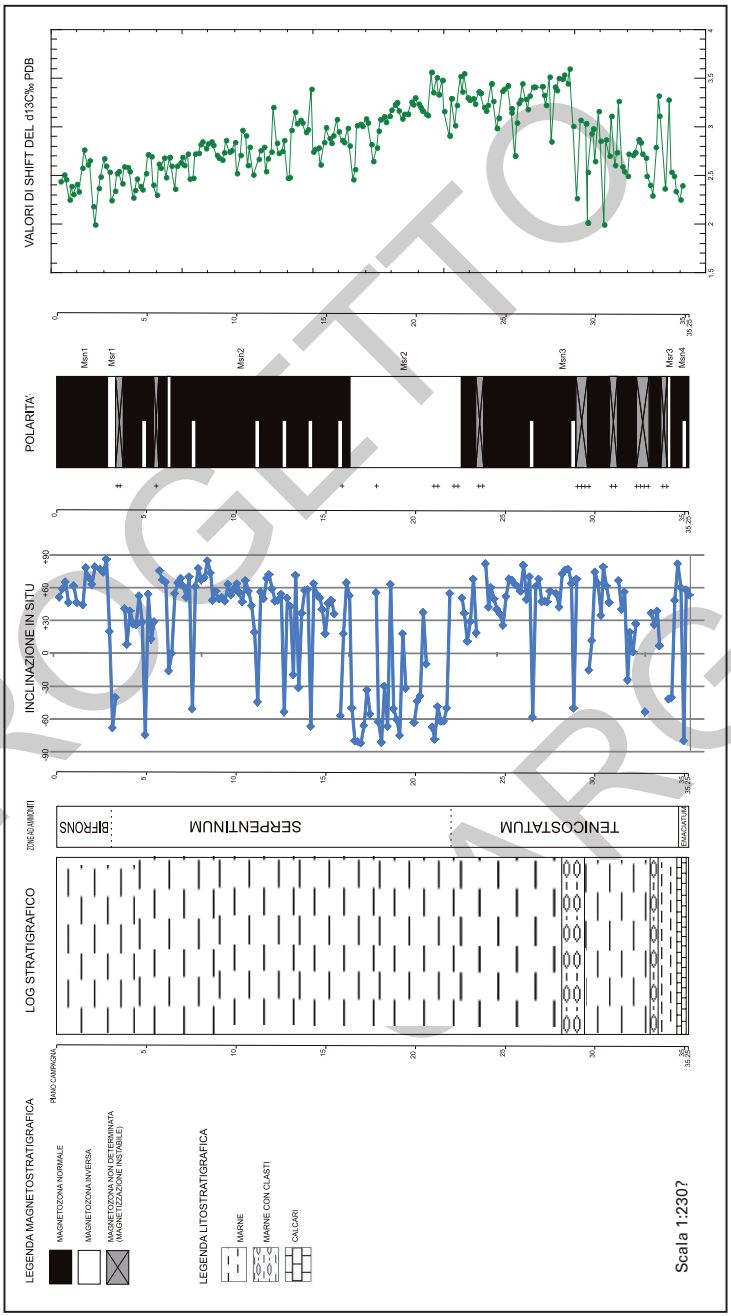


Fig. 18 - LOG integrato della sezione tipo delle Marne del Monte Serrone.

PROGETTO ARG

superiore della Zona a *Tenuicostatum*, come accade in buona parte delle successioni investigate nell'area della Tetide mediterranea. Questo *shift* cade sempre in corrispondenza di un cambiamento faunistico e floristico, più marcato di quello che si evidenzia presso il limite Domeriano/Toarciano.

In conclusione la sezione investigata, Stratotipo della formazione Marne di Monte Serrone, risulta ben calibrata dal punto di vista biostratigrafico e facilmente correlabile ad altre Sezioni Mediterranee. In particolare è ben correlabile anche il "Livello anossico" che cade nella parte superiore del Toarciano inferiore. La sezione si è dimostrata molto buona anche per l'analisi paleomagnetica, cosa non comune e difficoltosa in altre sezioni toarciane.

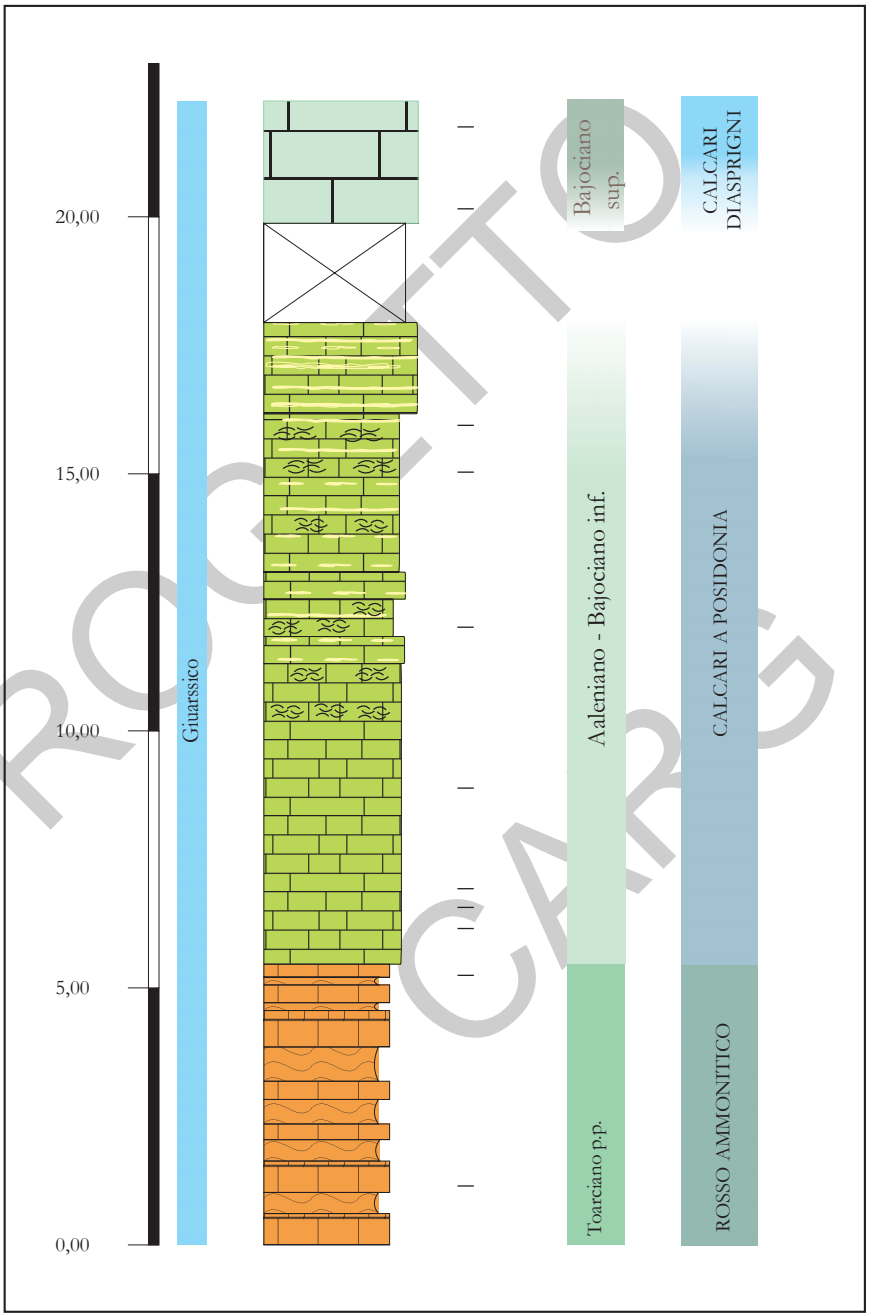
1.5. - Rosso Ammonitico (**RSA**)

Lungo l'anticlinale di Sasso di Pale, il Rosso Ammonitico affiora con spessori ridotti al tetto delle Marne di Monte Serrone (versanti meridionali di M. Serrone e La Cherna) o al tetto della parte inferiore del Gruppo del Bugarone (Castiglione, Manciano). Nell'adiacente struttura anticlinalica di M. Serano, l'unità affiora con continuità da M. di Morro fino a M. Serano, dove si trovano le migliori esposizioni (Lago delle Vecchie, Fontanelle); affioramenti fossiliferi si trovano in località Vallupo e sul versante sud-est di M. di Morro (Venturi, 1972). Marne e marne argillose rosse, riferibili alla porzione intermedia dell'unità, affiorano lungo la strada da Lenano a Campello Alto. In questo studio, sono state analizzate in dettaglio le sezioni di Monte Brunette (Lago delle Vecchie, Fig. 15) e di Fontanelle (Fig. 19), ove affiora la parte alta della formazione e il passaggio ai Calcari e Marne a Posidonia.

L'unità è costituita da marne, calcari marnosi e calcari rosa, rosso-mattone o grigio-verdi, sottilmente stratificati, con frequente struttura nodulare, alternati ad

Fig. 19 - *LOG stratigrafico della sezione di Fontanelle (FAP).*
La sezione delle Fontanelle (LAT42°51'34", LONG12°48'22") è collocato a mezza costa sul versante E del Monte Serano ad una quota di circa 1100 m s.l.m. Tale località è raggiungibile o proseguendo la strada sterrata che conduce all'affioramento del Lago delle Vecchie (Casetta Cicaglia) o dall'abitato di Pettino raggiungibile proseguendo verso S, lungo la strada provinciale 458, dall'affioramento di Molini di Cammoro.
In località Fontanelle affiora una successione stratigrafica che comprende le unità del Rosso Ammonitico e dei Calcari e Marne a Posidonia. I primi 5.2 m, riferibili al Rosso Ammonitico, sono costituiti da alternanze di calcari, calcari nodulari e marne argillose rosse. Nei calcari sono presenti plasti risedimentati e bioclasti tra cui abbondanti bivalvi a guscio sottile, rari radiolari, ostracodi e frammenti di echinoidi. Seguono circa 17 m di calcari biancastri o avana organizzati in strati spessi da 20 a 40 cm nella parte bassa, fino ad arrivare a 40 a 50 cm nella parte alta. Dal metro 18 al metro 20 è presente della copertura vegetale. I bivalvi a guscio sottile, così come la selce, sono molto comuni nella parte bassa ma diventano assenti a partire dal metro 16; tale carattere litologico è stato assunto come parametro per distinguere i Calcari e Marne a Posidonia dai Calcari Diasprigni.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

argilliti o argille marnose rosse più abbondanti nella porzione inferiore. Nella successione, procedendo dal basso verso l'alto, si assiste ad un progressivo aumento della frazione calcarea (Venturi, 1972).

Il Rosso Ammonitico passa gradualmente verso l'alto ai Calcari e Marne a Posidonia o, quando questi sono estremamente ridotti, ai Calcari Diasprigni (M. Lagarella - M. S. Stefano). Nelle aree orientali il Rosso Ammonitico è sostituito dalle Marne di Monte Serrone (M. Tolagna; M. l'Aspro).

Lo spessore misurato nella sezione tipo di M. Serrone è di 13 m (Pialli, 1970) ma altrove arriva a superare 40 m (M. Serano).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da ammoniti, bivalvi a guscio sottile e foraminiferi bentonici. In particolare in località Lago delle Vecchie è stata rinvenuta un'associazione ad ammoniti, caratterizzata da *Hildoceras acarnanicum* Kottek 1966 (parte inferiore della Zona a H. bifrons), *Collina meneghinii* Bonarelli 1893 (parte basale della Zona a M. gradatus) e Lithoceras sp. (le determinazioni degli ammoniti sono state eseguite dal Prof. Federico Venturi).

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Toarciano p.p.

1.6. - Calcari e Marne a Posidonia (**POD**)

I Calcari e Marne a Posidonia affiorano al tetto del Rosso Ammonitico sul versante meridionale di M. Serrone (anticlinale di Sasso di Pale). Nell'anticlinale di M. Serano l'unità, interposta tra Rosso Ammonitico e Calcari Diasprigni, affiora con uno spessore di ca. 20 m, ma verso nord tende ad assottigliarsi fino a non essere più riconoscibile (loc. Cima Monte). L'unità affiora anche sulla strada da Lenano a Pettino e presso Rocca Brigida, al nucleo dell'anticlinale di M. Maggiore. Nelle aree più orientali i Calcari e Marne a Posidonia sono ben esposti, con spessori considerevoli, sul versante sud di M. Cipolleta in località F.so della Fonte (struttura di M. Tolagna); ulteriori affioramenti significativi si trovano lungo la Strada Statale Valnerina, all'altezza della Centrale di Triponzo (struttura di M. l'Aspro). Per lo studio di dettaglio di questa formazione sono state misurate, campionate e analizzate le sezioni di Lago delle Vecchie (Fig. 15) e di Fontanelle (Fig. 19), lungo l'anticlinale di M. Serano, e quella di San Martino (Fig. 17), nella struttura di M. Tolagna.

Dal punto di vista litologico, l'unità è costituita da calcari e calcari marnosi grigi o nocciola, a volte rosati, in strati regolari di 10 - 20 cm di spessore. Sono presenti intercalazioni marnose grigio-verdi. Talora assai abbondanti sono i livelli di selce. Nella parte medio-alta dell'unità sono presenti intercalazioni, talora particolarmente frequenti, di calcareniti avana in grossi strati (40 - 100 cm) laminati e gradati.

Nella successione di M. Serrone l'unità è costituita da calcareniti, per lo più a

PROGETTO CARG

granulometria fine, e calcilutiti biancastre, regolarmente stratificate in strati medi (30 cm), con selce biancastra in noduli; il contenuto in selce aumenta progressivamente verso l'alto (Pialli, 1970). Nelle successioni più orientali (M. Tolagna, M. L'Aspro) ai calcari marnosi grigi si alternano calcari detritici avana a granulometria medio-fine, in spessi strati con caratteri torbiditici, laminati e gradati, contenenti selce biancastra; anche in queste successioni si assiste ad un aumento del contenuto in selce verso l'alto. In alcuni casi nella parte alta la frazione risedimentata supera quella lutitica calcareo-marnosa, con gli strati calcarenitici che raggiungono spessori di oltre un metro.

Il passaggio ai soprastanti Calcari Diasprigni avviene gradualmente con ulteriore aumento del contenuto di selce e di marne. In località Fontanelle, prima dell'inizio della comparsa di selce, si rinviene un intervallo centimetrico calcareo all'interno del quale si rinvengono abbondanti esemplari di *Globuligerina oxfordiana* GRIGELIS 1956; tale livello sembra essere, su base litologica, ancora compreso nella parte alta dei Calcari e Marne a Posidonia piuttosto che nella parte basale dei sovrastanti Calcari Diasprigni.

Lo spessore dell'unità è assai variabile: nelle aree occidentali (M. Serrone, M. Serano) non supera 30 m, mentre in quelle orientali (M. Tolagna, M. L'Aspro) può raggiungere 150 m: questo aumento di spessore si deve in massima parte alla presenza di apporti calcarei detritici. Nei settori occidentali l'unità risulta assente, consentendo il passaggio stratigrafico dal Rosso Ammonitico ai soprastanti Calcari Diasprigni (settore settentrionale dell'anticlinale di M. Serano).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da numerosi resti filamentosi riferibili a lamellibranchi a guscio sottile del genere *Bositra,* facilmente riconoscibili anche macroscopicamente, talora molto abbondanti (strati a lumachelle). Sono inoltre presenti radiolari, echinidi e rari ostracodi.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, con profondità di deposizione variabile da poche decine di metri a 200 m.

Toarciano p.p. - Bajociano inferiore p.p.

1.7. - Calcari Diasprigni (**CDU**)

Le aree di affioramento dei Calcari Diasprigni sono distribuite nelle diverse strutture anticlinaliche del foglio, talvolta in fasce continue, come nella struttura di M. Serano, o in modo più discontinuo, come ad ovest di M. Aguzzo e M. Cologna (struttura di Sasso di Pale); i Calcari Diasprigni affiorano estesamente anche al nucleo della struttura di M. Maggiore (p. es. Ponte San Lazzaro, M. Iugo, Sterpare) e sul fianco orientale di M. Tolagna, M. Cavallo, M. l'Aspro. Non si segnalano buone esposizioni dell'intera unità, mentre in più luoghi si può osservare il passaggio alla soprastante Maiolica (p. es. strada di M. Brunette, Acera, M. Cui, Sterpare). La parte basale della formazione è stata campionata e analizzata nelle

PROGETTO CARG

sezioni di M. Serano (Lago delle Vecchie, Fig. 15) e di Fontanelle (Fig. 19), mentre una sezione più estesa, comprendente il passaggio alla soprastante Maiolica, è stata campionata a Curasci (Fig. 20).

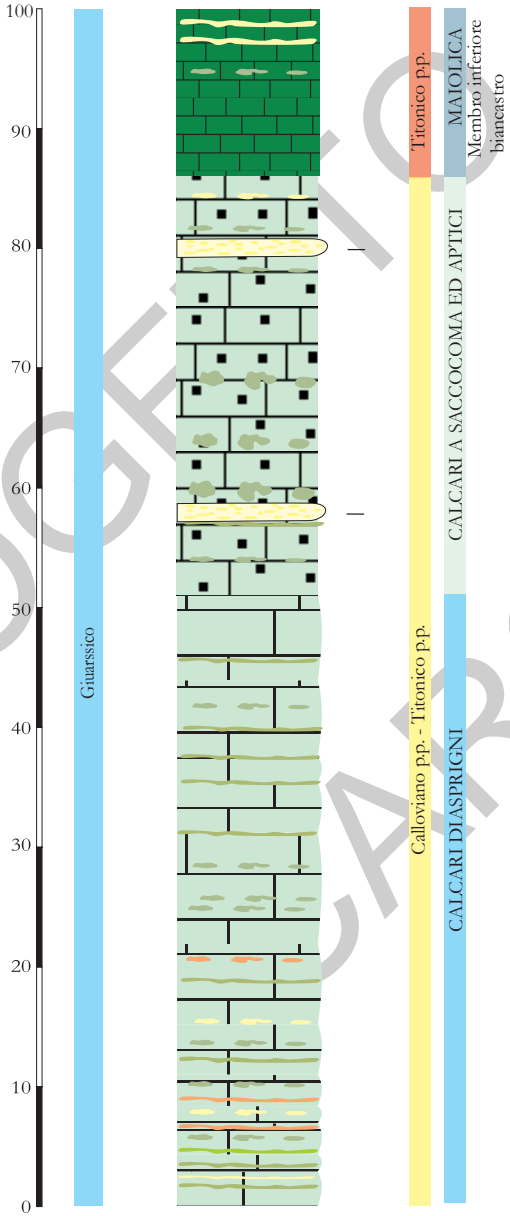
I Calcari Diasprigni sono costituiti da calcari silicei grigi e verdi a stratificazione sottile (in genere pochi centimetri), con selce verde, rossa e grigia in liste e noduli e più spesso in veri e propri strati che si alternano ai calcari. Nella parte centrale dell'unità la selce si fa nettamente prevalente sui calcari, con strati verdi e poi rossi, spessi fino a 10 cm. La parte sommitale dell'unità è caratterizzata in genere da calcari e calcari marnosi nocciola o biancastri, anche molto spessi, con abbondante selce per lo più bianca in straterelli e liste, contenenti echinodermi pelagici (*Saccocoma* sp.) cui si associano aptici e, talora, brachiopodi (calcari a saccocoma e ad aptici *Auctt.*); nella parte medio-alta dell'unità si rinvengono intercalazioni calcarenitiche nocciola in strati anche spessi.

I Calcari Diasprigni di M. l'Aspro presentano caratteri relativamente differenti, almeno nella porzione inferiore, rispetto alle aree tipo dell'Appennino umbro-marchigiano: infatti la successione è costituita da calcareniti grigio-nocciola e calcari detritici grigio-verdi, alternati ad abbondanti letti e liste di selci biancastre, cui succedono, nella parte sommitale, micriti con selce verdastra in liste e noduli, micriti silicizzate di aspetto granulare e selci policrome. Lo spessore degli strati diminuisce verso l'alto. Ad est di Scoglio delle Rocchette si segnala la presenza di un intervallo detritico spesso almeno 6 m, posto circa 25 m sotto il passaggio con la Maiolica.

Il passaggio alla soprastante Maiolica avviene gradualmente con la diminuzio-

Fig. 20 - *LOG stratigrafico della sezione di Curasci (CDM)*
L'affioramento in oggetto (LAT42°56'59", LONG12°53'39") è collocato lungo la strada che da Verchiano conduce a Curasci.
In località Curasci affiora una successione stratigrafica che comprende i Calcari Diasprigni,con il Membro dei Calcari a Saccocoma ed Aptici (che nel Foglio 324 "Foligno" sono considerati il membro sommitale dei Calcari Diasprigni) e la Maiolica. I primi 51 m circa sono caratterizzati dai Calcari Diasprigni che nei primi metri (0-15 m) si presentano come alternanze di calcari e selci in strati di 5-10 cm policromi (rossastri-biancastri-verdastri) con locali interstrati argillosi. La stratificazione presenta laminazione piano-parallela ed incrociata. I successivi 36 metri (15-51 m) affiorano con minor continuità e sono caratterizzati da calcari micritici e calcari marnosi selciferi verdastri sottilmente stratificati. Questo primo intervallo, riferito all'unità Calcari Diasprigni, ha un'età compresa tra il Calloviano p.p. *e il Titonico* p.p. *Seguono circa 35 metri (51-86 m) di calcari micritici verdastri e rosati sottilmente stratificati, con locali calciruditi rosate (grainstone/packstone), riferibili all'unità Calcari a Saccocoma ad Aptici. La selce è prevalentemente presente in plaghe. Nella parte alta gli strati calcarei diventano pseudo-nodulari e localmente amalgamati, mentre la selce è presente in noduli giallastri. Da un punto di vista paleontologico questi calcari mostrano la presenza di comuni articoli di echinidi, crinoidi, bivalvi a guscio sottile, rari foraminiferi bentonici. L'età di questi 35 m, su base litostratigrafica, è compresa tra il Calloviano* p.p. *e il Titonico* p.p. *La parte alta della successione (86-100 m) è riferibile su base litostratigrafica all'unità della Maiolica (Titonico* p.p. *e l'Aptiano* p.p.*) ed è costituito da calcari micritici a stratificazione piano-parallela e frattura concoide, con superficie di letto e tetto piane e nette. La colorazione varia da bianco-verdastra nella porzione inferiore a bianca in quella superiore. La potenza degli strati è variabile da 20 a 40 cm e la selce si presenta in strati, da bianca a giallastra.*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

ne del contenuto in selce ed un progressivo aumento dello spessore medio degli strati calcarei che assumono colorazioni più chiare; in prossimità del passaggio si rinvengono spesso intercalazioni calcarenitiche da grigiastre a nocciola, in spessi strati con noduli di selce (p. es. area di Acera, Verchiano, Colle dei Fienili). Questi caratteri identificano il membro dei "calcari a saccocoma e aptici", che non è stato cartografato a causa della sua estrema variabilità e dello spessore esiguo, spesso inferiore ai 10 m (p. es. Acera).

Lo spessore complessivo dei Calcari Diasprigni è relativamente uniforme su tutta l'area, attorno a 60 m; tuttavia nelle aree orientali (M. l'Aspro) raggiunge 130-150 m per la presenza di intercalazioni calcaree detritiche presenti sia alla base sia nella parte alta dell'unità. Spessori ridotti, al contrario, sono tipici in successioni prossime o corrispondenti a situazioni di alto strutturale (p. es. base di Sasso di Pale). Nell'unità si rinvengono abbondanti radiolari, resti filamentosi alla base e Chitinoidellidae tra cui *Borziella slovenica* (BORZA 1969), *Chitinoidella boneti* DOBEN 1963, *Longicollaria dobeni* (BORZA 1966), *Dobeniella bermudezi* (FURRAZOLA-BERMÙDEZ 1965). In Pialli (1970) sono segnalati, oltre radiolari e aptici, fossili di *Globochaete alpina* Lombard e, nella porzione superiore, echinodermi (*Saccocoma* sp.).

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Bajociano inferiore p.p. - Titonico p.p.

1.8. - Maiolica (**MAI**)

Tra le unità stratigrafiche della successione umbro-marchigiana, la Maiolica è quella che, con la Scaglia Rossa, occupa gli areali più estesi e continui, caratterizzando buona parte delle dorsali di Sasso di Pale e di M. Serano, quasi tutta la dorsale di M. Maggiore e quella più orientale di M. Tolagna. Tra le esposizioni più significative dal punto di vista stratigrafico si segnalano la successione affiorante sulla strada da Trevi a M. Brunette, con il passaggio ai Calcari Diasprigni sottostanti, quella sulla strada per Piè di Cammoro, con il passaggio alle soprastanti Marne a Fucoidi, quella a nord di Acera e sulla strada da Passo Cattivo a M. Grande, quella sulla strada ad ovest di M. Pizzuto (M. Tolagna). La base della formazione è stata campionata e analizzata nella sezione di Curasci (Fig. 20), mentre la parte alta, con il passaggio alle soprastanti Marne a Fucoidi, è stata studiata nella sezione di Piè di Cammoro (Figg. 21, 22).

La Maiolica è costituita da calcari micritici fini bianchi, talora grigio chiari, a frattura concoide, in strati regolari da sottili a medi (20-50 cm), contenenti liste e noduli di selce bruna, grigia e nera. Nella parte alta sono presenti sottili intercalazioni argillose nere. Nella Maiolica della Valnerina sono presenti intercalazioni calcarenitiche fini a carattere di torbida, in strati di 5 - 15 cm; localmente sono state osservate (vecchia strada per Nortosce) *facies* detritiche a piccoli intraclasti.

PROGETTO CARG

Nelle successioni di alto strutturale la Maiolica presenta alla base calcari micritici grigio-bianchi dolomitizzati, con strutture nodulari e scarsa selce. Il passaggio alle soprastanti Marne a Fucoidi è graduale, con comparsa di calcari bioturbati grigio chiari e interstrati argillosi più frequenti. Tale passaggio è ben osservabile in diverse località: oltre a quella di Piè di Cammoro, si segnala la successione sulla strada da Meggiano a M. di Meggiano e quella esposta su una carrareccia che risale il versante occidentale di C.le Le Cese, a nord di M. Cavallo.

Lo spessore di circa 300 m è piuttosto uniforme su tutta l'area, ad eccezione della successione di M. l'Aspro, dove raggiunge 350 m.

Il contenuto fossilifero è rappresentato essenzialmente da una fauna a radiolari e varie specie di calpionellidi tra cui *Tintinnopsella carpatica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionella alpina* Lorenz 1901, *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1948), *Crassicollaria parvula* REMANE 1962, *Crassicollaria brevis* REMANE1962, *Calpionella elliptica* CADISH 1932, *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965).

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Titonico p.p. - *Aptiano* p.p.

1.9. - Marne a Fucoidi (**FUC**)

Gli areali di affioramento delle Marne a Fucoidi, diffusi in tutto il foglio, si sviluppano in geometrie nastriformi più o meno continue, evidenziando, meglio di qualsiasi altra unità, le strutture anticlinaliche. Esposizioni significative, di interesse stratigrafico, sono localizzate sulla strada per l'Abbazia di Sassovivo, a Piè di Cammoro, a M. di Meggiano e a Cortigno. L'intera successione delle Marne a Fucoidi è stata misurata, campionata ed analizzata in dettaglio nella sezione di Piè di Cammoro (Figg. 21, 23), mentre la parte bassa è stata studiata nella sezione di Molini di Cammoro (Fig. 24).

Litologicamente l'unità è costituita da una alternanza di marne calcaree marroncine sottilmente stratificate (10 - 30 cm), ricche di impronte organiche (Fucoidi, *Condrites*), con marne più o meno argillose di colore da violetto a rossiccio, verde, giallo fino a marrone e con livelli a marne e argilliti nere. Il passaggio stratigrafico alla soprastante Scaglia Bianca è graduale, marcato da un aumento della componente calcarea e caratterizzato da un'alternanza di calcari marnosi grigio-chiari con marne argillose grigie.

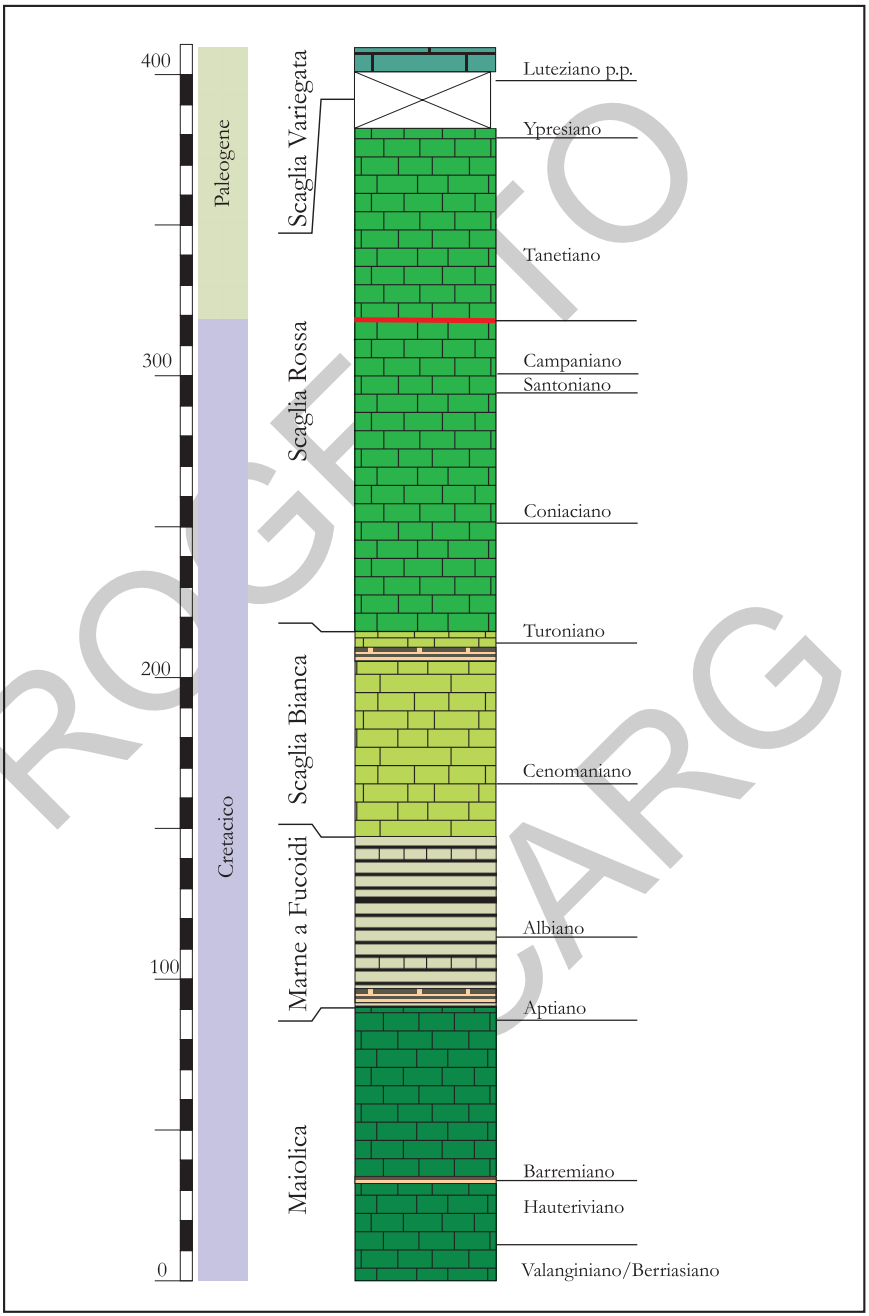
Lo spessore medio, piuttosto uniforme, è di ca. 60 m.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da un'abbondante fauna a foraminiferi planctonici, all'interno della quale dominano i generi *Caucasella*, *Globigerinelloides, Hedbergella* e *Ticinella.*

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, con eventi anossici.

Aptiano p.p. - *Albiano* p.p.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 21 - *LOG stratigrafico della sezione di Piè di Cammoro*
La successione di Piè di Cammoro (LAT42°53'49", LONG12°52'13") è raggiungibile percorrendo da Foligno la strada statale n. 77 in direzione Norcia, seguendo poi la strada lungo la valle del Menotre ed infine proseguendo in direzione dell'abitato di Terne lungo la strada provinciale n. 459. Lungo la strada si può osservare, in sequenza, una successione continua e regolare di calcari bianchi (Maiolica), marne e peliti grigio-rossastre con livelli nerastri (Marne a Fucoidi), calcari biancastri (Scaglia Bianca) e calcari rossastri (Scaglia Rossa a parte bassa della Scaglia Variegata). I dettagli relativi alle singole unità formazionali sono descritti ed illustrati nelle Figg. 22, 23, 25 e 26. In particolare l'ultimo strato di selce nera ed un marcato aumento dei livelli pelitici verdastri segnala il limite fra la Maiolica e le Marne a Fucoidi. Il passaggio alla Scaglia Bianca, dalla sottostante formazione delle Marne a Fucoidi, è graduale ed è caratterizzato da una costante diminuzione della componente argillosa a favore di quella carbonatica. Il limite invece tra la Scaglia Bianca e la Scaglia Rossa è graduale ed è caratterizzato da un aumento del colore rosato dei calcari, che si rinviene circa 2 m sopra al livello Bonarelli. In corrispondenza della parte alta della Scaglia Rossa e del passaggio alla Scaglia Variegata, la sezione è coperta dal detrito e dalla vegetazione: lo spessore stimato dell'intervallo coperto è di circa 20 metri. Dopo la copertura sono stati campionati pochi metri di successione, riferibili alla Scaglia Variegata.

1.10. - Scaglia Bianca (**SBI**)

La Scaglia Bianca, che nei suoi areali di affioramento segue essenzialmente l'andamento delle sottostanti Marne a Fucoidi, è ben esposta in tutta la sua estensione stratigrafica sulla strada per l'Abbazia di Sassovivo, a Piè di Cammoro, Silvignano (in successione rovesciata), Borgo Cerreto, C.le Le Cese (M. Cavallo) e Cortigno (M. l'Aspro). La successione della Scaglia Bianca è stata misurata, campionata e analizzata nella sezione di Piè di Cammoro (Figg. 21, 25).

L'unità è costituita da calcari micritici bianchi o grigio chiaro a stratificazione sottile (5 - 20 cm), con abbondanti lenti e liste di selce bruna, grigio scura o nera, più raramente rosata. Talora sono presenti, in particolare nelle successioni più orientali, come quella di Cortigno, sottili e sporadiche intercalazioni calcareniti-che bianche, per lo più fini e a laminazione piano parallela. Nella parte alta, alcuni metri prima del passaggio alla Scaglia Rossa, è in genere presente il livello Bonarelli (0,50 - 1,50 m), costituito da sottili strati bituminosi alternati a livelli alterati giallo ocra, con rari resti di pesci: una buona esposizione del Livello Bonarelli è osservabile sulla strada per l'Abbazia di Sassovivo, a est di Foligno (Piergiovanni, 1989). La parte medio-bassa della Scaglia Bianca è rappresentata da calcari rosati e liste di selce rossa e nera. Il passaggio alla soprastante Scaglia Rossa è graduale e marcato dalla comparsa delle prime selci rosse e da colorazioni rosate nei calcari.

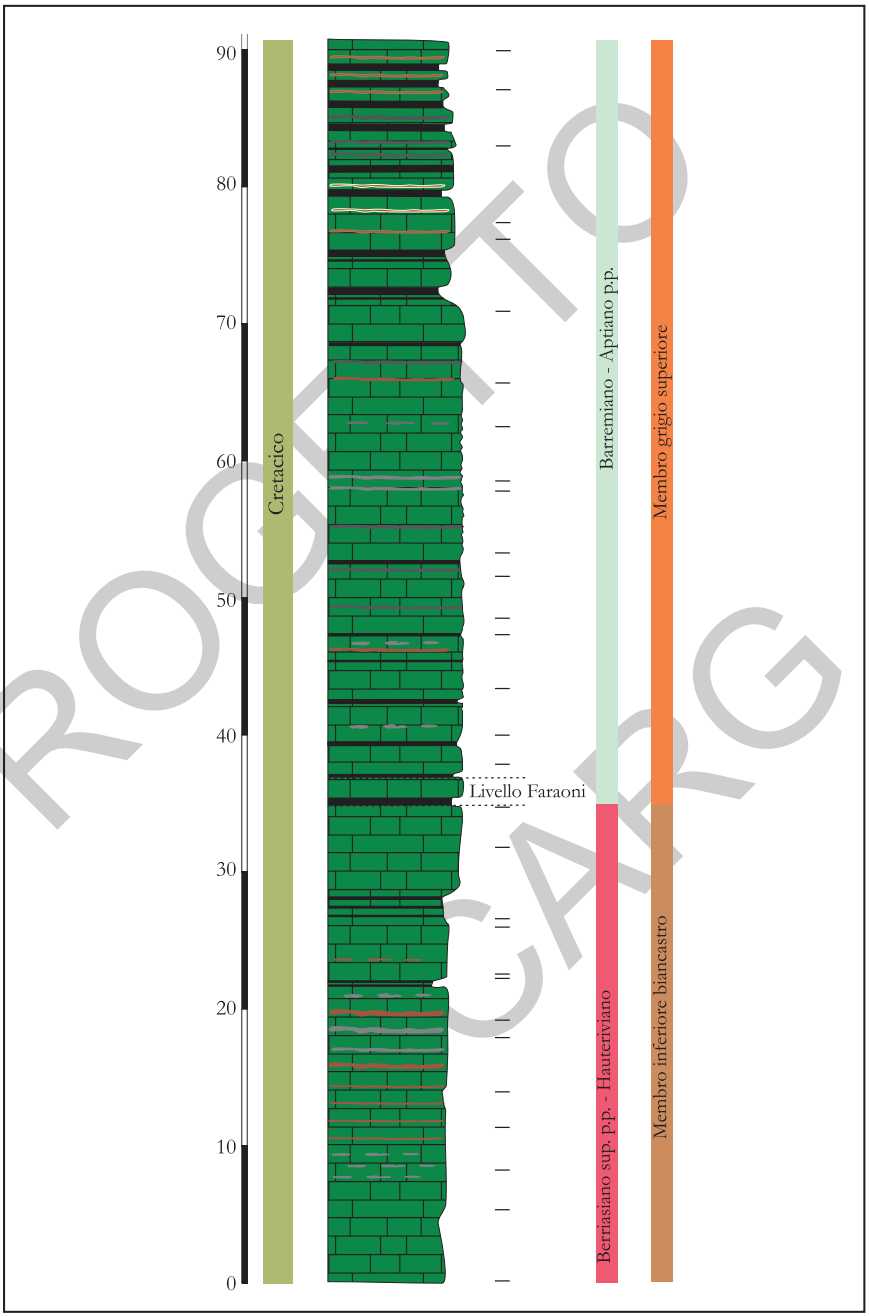
Lo spessore medio di circa 70 m sembra piuttosto uniforme su tutta l'area, così come le caratteristiche litologiche. Nella successione di Piè di Cammoro si misura uno spessore di 64 m.

Abbondanti sono i foraminiferi planctonici, tra cui i generi *Macroglobigerinelloides*, *Muricohedbergella*, *Planomalina*, *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Ticinella*.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Albiano superiore p.p. - *Turoniano inferiore* p.p.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

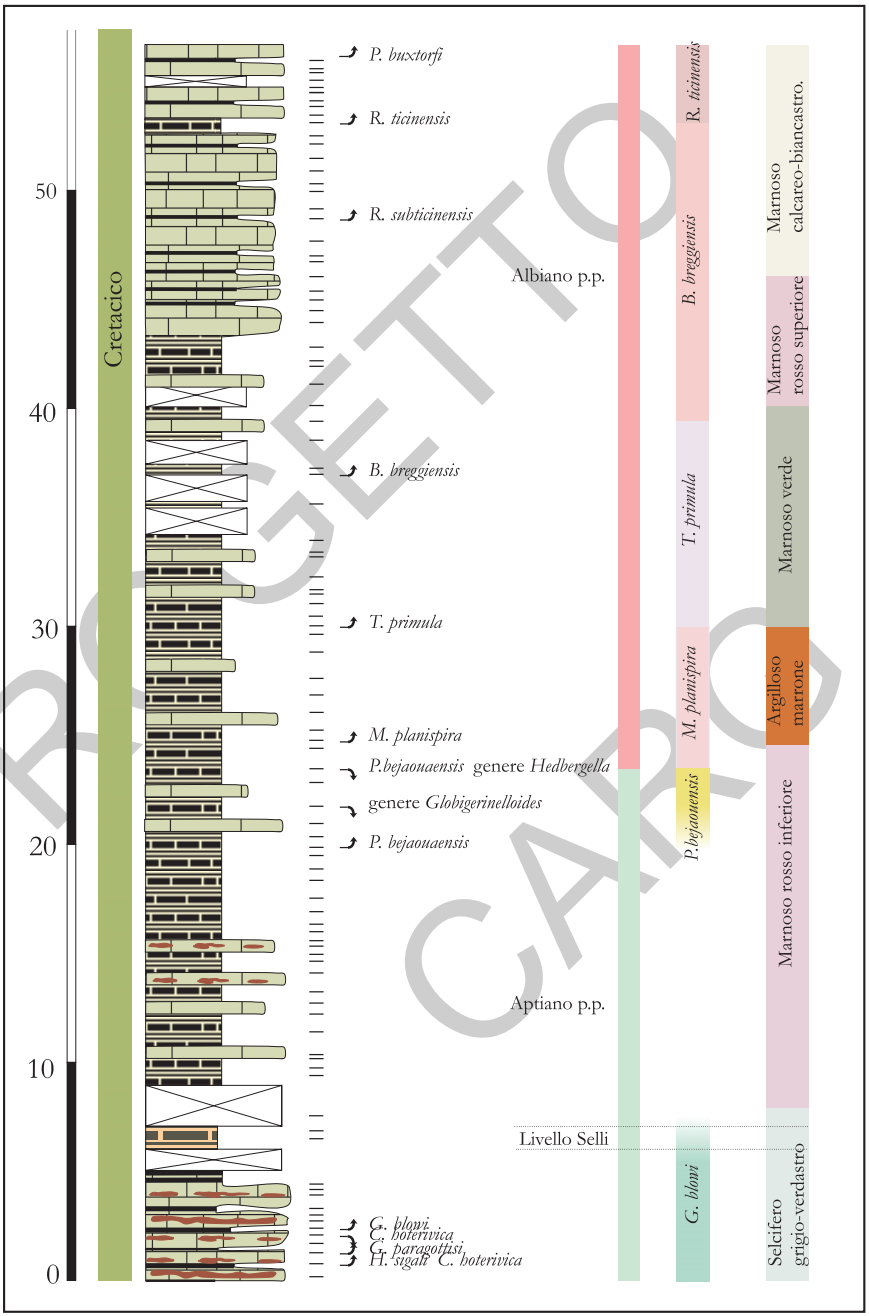
Fig. 22 - *LOG stratigrafico della sezione di Piè di Cammoro - Maiolica (PCM)*
La base della sezione di Piè di Cammoro è caratterizzata da calcari stratificati, riferibili alla Maiolica. La prima parte della successione affiorante (dal metro 0 al metro 22) è caratterizzata da calcari a stratificazione piano-parallela di colore bianco o bianco-grigiastro, micritici, a frattura concoide, con superfici di letto e di tetto piane e nette. La potenza degli strati è variabile da 10 a 40 cm, con una moda di circa 15 cm. La selce, di colore variabile da rossastra a biancastra e verdastra, si presenta in noduli sparsi alla base e, a partire dal metro 10.80 m, appare frequentemente in liste e strati fino a 10 cm di spessore. La microfauna è piuttosto scarsa, tuttavia il ritrovamento del calpionellide Precalpionellites *cfr.* murgeanui *ha consentito l'attribuzione di tale porzione di successione stratigrafica all'intervallo Berriasiano superiore* p.p. - *Valanginiano* p.p. *Seguono circa 50 m di calcari stratificati di colore bianco e bianco-grigiastri, micritici a frattura concoide con superficie di letto e tetto piane e nette; localmente sono presenti strati amalgamati. La potenza degli strati continua ad essere variabile da 10 a 40 cm, con una moda di 20 cm. La selce è rara mentre sono frequenti interstrati laminari di peliti verdastre. All'interno di questo intervallo, al metro 35, si rinviene il Livello Faraoni caratterizzato da calcari biancastri, argille verdastre e marne sottilmente laminate giallastre per uno spessore complessivo di circa 50 cm contenenti impronte di ammoniti non identificabili. Negli ultimi 20 metri (dal metro 71 al metro 90.5) la potenza degli strati diminuisce progressivamente, mentre aumenta la frequenza e la potenza delle liste di selce, grigia, nera e rossastra; gli interstrati aumentano di spessore e sono costituiti da argille e marne verdastre. Il contenuto micorpaleontologico della Maiolica affiorante in questa località è caratterizzato da scarsi calpionellidi (alla base), radiolari, foraminiferi bentonici e bivalvi a guscio sottile. Scarse impronte di ammoniti sono state rinvenute all'interno di alcuni intervalli marnosi insieme a resti di pesci. La sezione è riferibile all'intervallo stratigrafico compreso tra il Berriasiano superiore* p.p. *e l'Aptiano* p.p.

1.11. - Scaglia Rossa (**SAA**)

La Scaglia Rossa è la formazione che, con la Maiolica, si estende maggiormente nel foglio, specie nelle aree più orientali. Nel settore nord-occidentale caratterizza i fianchi delle anticlinali ed in particolare le loro terminazioni periclinaliche settentrionali. Successioni continue e relativamente indisturbate affiorano lungo la strada da Foligno all'Abbazia di Sassovivo (fianco occidentale dell'anticlinale di Sasso di Pale) e a Piè di Cammoro (fianco occidentale dell'anticlinale di M. Maggiore). Estese e spettacolari esposizioni di Scaglia Rossa, con strati spesso intensamente piegati, si osservano nelle aree della Valnerina, messe a nudo dalle profonde incisioni del F. Nera, del F. Vigi e dei loro affluenti (p. es. Borgo Cerreto, Roccafranca), ma i migliori affioramenti, disposti su ripide pareti rocciose, sono difficilmente raggiungibili. Per tali motivi nel settore orientale del foglio (Valnerina), al contrario delle zone più occidentali (Sassovivo, Piè di Cammoro), non è possibile individuare sezioni stratigrafiche complete, ma solo spezzoni di successione poco disturbati. Una sezione stratigrafica pressoché continua è stata studiata a Piè di Cammoro (Figg. 21, 26 a-b).

Nel suo insieme, la Scaglia Rossa è costituita da calcari micritici di colore rosato più o meno intenso, localmente biancastri per decolorazione, alternati a interstrati pelitici molto sottili. Sono presenti noduli, liste e strati di selce da grigio-rosata a rosso amaranto. Talora sono presenti intercalazioni calcarenitiche di colore grigio o bianco, anche di notevole spessore. La parte bassa (cretacica) della formazione è quasi esclusivamente calcarea e caratterizzata da strati più spessi

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 23 - *LOG stratigrafico della sezione di Piè di Cammoro - Marne a Fucoidi (PCF)*
*Le Marne a Fucoidi affioranti in località Piè di Cammoro sono caratterizzate da litotipi assai variabili, sia in composizione che in colore, che hanno permesso il riconoscimento dei 6 membri descritti in letteratura (*Coccioni* et alii, 1987). Alla base (**1° membro**, 0-7.70 m) tale formazione è caratterizzata da alternanze di calcari micritici bianco-grigiastri a frattura concoide in strati regolari di 20-30 cm, localmente amalgamati, e di strati marnosi giallastri e livelli pelitici verdastri; sono presenti inoltre liste di selce grigio-violacea. Nei livelli pelitici verdastri possono essere presenti noduli ferruginosi fino a 8 cm di diametro di marcassite. La componente argillosa aumenta in corrispondenza del Livello Selli (6-7.7 m), caratterizzato da sottili laminazioni marnoso pelitiche giallastre, rosso ruggine e nere. Il **2° membro** (7.7-25 m) è costituito da alternanze di calcari marnosi grigio-giallastri, marne calcaree, marne rossastre e peliti laminate rossastre. Verso l'alto diminuisce lo spessore degli strati calcarei e marnosi ed aumenta lo spessore prima dei livelli marnosi rossastri e poi di quelli pelitici rossastri. Argille, argille marnose e marne argillose intensamente bioturbate con strati di spessore variabile tra i 2 ed i 30 cm caratterizzano il **3° membro** (25-30 m); in corrispondenza della parte alta aumenta l'abbondanza degli strati marnosi. Il **4° membro** (30-40 m) consiste in peliti verdastre intercalate da marne e marne calcaree bioturbate di colore grigio-verdastre mentre il **5° membro** (40-46 m) è costituito da marne e marne calcaree bioturbate, di colore rosso violaceo e grigio-verdastro. Il **6° membro** (46 - 55.8 m) è caratterizzato da alternanze di calcari marnosi e calcari biancastri con marne laminate grigio-verdastre. Nella porzione inferiore e media sono frequenti livelli nerastri di* black shale *distribuiti ritmicamente, mentre verso l'alto si riscontrano noduli di selce grigio-rossastra. La sezione è riferibile all'intervallo stratigrafico Aptiano* p.p.*-Albiano* p.p.*, tra la Zona a G. blowi e la Zona a R. ticinensis.rossastre. La successione campionata è compresa all'interno dell'Aptiano.*

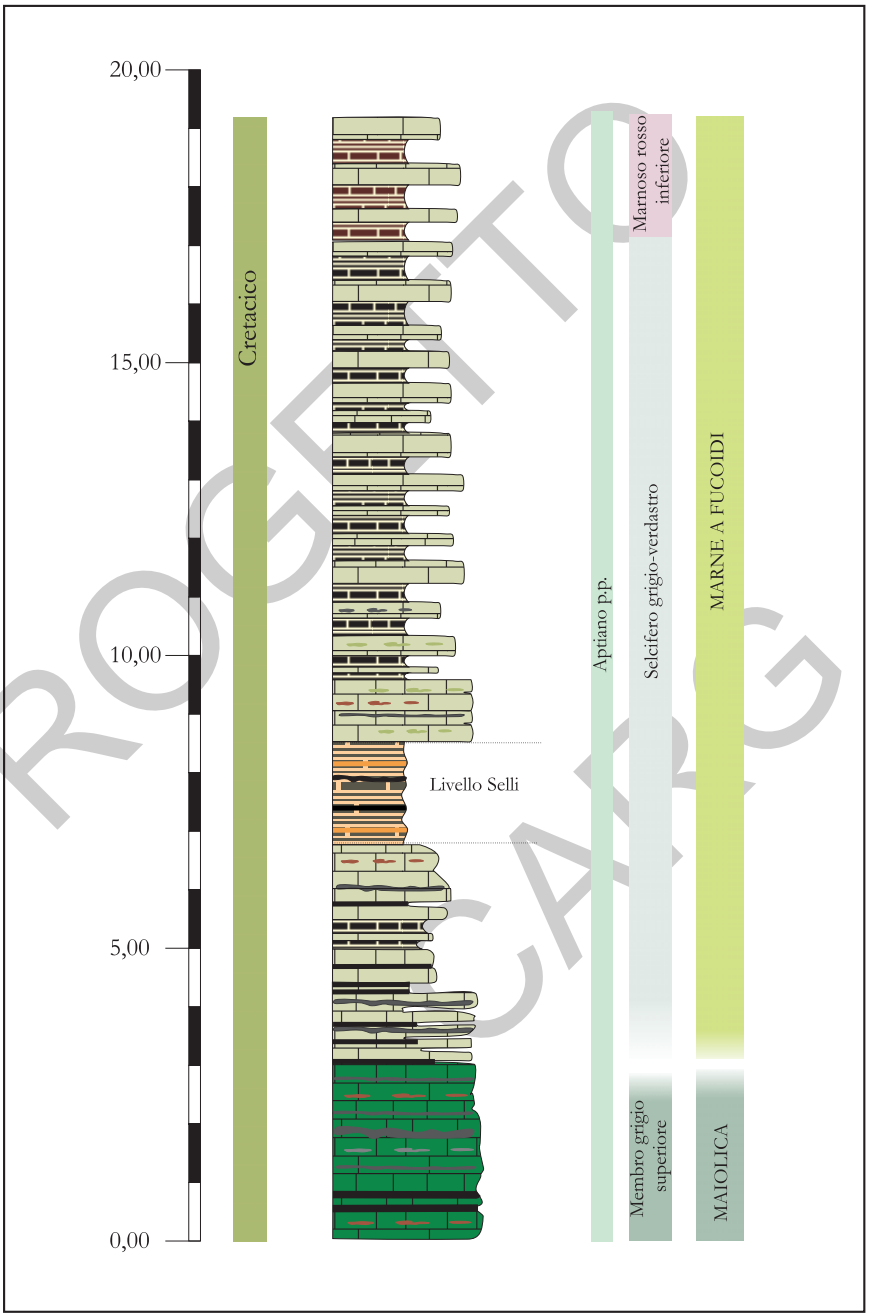
(10 - 40 cm); la parte alta (paleogenica) presenta strati più sottili e intercalazioni marnoso-argillose relativamente più spesse, di un colore rosso-mattone più intenso di quello del calcare.

Più in dettaglio, all'interno della formazione è possibile distinguere tre membri, che non sono stati cartografati nel Foglio 324 "Foligno": membro selcifero inferiore, con calcari rosati o bianchi ed abbondante selce rosea o rossa in noduli e liste; membro intermedio senza selce, in cui ricade il passaggio Cretacico-Paleogene, con calcari rossi passanti verso l'alto a calcari marnosi rossi; membro selcifero superiore, con calcari rosati e liste di selce rossa e straterelli centimetrici di marne rosse.

I caratteri litologici sopra descritti sono comuni alla Scaglia Rossa in tutto in bacino umbro-marchigiano. Nel Foglio 324 "Foligno", le principali peculiarità riguardano la presenza di apporti calcarei detritici (torbiditi carbonatiche) provenienti dalla piattaforma carbonatica laziale abruzzese; frequenti sono anche fenomeni di rimaneggiamento intrabacinale (p. es. cimitero di Borgo Cerreto) e *hiatus*.

Come già notato da diversi Autori (Renz, 1951; Decandia, 1982; Barchi *et alii*, 1988), gli apporti calcarei detritici, assenti o trascurabili nelle successioni del settore occidentale (anticlinali di Sasso di Pale, M. Serano, M. Maggiore), diventano più diffusi e potenti ad est della "linea della Valnerina". Le torbiditi carbonatiche della Scaglia Rossa fra il Santoniano ed il Paleocene superiore, nell'Umbria sud-orientale, sono state studiate in dettaglio da Colacicchi *et alii* (1985), che evidenziano due fasce cronologiche, la prima fra il Campaniano inferiore e

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

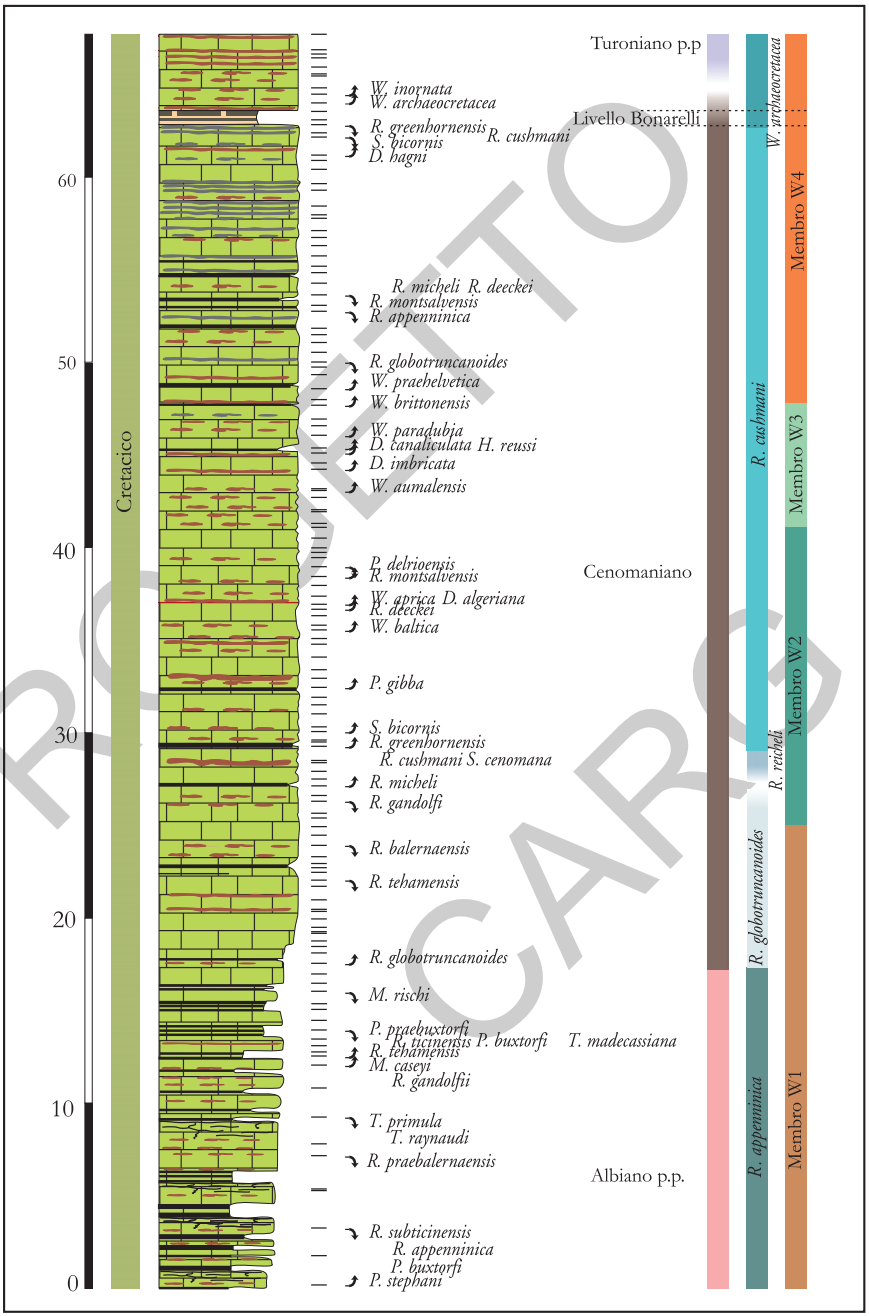
Fig. 24 - *LOG stratigrafico della sezione di Molini di Cammoro (SDM)*
L'affioramento di Molini di Cammoro (LAT42°55'22", LONG12°52'4") è collocato lungo la strada statale n. 319 raggiungibile dalla strada provinciale 458 a circa 3,7 Km dall'abitato di Rasiglia.
In località Molini di Cammoro affiora l'unità delle Marne a Fucoidi, con caratteri molto simili a quelli della sezione di Piè di Cammoro (fig. 23). Il ***1° membro*** *(0- 17.4 m) consta di un'alternanza di calcari micritici bianco-grigiastri a frattura concoide in strati regolari di 20-30 cm, localmente amalgamati, strati marnosi giallastri e livelli pelitici verdastri, con liste di selce grigio-violecea. La componente argillosa aumenta circa a metà (a 6 m è presente uno strato di selce nera di 5 cm di spessore). Tra i 6.8 e gli 8.5 m è presente il Livello Selli, costituito da sottili laminazioni marnoso-pelitiche giallastre, rosso ruggine e nere, cui seguono (8.5-17.4 m) alternanze regolari di strati marnosi grigio-giallastri e peliti grigio-verdastri; verso l'alto diminuisce lo spessore degli strati marnosi (da 20 a 5 cm) ed aumenta lo spessore dei livelli pelitici. Il tetto della successione comprende il* ***2° membro****, in corrispondenza del quale dominano alternanze regolari di strati marnosi e peliti rossastre. La successione campionata è compresa all'interno dell'Aptiano.*

medio e la seconda fra il Maastrichtiano ed il Paleocene, entro cui si sono avuti due massimi di sviluppo degli eventi detritici, rimaneggiamenti e *hiatus*, prodotti da fenomeni tettonici sinsedimentari. In generale, nelle sequenze dell'Umbria sud-orientale, al passaggio Cretacico-Paleocene sono presenti *hiatus* e frequenti episodi detritici; tuttavia non mancano successioni meno disturbate, come quella presso Ponte Chiusita (appena fuori il bordo est del foglio), spessa 78 m, che documenta tutto il Maastrichtiano (spessore 72 m) ed il Paleocene basale con il limite Cretacico - Terziario segnato dal caratteristico giunto argilloso-marnoso rosso bruno, già descritto da Luterbacher & Premoli Silva (1964).

Dal punto di vista litologico, gli apporti extra-bacinali sono rappresentati per lo più da calcareniti biancastre o grigie, talora laminate (laminazione piano-parallela o incrociata), in spessi strati per lo più gradati; secondariamente si rinvengono microclastiti biancastre, molto simili alla Maiolica alla scala del campione, e più raramente calciruditi. Corpi sedimentari di calcareniti ben stratificate, spessi complessivamente 10-20 m, sono stati osservati nella Scaglia Rossa cretacica di M. Motillo, Cappuccini di Sellano, M. di Fergino, M. Pian di Serra. *Facies* detritiche con caratteri di prossimalità sono state rinvenute nella Scaglia Rossa di M. Tito (Rasenna), dove alle calcareniti si associano calciruditi bioclastiche grigie in spessi strati (con foraminiferi bentonici e lamellibranchi) e calciruditi ad intraclasti (*pebbly mudstone*). Potenti strati derivati da fenomeni di rimaneggiamento intrabacinale si osservano al Cimitero di Borgo Cerreto.

Spesso le calcareniti, per la maggior resistenza all'erosione rispetto alle pelagiti, acquisiscono una chiara evidenza morfologica. Le ottime caratteristiche litotecniche delle calcareniti hanno fatto si che queste fossero largamente usate in passato come materiale da costruzione. Il passaggio alla soprastante Scaglia Variegata, esposto in località Colle Vento, è assai graduale con aumento della componente marnosa, comparsa di colorazioni grigio verdi (Lowrie *et alii,* 1982), scomparsa della selce rossa.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 25 - *LOG stratigrafico della sezione di Piè di Cammoro - Scaglia Bianca (PCB)*
*La Scaglia Bianca affiorante in questa località è costituita principalmente da calcari micritici di colore dal giallo-grigiastro al rosato cui si alternano marne laminate grigio-verdastre (*black shale*); la stratificazione è regolare, in strati di spessore che variano tra 10-20 cm. La selce, che nella porzione basale è rappresentata da sporadici noduli rosati, diviene assai più abbondante verso l'alto sviluppandosi in liste di notevole spessore. I caratteri litologici permettono di distinguere i quattro membri conosciuti in letteratura (*Coccioni* et alii, 1992); **Membro basso giallastro - grigio (W1)** (dal metro 0 al metro 25): calcari e calcari marnosi giallastro - grigi stratificati con frequenti livelli marnoso-pelitici laminati nerastri (*black shale*) con tracce di bioturbazioni ("fucoidi"); la selce, prevalentemente in noduli, è di colore grigio-rosato. Lo spessore degli strati è di 10-20 cm. Nella porzione sommitale i livelli pelitici grigio-verdastri sono riferibili al "Livello Pialli", che corrisponde al OAE1d (OAE: "*Oceanic Anoxic Event*", livello anossico oceanico). **Membro rossastro (W2)** (dal metro 25 al metro 41): calcari rosati in strati più sottili rispetto al membro precedente. La selce risulta più abbondante e si presenta in noduli e liste di color rosato, la componente marnosa risulta esigua. **Membro alto giallastro - grigio (W3)** (dal metro 41 al metro 48 circa): calcari micritici giallastro-grigi in strati di circa 15 cm, la selce grigiastra diviene abbondante e si presenta prevalentemente in liste. **Membro grigiastro (W4)** (dal metro 48 al metro 64 circa): calcari micritici grigiastri con abbondanti liste di selce, da rosata a grigio-nera, che aumentano in frequenza ed in spessore verso l'alto. Al metro 49.5 ed al metro 63 si riscontrano due livelli marnosi pelitici di colore prevalentemente grigio-verdastro, riferibili rispettivamente al MCE (*Middle Cenomanian Event*) ed al OAE2 (Livello Bonarelli). La sezione è riferibile all'intervallo stratigrafico Cretacico Inferiore* p.p.-*Cretacico Superiore* p.p. *ed in particolare all'intervallo Albiano* p.p.-*Turoniano* p.p., *tra la Zona a R. appenninica e la Zona a W. archaeocretcea.*

Lo spessore della formazione, mediamente di ca. 250 m, presenta una notevole variabilità spostandosi da ovest verso est (Barchi *et alii*, 1988). Ad ovest della linea della Valnerina lo spessore della Scaglia Rossa, pressoché priva di apporti calcarei detritici, tende a diminuire da ovest verso est; mentre ad est della stessa linea lo spessore della Scaglia Rossa, ricca di apporti calcarei detritici (più prossimali nelle aree orientali) riprende ad aumentare verso est.

Il contenuto fossilifero è rappresentato essenzialmente da foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. Tra i foraminiferi planctonici dominano i generi *Contusotruncana, Dicarinella, Globotruncana, Globotruncanella, Globotruncanita, Gublerina, Helvetoglobotruncana, Heterohelix, Macroglobigerinelloides, Marginotruncana, Muricohedbergella, Pseudoguembelina, Pseudotextularia, Racemiguembelina, Sigalia, Ventilabrella* e *Whiteinella* nella parte Cretacica, mentre *Acarinina, Chiloguembelina, Globanomalina, Globigerinatheka, Igorina, Morozovella* e *Subbotina* caratterizzano la porzione Paleogenica.

Nelle calcareniti i bioclasti sono rappresentati da frammenti di rudiste, coralli, briozoi, alghe, gasteropodi, lamellibranchi, echinodermi e macroforaminiferi e altri foraminiferi bentonici tra cui orbitolinidi (nella zona di Rasenna).

L'ambiente di sedimentazione è pelagico e corrisponde ad un bacino distale, il cui fondale deve essere stato, almeno in alcuni intervalli di tempo, articolato dalla tettonica sinsedimentaria. Nella zona sud-orientale del foglio, più prossima al raccordo con la Piattaforma laziale-abruzzese, il fondale poteva presentarsi debolmente inclinato verso nord.

Turoniano inferiore p.p. - *Eocene medio* p.p.

PROGETTO CARG

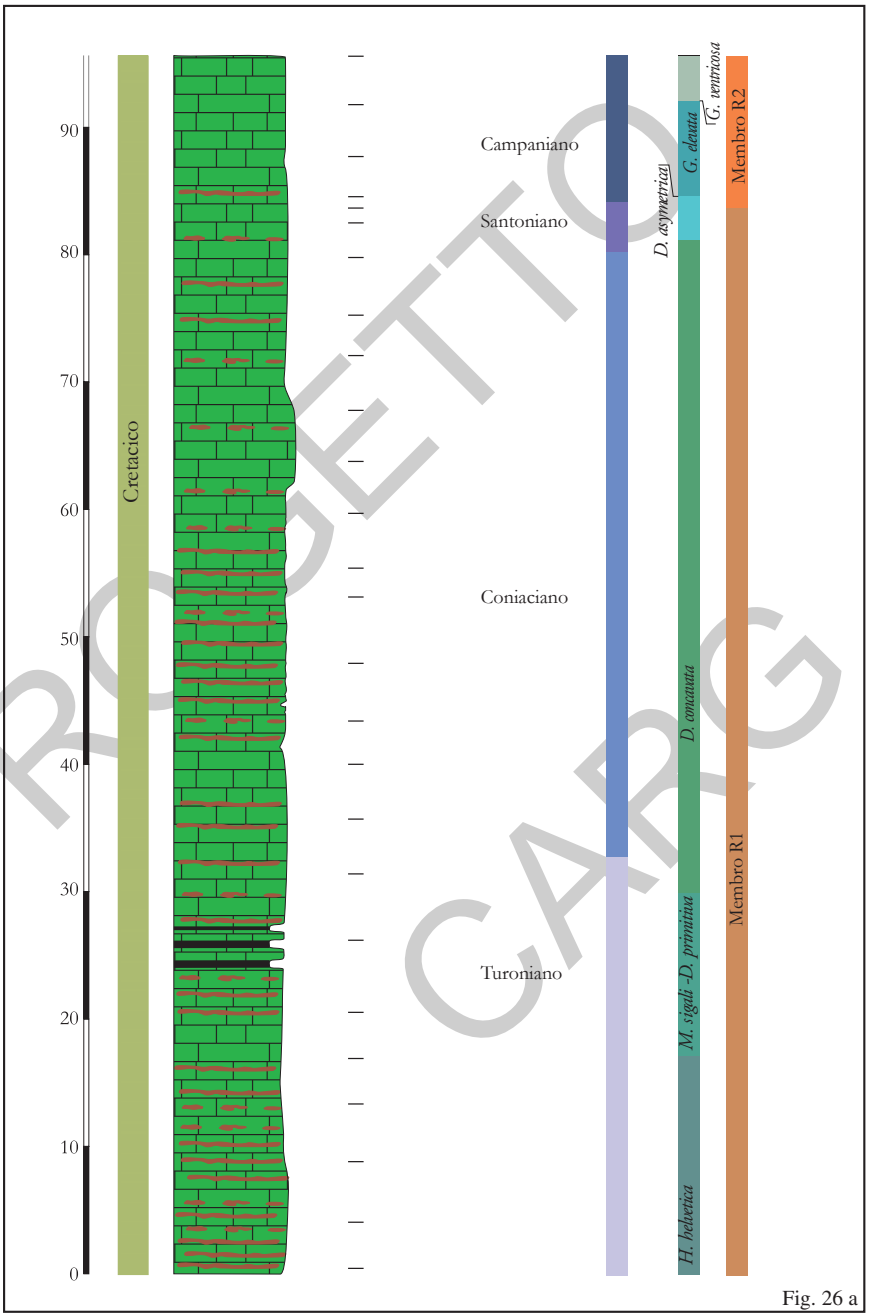


Fig. 26 a

PROGETTO CARG

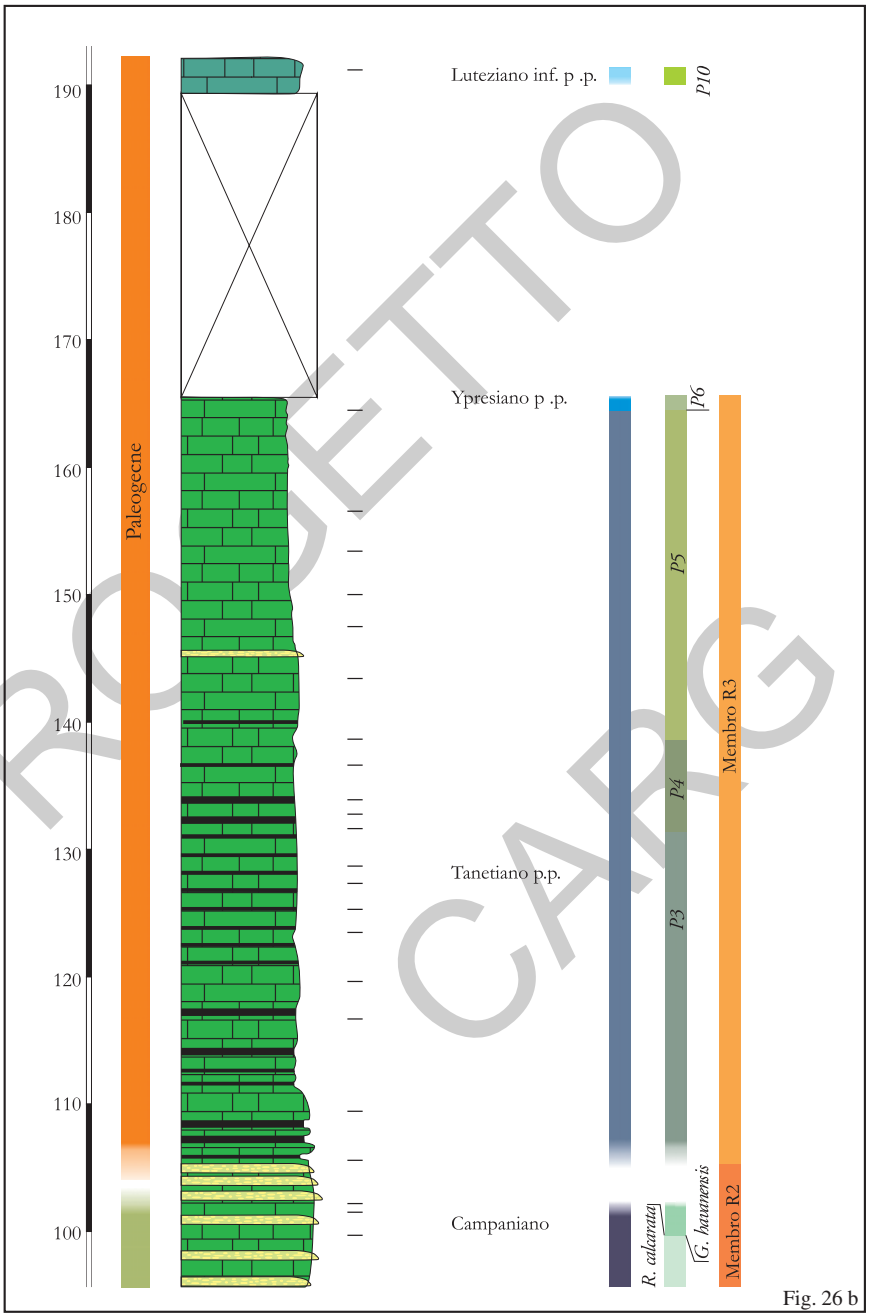


Fig. 26 b

PROGETTO CARG

Fig. 26 a-b - *LOG stratigrafico della sezione di Piè di Cammoro - Scaglia Rossa (PCR)*
*La Scaglia Rossa affiorante in questa località è costituita principalmente da calcari micritici rosati e rossi cui si alternano marne e calcari marnosi di colore rosso mattone; la stratificazione è organizzata in modo regolare, in strati di spessore che variano tra 10-15 cm. Nella parte basale della sezione (membro R1) è presente abbondante selce rossa in noduli e liste. Nella porzione mediana (membro R2) i calcari risultano sottilmente stratificati e privi di selce. Nella zona medio sommitale della sezione (membro R3) i calcari risultano ancora privi di selce e sono presenti delle intercalazioni marnose tra gli strati micritici rossi. Il passaggio tra i membri R2 e R3 è marcato dalla presenza di livelli calcarenitici biancastri. Lo spessore della Scaglia Rossa misurato è 164 m circa. I caratteri litologici permettono di distinguere i primi tre membri dei quattro conosciuti in letteratura (*Alvarez & Montanari, 1988*); l'ultimo membro non è osservabile a causa della copertura detritica e vegetale.* ***Membro calcareo selcifero inferiore (R1)*** *(dal metro 0 al metro 84): calcari stratificati rossi e rosati, meno comunemente grigio-giallastri, con selce in noduli e liste di colore rosato e rosse. Lo spessore degli strati è di 8-10 cm; sono localmente presenti strati calcarei biancastri dello spessore di 15-30 cm. Gli strati selciferi hanno spessori compresi tra 3 e 10 cm e mostrano localmente una ritmicità dell'ordine di 50 cm.* ***Membro calcareo senza selce (R2)*** *(dal metro 84 al metro 105 circa): si tratta di calcari di colore variabile dal rosa al marrone-rossastro, privi di selce e di bioturbazioni; il passaggio tra i due membri è marcato dalla scomparsa della selce. La stratificazione di calcari diventa più sottile (7-8 cm). A partire dal metro 95,5 compaiono localmente strati biancastri, con spessore variabile da 7 a 30 cm, caratterizzati da micrite e da clasti carbonatici di taglia arenitica.* ***Membro calcareo marnoso rosso senza selce (R3)*** *(dal metro 105 al metro 164): alternanza di strati calcarei e marnosi di colore rosso; gli strati calcarei, dello spessore di 7-8 cm, sono spesso amalgamati tra loro e alterati da processi di* weathering*; gli interstrati marnosi rossi raggiungono uno spessore massimo di circa 2 cm di spessore. Sono presenti locali intervalli calcarenitici. Il limite tra la Scaglia Rossa e la Scaglia Variegata è coperto da detrito e vegetazione, tuttavia è collocabile tra il metro 164 e il metro 192. La sezione è riferibile all'intervallo stratigrafico Cretacico Superiore* p.p.*- Eocene Inferiore* p.p.*, ed in particolare all'intervallo Turoniano* p.p.*-Luteziano* p.p.*, tra la Zona a H. helvetica e la Zona P10.*

1.12. - Scaglia Variegata (**VAS**)

La Scaglia Variegata affiora in corrispondenza delle principali strutture sinclinaliche e, fortemente deformata e laminata, al letto di sovrascorrimenti. Gli areali di affioramento sono quasi sempre discontinui e nastriformi, più radi nelle aree occidentali (fianco occidentale della struttura di Sasso di Pale-M. Aguzzo; al letto dei sovrascorrimenti di Scopoli - Trevi e di Serrone - Pettino; sinclinale di Molini di Cammoro), più continui ed estesi nelle aree orientali, ad est del sovrascorrimento di M. Maggiore (in particolare in corrispondenza della sinclinale di Sellano - Meggiano e sui rilievi compresi tra il F. Nera e il T. Vigi). Le esposizioni migliori si trovano tra Meggiano e Borgo Cerreto, come in località Colle Vento dove affiora l'intera unità, e sulla strada da Ponte Chiusita a Chiusita; queste due successioni sono state studiate in dettaglio da Monaco *et alii* (1987).

La base della Scaglia Variegata è stata campionata e analizzata nella parte finale della sezione di Piè di Cammoro (Fig. 26).

La Scaglia Variegata è costituita da calcari marnosi rossi e grigio verdi in strati sottili (2 - 20 cm) alternati a marne e marne argillose rosse e grigio-verdi. La componente argillosa aumenta verso l'alto (Monaco *et alii*, 1987; Guerrera *et alii*, 1988). La suddivisione della Scaglia Variegata in tre intervalli o litozone

PROGETTO CARG

(intervallo inferiore violaceo, intervallo mediano grigiastro ocraceo, intervallo superiore rossastro), proposta in Guerrera *et alii* (1988), trova un certo riscontro nella sezione di Colle Vento, dove si riconosce, in continuità stratigrafica con il membro selcifero superiore della Scaglia Rossa, una litozona basale, spessa 40 - 50 m, costituita da un'alternanza regolare di strati calcareo- marnosi e marnoso-argillosi, questi ultimi via via più spessi verso l'alto, con occasionale presenza di strati calcarenitici con selce nera in liste e noduli; su questa poggia una litozona marnosa grigio verde, spessa una decina di metri, sormontata da un intervallo marnoso rosso fogliettato, spesso ca. 15 m. Anche nella successione sulla strada per Chiusita è riconoscibile un intervallo intermedio grigio verde, ben stratificato, che separa una litozona basale con alternanza ritmica di calcari marnosi e marne rosse e grigio-verdi da una litozona superiore marnosa rossa fogliettata.

Nell'area della Valnerina, la Scaglia Variegata è contraddistinta da marcate variazioni laterali di litofacies e spessori; in particolare sono frequenti le intercalazioni detritiche, rappresentate per lo più da calcareniti biancastre o nocciola ben cementate, da medio-fini a grossolane, in strati a laminazione piano parallela, talora con noduli e liste di selce da nera a grigia, spessi mediamente da 10 a 40 cm. Generalmente i livelli detritici sono rappresentati da singoli strati intercalati nelle pelagiti; il trasporto detritico è da collegarsi ad una intensificazione dei fenomeni tettonici e climatici (Monaco *et alii*, 1987). In sezione sottile le tessiture più frequenti sono rappresentate da *packstone* a foraminiferi, *packstone* a macroforaminiferi ed altri organismi. Nell'ambito del Foglio 324 "Foligno" ricadono *facies* che, rispetto alle successioni ricche di apporti detritici poste più a SE (Cascia, Todiano), note come "Marne di Collecastellano" (Monaco *et alii*, 1987), presentano caratteri distali dall'area sorgente di piattaforma carbonatica.

Il passaggio alla soprastante Scaglia Cinerea è graduale, marcato dall'aumento della componente argillosa e dalla scomparsa delle colorazioni rossastre; tale limite litostratigrafico non è quasi mai netto, talora incerto, trovandosi fiammate rosse anche nella parte basale della Scaglia Cinerea. In particolare, ove gli apporti extra-bacinali sono più abbondanti, le differenze litostratigrafiche tra le due formazioni (abbondanza dei calcari e colorazione) si attenuano.

Lo spessore dell'unità varia da meno di 40 m (p. es. Valle del Vigi) a 80 m (p. es. Colle Vento).

La fauna è costituita da foraminiferi planctonici tra cui i generi *Acarinina, Catapsydrax*, *Chiloguembelina, Globigerinatheka, Hantkenina*, *Igorina, Morozovella, Subbotina.*

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, riferibile all'area di raccordo fra il margine occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e il bacino antistante, con un fondale a morfologia blandamente inclinata, tipo rampa. La presenza di aree ricche di apporti detritici, vicine ad aree prive o quasi di questi ultimi, indica una morfologia articolata della stessa scarpata (Monaco *et alii*, 1987).

Eocene medio p.p. - *Eocene superiore* p.p.

PROGETTO CARG

1.13. - Scaglia Cinerea (**SCC**)

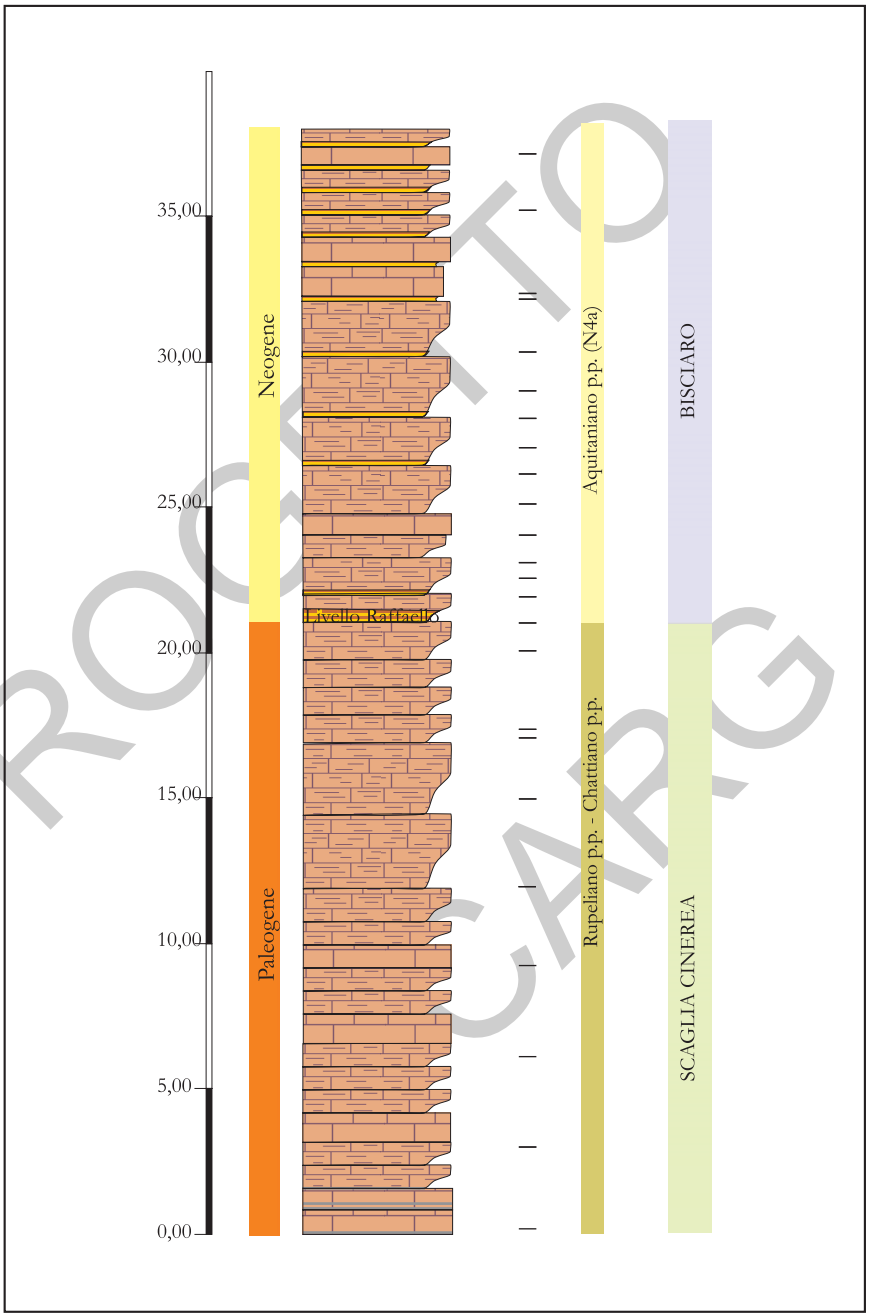
La Scaglia Cinerea affiora quasi sempre al nucleo di sinclinali, in areali sempre più estesi da ovest verso est. Affioramenti limitati e discontinui si trovano sul versante occidentale di Sasso di Pale e di M. Serrone, al letto del sovrascorrimento di M. Brunette - M. Puranno e lungo la sinclinale di Molini di Cammoro - Spina Nuova. Ben più estesi e continui sono gli affioramenti nelle sinclinali di Vio - Sellano - Meggiano e di Riofreddo, e, più a sud, sulla dorsale di M. di Fergino. Gli affioramenti più orientali, al bordo del foglio, si trovano tra Ponte Chiusita e Poggio di Croce.

Nel foglio non esistono comunque successioni continue e poco deformate, adatte ad una completa caratterizzazione stratigrafica della formazione, che si trova quasi sempre coinvolta in strutture plicative che la deformano pervasivamente. Gli affioramenti migliori si trovano nella zona di Colle Vento (a nord della località si osserva il passaggio stratigrafico sia alla Scaglia Variegata che al Bisciaro), sulla strada dalla valle del T. Vigi a M. Motillo, sulla strada da Borgo Cerreto a Sellano, presso Petrognano, e in località Riofreddo, dove è esposta la parte alta della formazione con il passaggio al Bisciaro. Proprio la sezione di Riofreddo è stata campionata e analizzata in dettaglio (Fig. 27). Una sezione non completa, ma ricca di apporti detritici, è stata studiata in loc. Civitella (Fig. 28).

La Scaglia Cinerea è costituita da marne e marne argillose grigio-verdi o grigio-cenere alternate, alla base, con calcari marnosi grigi in strati di spessore da

Fig. 27 - *LOG stratigrafico della sezione di Rio Freddo (RFD)*
Questo affioramento (LAT42°56'51", LONG12°59'21") è collocato a circa 8 Km da quello di Civitella proseguendo verso N lungo la strada provinciale n. 466 ed una volta entrati nella Regione Marche si svolta a destra proseguendo lungo la Strada Provinciale 51.
La successione di Rio Freddo mostra il passaggio tra l'unità della Scaglia Cinerea e del Bisciaro. Una stratificazione marnosa verdastra sottilmente fogliettata con rari straterelli arenitici giallastri caratterizza i primi 20.8 m riferibili alla Scaglia Cinerea. La stratificazione marnosa presenta una tessitura coarsening upward *e una sequenza* thickening upward. *Il limite superiore di tale porzione di successione stratigrafica è segnato da uno strato ferruginoso rosso, di spessore 10 cm, associato ad argille verdi-grigiastre-rossastre, corrispondente al Livello Raffaello, riferito in letteratura a poco sopra il passaggio Oligocene-Miocene (porzione basale dell'Aquitaniano). L'associazione microfaunistica, caratterizzata da foraminiferi planctonici tra cui* Paragloborotalia opima opima *nella parte bassa della porzione di successione e di P. kugleri in quella più alta, suggerisce un'età compresa tra il Rupeliano* p.p. *e l'Aquitaniano* p.p.
In corrispondenza del metro 20.80 può essere collocato il passaggio alla sovrastante unità del Bisciaro. I passaggi fra le diverse litofacies (calcari, calcari marnosi e marne grigiastre sottilmente fogliettate) risultano per lo più graduali ed occasionalmente caratterizzati da superficie nette.
La stratificazione presenta un aumento in percentuale di carbonato di calcio sia verso il tetto dello strato che verso il top della successione stratigrafica. Sono presenti livelli argillosi vulcanoclastici color rosso ruggine (5 cm di spessore), più frequenti verso l'alto. L'associazione microfaunistica è caratterizzata dalla presenza di numerosi foraminifero planctonici; in particolare la concomitante presenza di P. kugleri *e* Globoquadrina dehiscens *suggerisce un'età riferibile all'Aquitaniano (MMI2a e parte basale di MMI2b).*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

centimetrico a decimetrico. Nella parte alta della formazione i calcari marnosi tendono a divenire sempre più frequenti. Chiazze o fiammate rosso vinaccia possono essere presenti nella porzione basale.

Nella parte basale della Scaglia Cinerea della Valnerina, in particolare al passaggio Eocene - Oligocene, intercalate alle pelagiti possono essere presenti calcareniti grigie, di taglia anche grossolana, in strati di 10 - 60 cm, ricche di macroforaminiferi. Nelle intercalazioni detritiche dell'Oligocene inferiore mancano organismi neritici di questa età, fatto che può essere imputato ad una emersione del margine della piattaforma carbonatica e/o al raffreddamento globale avvenuto in quel periodo (Monaco *et alii*, 1987).

Nell'area di C.le Marchetto - Ceseggi, al di sopra dei calcari e marne della Scaglia Variegata, che qui è potente poche decine di metri, si rinviene una successione calcarea e calcareo-marnosa, biancastra e grigio-verde, con abbondanti apporti detritici, di spessore stimato di 40 m, a cui seguono depositi marnosi tipici della Scaglia Cinerea; l'estensione laterale di questa *facies* calcareo-detritica è assai limitata, essendo stata rinvenuta solo nell'area summenzionata.

Il passaggio al soprastante Bisciaro, contrassegnato dalla graduale comparsa di orizzonti calcareo-marnosi di colore grigio scuro, è posto convenzionalmente in corrispondenza della base del Livello Raffaello (Coccioni & Montanari, 1994), uno strato vulcanoclastico bentonitico spesso tra 3 e 30 cm, individuato nella sezione di Riofreddo (Fig. 27).

Lo spessore complessivo della Scaglia Cinerea varia da 60 m (aree occidentali) a 110 m (sinclinale di Sellano) fino a 180 m, stimabile nella sinclinale di Riofreddo.

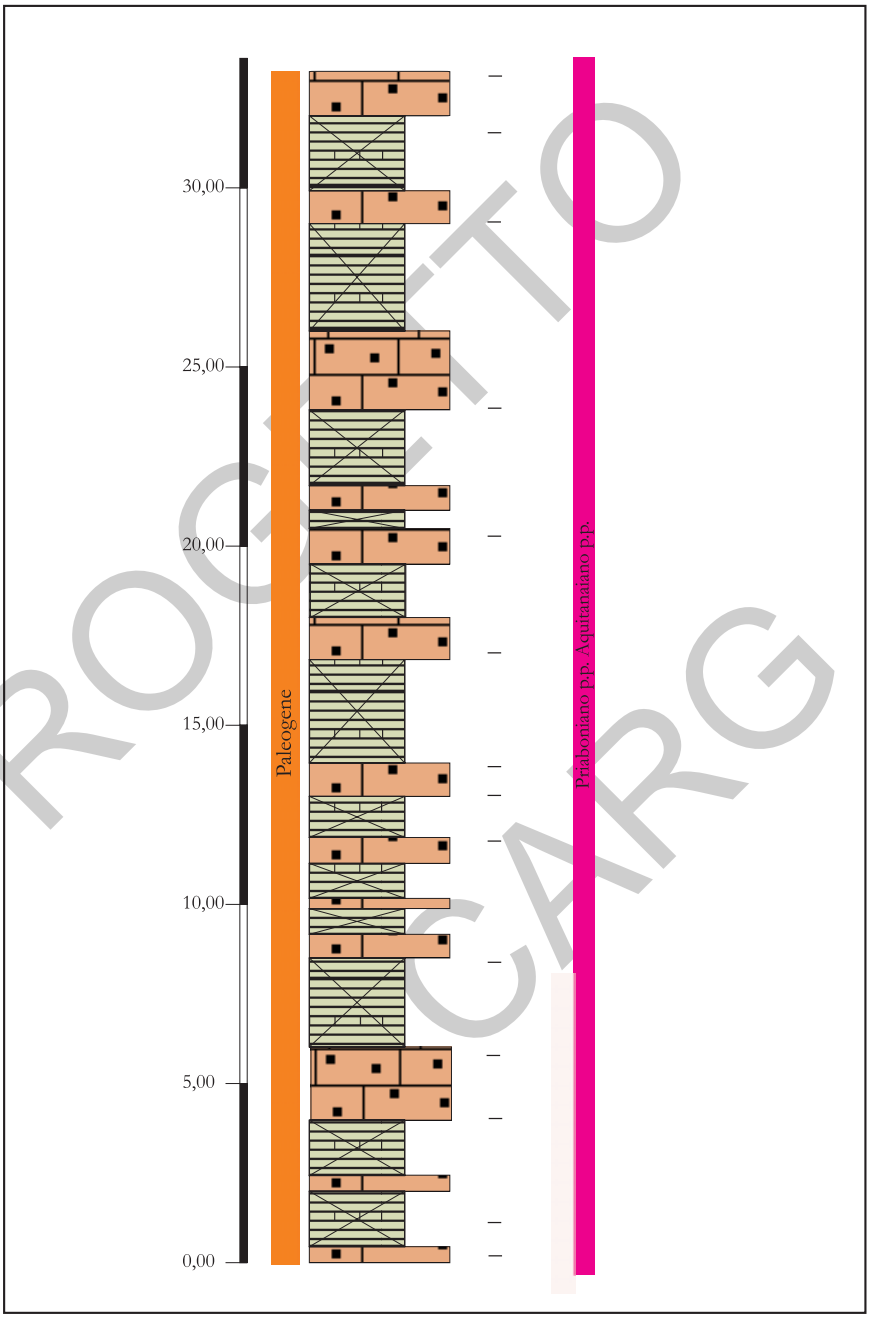
Il contenuto fossilifero è rappresentato principalmente da foraminiferi planctonici tra cui i generi *Cassigerinella, Globigerinoides, Globorotaloides, Globoturborotalita, Paragloborotalia, Subbotina.*

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Eocene superiore p.p. - *Aquitaniano* p.p.

Fig. 28 - *LOG stratigrafico della sezione di Civitella (CPC)*
L'affioramento di Civitella (LAT42°54'26", LONG12°57'44") è raggiungibile percorrendo, da Foligno, la strada in direzione Norcia, lungo la statale n. 77 e successivamente per la statale n. 319 in direzione Sellano, da questa località si procede per circa 10 Km lungo la strada provinciale n. 466 fino alla omonima località.
In località Civitella è localizzato un affioramento di Scaglia Cinerea spesso circa 33 m, caratterizzato da una regolare alternanza di marne grigiastre fogliettate e strati calcarei micritici biancastri localmente scagliosi, calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi ed elementi bioclastici di piattaforma carbonatica (Monaco et alii*, 1987). Il colore varia da rosato a nocciola; la tessitura all'interno degli strati calcarenitici è di tipo* fining upward*. Gli strati possono essere potenti fino ad 1,00 m e spesso sono amalgamati fra loro; la sequenza deposizionale degli strati calcarenitici è di tipo* thickening upward*. L'età di questi depositi è riferibile, su base litostratigrafica, all'interno dell'intervallo Priaboniano* p.p. - *Aquitaniano* p.p.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

1.14. - Bisciaro (**BIS**)

Nell'area nord-occidentale del foglio, il Bisciaro affiora in località Quattro Venti, ad est di Spello, e sporadicamente sui rilievi collinari in sinistra del F. Topino (Colle San Lorenzo, Uppello) e ad est di Sant'Eraclio; nelle aree orientali la formazione affiora in modo discontinuo al nucleo delle sinclinali più profonde (Molini di Cammoro, Sellano, Vio, Riofreddo). Sporadici affioramenti si rinvengono anche sui rilievi della dorsale di M. Fergino, presso la località C. Morgnano (versante sud orientale di M. Montione) e ad est di Colle S. Maria (versante sud-orientale di M. Puro).

La successione non è mai esposta in modo completo e il tetto della formazione non affiora mai in questo foglio. Esposizioni parziali della successione basale si segnalano a nord di Colle Vento (strada per Passo Cattivo), presso Madonna del Coperchio, e a Riofreddo, ove la successione è stata campionata e analizzata (Fig. 27).

La litologia è rappresentata da strati calcareo-siltosi grigio scuri, spessi 20 - 40 cm, con colore di alterazione esterno giallo-ocra. A tali strati sono intercalati livelli marnosi di 10 - 15 cm. Nella parte basale dell'unità sono presenti strati di selce nera spessi fino a 10 cm e a volte orizzonti arenacei fini con abbondante glauconite. Verso l'alto aumenta la componente marnosa e diminuisce lo spessore degli strati. Orizzonti arrossati vulcano-derivati sono presenti a vari livelli stratigrafici (Coccioni & Montanari, 1994).

Il passaggio stratigrafico al soprastante Schlier, posto convenzionalmente con la base del Livello Piero della Francesca, un livello vulcanoclastico bentonitico particolarmente ricco in biotite, non è stato osservato nell'ambito del foglio, in quanto nell'area di Foligno il Bisciaro è in contatto tettonico con le formazioni soprastanti, mentre nelle aree di catena questa formazione rappresenta l'ultimo termine affiorante della successione marina. Nel bacino umbro-marchigiano, il passaggio si mostra graduale, accompagnato da un aumento della componente argillosa e dalla comparsa di colorazioni grigie.

Lo spessore affiorante non supera 100 m, mentre lo spessore totale non è valutabile, in quanto la parte alta della formazione non affiora mai all'interno del foglio.

Il contenuto paleontologico è rappresentato principalmente da nannofossili calcarei, foraminiferi, radiolari. Tra i foraminiferi planctonici sono presenti i generi *Globigerinoides*, *Globoquadrina* e *Paragloborotalia.*

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, con profondità di deposizione compresa tra 400 e 700 m (batiale superiore).

Aquitaniano p.p. - *Burdigaliano* p.p.

PROGETTO CARG

2. - SUCCESSIONE TORBIDITICA

Come noto, le torbiditi della formazione Marnoso-Arenacea *s.l.* costituiscono una successione pelitico-arenacea deposta in un'avanfossa più o meno complessa (*sensu* Ori *et alii*, 1986), che affiora estesamente nell'area umbro-marchigiana e romagnola, con spessori crescenti verso nord (fino ad un massimo di circa 4000 m). I depositi torbiditici in senso stretto sono preceduti da una successione emipelagica (formazione dello Schlier), che rappresenta la sedimentazione della rampa di avampaese, prima della fase di flessurazione del bacino.

Come è naturale per un bacino di questo tipo, le successioni torbiditiche della Marnoso-Arenacea *s.l.* non solo mostrano una marcata diacronia in senso trasversale (ossia da ovest verso est), ma anche una forte eterogeneità laterale in senso longitudinale, più spiccata nella parte meridionale, cioè verso la terminazione del bacino. Queste caratteristiche emergono chiaramente dai rilevamenti precedentemente eseguiti in ambito CARG (in particolare per i Fogli 289 e 299) e per i progetti di cartografia regionale promossi dalla Regione Umbria, che hanno mostrato come le successioni torbiditiche affioranti nei diversi settori del bacino (riva etrusca e riva umbra del Tevere, pre-Appennino umbro, Monti Martani) siano diverse per età, *facies* ed evoluzione. Queste differenze hanno portato a distinguere una Marnoso-Arenacea Romagnola e una Marnoso-Arenacea Umbra, ciascuna delle quali è suddivisa in un numero elevato di membri: tuttavia non è affatto chiaro se una suddivisione così dettagliata sia applicabile all'intero bacino.

Nel caso del Foglio 324 "Foligno" gli affioramenti torbiditici sono scarsi, discontinui ed alquanto distanti tra loro. Infatti le successioni torbiditiche compaiono nel foglio solo in due areali distinti, localizzati rispettivamente a nord di Foligno e nella zona di Castel Ritaldi. Nella prima area le torbiditi pelitico-arenacee, poste al nucleo di una sinclinale, rappresentano le propaggini meridionali di un vastissimo areale di affioramento, compreso tra la riva sinistra del Tevere e la dorsale carbonatica; la seconda area, sul bordo occidentale della Valle Umbra, fa parte dell'affioramento delle torbiditi pelitico-arenacee che occupano le aree orientali e settentrionali dei Monti Martani.

In entrambe le aree gli affioramenti sono limitati e mal esposti. Pertanto non è stato possibile individuare all'interno del foglio e nelle aree immediatamente adiacenti successioni adatte per eseguire *logs* stratigrafici e campionamenti, ad eccezione di una successione posta a nord di Belfiore che documenta il passaggio tra Schlier e Formazione Marnoso-Arenacea Umbra.

Analisi micropaleontologiche a nannoplancton di questa successione e di numerosi campioni sparsi raccolti in vari affioramenti, eseguite nell'ambito di progetti di cartografia regionale dalla Dott.ssa Lucina Luchetti, forniscono intervalli di età entro cui ricondurre Schlier e Formazione Marnoso-Arenacea (tra il Burdigaliano *p.p.* e il Serravalliano *p.p.*). Sono stati inoltre considerate le analisi di campioni sparsi, raccolti nelle aree immediatamente a nord e ad ovest del Foglio

PROGETTO CARG

324 "Foligno", eseguite rispettivamente dalla Dott.ssa Lucina Luchetti e dalla Dott.ssa Silvia Palandri.

In conclusione, considerata la scarsità degli affioramenti e le incertezze di collocazione stratigrafica, per continuità con l'adiacente Foglio 336 "Spoleto", si è deciso di inquadrare le successioni torbiditiche al tetto dello Schlier in un'unica unità stratigrafica, denominata Formazione Marnoso-Arenacea Umbra, con sigla MUM.

2.1. - Schlier (**SCH**)

Lo Schlier affiora nella zona nord-occidentale del foglio, in areali limitati ad est di Spello (presso località Quattro Venti) e ad est di Foligno (Belfiore, San Giuseppe, Colpersico); nel primo caso lo Schlier si trova al tetto della successione carbonatica di M. Subasio, sul fianco orientale dell'omonima anticlinale, fungendo da livello di scollamento. Lo Schlier ad est di Foligno è addossato alla catena calcarea (anticlinale di Sasso di Pale). L'esposizione più significativa, in parte coperta da detrito e di difficile accesso, corrisponde ad un ripido versante in erosione con forme calanchive, a nord di Belfiore (Fig. 29); in questa area è stata campionata ed analizzata una successione di un centinaio di metri di spessore, comprendente il passaggio tra lo Schlier (affiorante per 85 m) e la soprastante Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (affiorante per ca. 20 m).

La formazione dello Schlier è costituita nella parte basale da marne siltose ed argillose grigie in strati da spessi a molto spessi, in genere mal distinti. Nella parte alta prevalgono argille e marne grigie alternate con frequenti livelli siltosi, a composizione carbonatica, che rendono ben evidente l'andamento della stratificazione. Le marne grigie e grigio-azzurre si presentano spesso fogliettate ed attraversate da vene calcitiche, spesso striate, corrispondenti talora ai giunti interstrato. Intercalati nelle marne possono essere presenti livelli argillosi di origine vulcanica ("bentoniti"), *black shales*, torbiditi carbonatiche (Coccioni & Montanari, 1994).

Il passaggio stratigrafico alla soprastante Formazione Marnoso-Arenacea Umbra, solitamente contrassegnato dalla prima torbidite arenacea, è documentato nella sezione di Belfiore; il passaggio al sottostante Bisciaro non è osservabile, sia perché coperto (loc. Quattro Venti), sia perché eliso dalla tettonica (rilievi ad est di Foligno).

Non è stato possibile determinare nell'ambito del foglio lo spessore di questa formazione, che nella zona di Belfiore affiora per 85 m senza però mostrare la base. Anche nelle aree limitrofe settentrionali la successione non affiora mai per intero e i passaggi alle formazioni adiacenti sono spesso di natura tettonica: a riguardo, occorre considerare che lo Schlier rappresenta uno dei principali livelli di scollamento della regione. Lo spessore complessivo non sembra comunque eccedere il centinaio di metri.

PROGETTO CARG

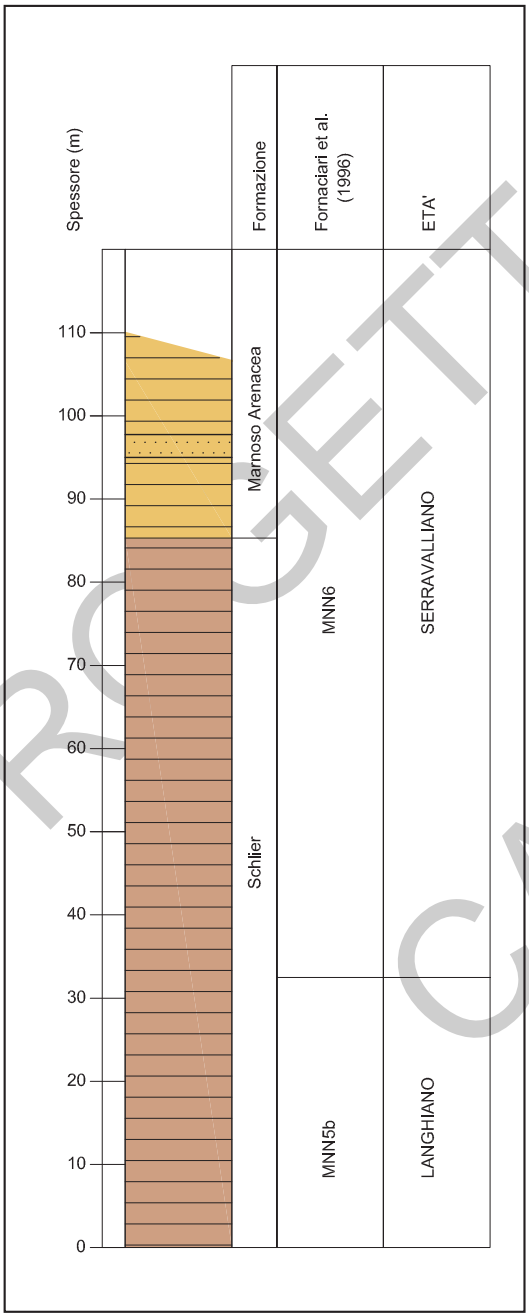


Fig. 29 - *Successione di Belfiore, comprendente il passaggio tra lo Schlier e la Formazione Marnoso Arenacea Umbra, campionata per analisi micropaleontologiche a nannoplancton nell'ambito del progetto di cartografia geologica della Regione Umbria (1998).*

PROGETTO CARG

Il contenuto paleontologico è costituito da foraminiferi e nannoplancton; possono essere presenti resti di pesci, radioli di echinidi, frammenti di molluschi e ostracodi (Cantalamessa *et alii*, 1986).

La formazione rappresenta depositi di rampa di avampaese in ambiente emipelagico.

Le analisi micropaleontologiche a nannoplancton hanno fornito per lo Schlier del M. Subasio (loc. Quattro Venti) associazioni riferibili al Langhiano (biozona MNN4b) e per lo Schlier di Sasso di Pale associazioni riferibili ad un intervallo di tempo compreso tra il Burdigaliano (biozona MNN3b) e il Serravalliano (biozona MNN6, successione di Belfiore). L'età recente dello Schlier è coerente con la posizione esterna degli affioramenti considerati. Tuttavia queste osservazioni potranno essere successivamente verificate da studi a carattere regionale, estesi a tutta la fascia bordiera occidentale della catena carbonatica. Ad ovest del foglio, sul fianco orientale della catena martana, lo Schlier ha invece uno spessore complessivo di 150 m, ed è stato riferito all'intervallo Burdigaliano *p.p.* - Langhiano *p.p.* (Beati, 1998).

Burdigaliano p.p. - *Serravalliano* p.p.

2.2. - Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (**MUM**)

2.2.1. - *Successioni affioranti nella zona di Castel Ritaldi*

La successione pelitico-arenacea che affiora in corrispondenza dello spigolo sud-occidentale del foglio, tra Castel Ritaldi e Poggio del Vescovo, rappresenta la propaggine orientale di un ampio areale di depositi torbiditici posti ad oriente e a nord dei Monti Martani. Gli affioramenti sono piuttosto scarsi e le rocce sono in genere profondamente alterate e mal esposte.

I litotipi prevalenti sono marne e marne siltose grigie, alternate ad arenarie medio-fini in strati sottili centimetrici (5 - 10 cm), più raramente decimetrici (40 cm). Localmente si rinvengono arenarie grigie o giallastre fortemente cementate. Il rapporto arenaria/pelite è molto inferiore ad uno, compreso tra 1/10 e 1/20.

Sul rilievo di Castel Ritaldi la successione torbiditica, in parte ricoperta in discordanza dai depositi plio-pleistocenici lacustri, immerge in monoclinale verso SSO con inclinazione media di ca. 30°, mostrando un aumento verso l'alto della frazione arenitica (A/P > 1/10) analogamente a quanto si osserva nelle successioni pelitico-arenacee dell'area subito ad ovest del foglio (zona di Colle del Marchese).

Sul rilievo di Poggio del Vescovo invece gli strati immergono mediamente verso NO con inclinazione variabile tra 10° e 35°. Visto anche il diverso assetto degli strati, si può supporre la presenza di una faglia in corrispondenza della valle del T. Tatarena.

PROGETTO CARG

La collocazione stratigrafica della successione è incerta, in quanto non affiora né il tetto né il letto. Nell'area ad ovest del foglio è invece visibile il passaggio stratigrafico tra Schlier e Marnoso-Arenacea (Langhiano superiore, tetto della biozona MNN5a); inoltre, ca. 80 m sopra tale limite, si rinviene un importante episodio calcarenitico, correlabile per età con il livello Contessa (Beati, 1998).

Lo spessore della successione torbiditica affiorante è di circa 400 m; lo spessore totale non è stimabile, mancando base e tetto dell'unità.

Il contenuto paleontologico è rappresentato principalmente da foraminiferi e nannofossili calcarei.

Le torbiditi sono depositi di avanfossa in ambiente pelagico.

Le torbiditi ricadono nelle subzone a nannofossili MNN6b - MNN7, documentate da analisi micropaleontologiche a nannoplancton, per cui si attribuisce un'età serravalliana. In particolare i depositi terrigeni di Poggio del Vescovo sono riconducibili alla biozona MNN6b, mentre quelli del rilievo di Castel Ritaldi (zona del cimitero) presentano età più recenti (biozone MNN6b - MNN7).

Serravalliano p.p.

2.2.2. - *Successioni affioranti nella zona a nord e ad est di Foligno*

Le successioni torbiditiche affioranti nell'area di Foligno, per continuità con le torbiditi pelitico-arenacee poste più a nord, per caratteristiche litologiche e di età, potrebbero essere correlate alla Formazione Marnoso Arenacea Romagnola, in particolare con il Membro di Galeata (Pialli *et alii,* 2009; Plesi, 2010).

Gli affioramenti sono scarsi, essendo la formazione ricoperta quasi sempre da depositi eluvio-colluviali e da copertura vegetale, e non si segnalano esposizioni significative.

Le rocce affioranti sono costituite da torbiditi pelitico-arenacee in strati da sottili a molto spessi con rapporto A/P molto variabile ma in genere compreso fra 1/4 e 1/8. La frazione pelitica, costituita da marne grigie, siltiti ed argilliti, si alterna a subordinate areniti fine a laminazione piano parallela o convoluta; gli strati arenitici hanno generalmente spessore decimetrico, che di solito non supera 30-40 cm, e più raramente metrico e sembrano aumentare di frequenza e spessore verso l'alto della successione. Sono presenti torbiditi carbonatiche in strati calcarenitici nocciola molto spessi (anche alcuni metri), talora con evidenza morfologica.

Lo spessore complessivo affiorante è di circa 400 m (M. Cucco).

L'ambiente di sedimentazione è marino di avanfossa.

Le analisi micropaleontologiche a nannofossili di campioni sparsi hanno fornito per questa formazione associazioni riferibili principalmente al Serravalliano (biozone MNN6, MNN6a, MNN6b/7).

Serravalliano p.p.

PROGETTO CARG

3. - SUCCESSIONE DEI BACINI SEDIMENTARI PLIO-PLEISTOCENICI

(a cura di Paolo Paccara)

I depositi riferibili alle successioni postorogeniche del Foglio 324 "Foligno" sono state descritte ed organizzate secondo i criteri delle Unità a Limiti Inconformi (Salvador, 1987a, 1987b), sulla base della gerarchizzazione delle loro superfici limite.

I depositi continentali affioranti ai margini della Valle Umbra sono riferibili al ramo orientale del Bacino Tiberino. Considerata la limitata estensione e la scarsa qualità degli affioramenti, per la loro descrizione e collocazione stratigrafica ci si è appoggiati alle osservazioni condotte nelle zone confinanti (in particolare Bevagna, Bastardo e Spoleto) e sulla bibliografia disponibile (Conti & Girotti, 1977; Ambrosetti *et alii*, 1995; Bonini, 1997; Basilici, 1997; Coltorti & Pieruccini, 1997 a, 1997 b).

Altri depositi continentali, di età pleistocenica, costituiscono il riempimento delle conche intramontane di Cesi-Popola, di S. Martino e di Verchiano, presenti nella parte nord-orientale del foglio (Masini *et alii*, 1994; Ficcarelli & Silvestrini, 1991; Coltorti *et alii*, 1998). Questi depositi sono stati inquadrati nel sintema di Colfiorito.

3.1. - Supersintema Tiberino (**ST**)

Le unità stratigrafiche appartenenti a questo supersintema costituiscono il principale ciclo neoautoctono dell'Umbria: si tratta di successioni di ambiente continentale (principalmente fluvio-lacustri), di età compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene medio. La superficie di letto di questo supersintema è assai articolata e distribuita su vaste aree all'interno del territorio umbro, anche molto distanti tra loro; pertanto la successione poggia in discordanza sui diversi tipi di successione pre-pliocenica presenti nella regione.

Assai vasta è la bibliografia geologico-stratigrafica e paleontologica disponibile per la successione continentale tiberina, sebbene non sempre univoca nella ricostruzione delle successioni cronostratigrafiche e nell'interpretazione del contesto neotettonico (Calamita & Pizzi, 1993; Bonini, 1997; Basilici, 1997; Coltorti & Pieruccini, 1997a, 1997b). A nostro avviso, la nascita e l'evoluzione del bacino è legata alla migrazione verso est della tettonica distensiva, secondo uno schema comune ai bacini neoautoctoni di *hinterland* dell'Appennino (p. es. Pascucci *et alii*, 1999; Collettini *et alii*, 2006). I termini più antichi, attribuiti al Pliocene inferiore (Conti & Girotti, 1977; Basilici, 1997), sono esposti nel ramo occidentale del Bacino Tiberino, mentre nel ramo orientale i termini affioranti più antichi sono ascrivibili ad un dubitativo Pliocene inferiore - Pliocene superiore (Coltorti & Pie-

PROGETTO CARG

RUCCINI, 1997a, 1997b). In entrambi i rami assai esteso è il ciclo ascritto al Pliocene superiore terminale - Pleistocene inferiore, in *facies* fluviali e palustri (AMBROSETTI *et alii*, 1995; GLIOZZI *et alii*, 1997; BONINI, 1997; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a). Al tetto della successione, nel ramo orientale sono presenti solo *facies* clastiche riferibili a sistemi di conoide fluviale, mentre mancano i depositi travertinosi, affioranti nel ramo occidentale (p. es. unità di Acquasparta; BASILICI, 1997).

A questo ciclo sono riferibili le successioni del supersintema Tiberino presenti all'interno del foglio (sintema della Valle Umbra) che affiorano a sud, tra Castel Ritaldi, La Bruna e il piccolo centro di Fabbri, e a nord, sulle propaggini orientali del colle di Montefalco.

La superficie di base del supersintema, morfologicamente articolata, affiora raramente ed è posta a quote comprese tra 300 e 450, fino anche a 500 m s.l.m., sul versante orientale dei Monti Martani, a ovest del Foglio 324 "Foligno". Nella parte orientale del foglio, a breve distanza dalla città di Foligno, la superficie affiora in loc. "I Cappuccini" dove i depositi conglomeratici di ambiente fluviale sono sovrapposti alle torbiditi della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. La maggior parte della superficie di base è sepolta al di sotto dei depositi che colmano la Valle Umbra e la sua profondità e geometria può essere ricostruita solo in base a dati geofisici, sia pre-esistenti (BARCHI *et alii*, 1991) che acquisiti specificamente nell'ambito di questo progetto (v. par. III.3.2).

Il limite superiore del supersintema è una superficie di erosione, dove si determina il contatto con unità di età compresa tra il Pleistocene medio *p.p.* e l'Attuale, costituite da depositi di versante, da alluvioni recenti e/o terrazzate e da coltri di alterazione e di frana.

Pliocene inferiore p.p. - *Pleistocene medio*

3.1.1. - *Sintema della Valle Umbra* (**SVU**)

Il sintema della Valle Umbra è costituito da due unità litologiche tra loro parzialmente eteropiche e sovrapposte: l'Unità di Bevagna (**SVU**$_a$) e l'Unità di Montefalco (**SVU**$_b$) entrambe ascritte al Pleistocene inferiore sulla base di correlazioni stratigrafiche con analoghi depositi, descritti nel più occidentale bacino di Bastardo da CONTI & GIROTTI (1977), BASILICI (1995), COLTORTI & PIERUCCINI (1997b) e BONINI (1997). All'interno del foglio gli affioramenti sono scarsi e di cattiva qualità, per cui per la descrizione stratigrafica e sedimentologica di queste unità ci si è riferiti ai buoni affioramenti esistenti a ovest del foglio, nelle zone di Montefalco, Bevagna e Bastardo. In particolare sono risultate utili le sezioni stratigrafiche descritte presso le cave della ditta Briziarelli in Bevagna e nelle aree delle miniere di Bastardo da PIERUCCINI (AA.VV., 2004), quest'ultime non più osservabili perché sepolte da coltri antropiche di ritombamento.

PROGETTO CARG

L'Unità di Montefalco (**SVU$_b$**) è costituita da depositi fluviali, prevalentemente conglomerati, ben riconoscibili sul terreno per una morfologia ed un rilievo evidente, le cui quote di affioramento raggiungono e spesso superano 450 m s.l.m. La sottostante Unità di Bevagna (**SVU$_a$**) è caratterizzata da argille e argille-sabbiose di ambiente lacustre, con intercalazioni di ghiaie canalizzate di ambiente fluviale, comunque nettamente subordinate e localizzate al passaggio con l'Unità di Montefalco e con il substrato carbonatico. Fuori foglio, nelle zone di Bastardo e di Bevagna, sono presenti anche intercalazioni di livelli con ligniti (Ge.Mi.Na., 1963); in località Madonna della Stella, in alcuni sondaggi, è stato rinvenuto un banco di lignite con uno spessore massimo di 2.5 m, immergente verso est con una pendenza di ca. 10%.

Il passaggio tra le due unità avviene tra Colle Fabbri e le pendici orientali del colle di Montefalco, rappresentato da rari affioramenti di ghiaie di ambiente fluviale, che passano rapidamente a sedimenti limo-argillosi prevalenti.

La superficie di base del sintema affiora raramente; nell'area sud-occidentale del foglio presso le colline di Castel Ritaldi, i depositi dell'Unità di Bevagna poggiano inconformi sulla Formazione Marnoso - Arenacea Umbra; il contatto è poco distinguibile e spessa coperto da coltri di alterazione e da suoli. A monte di Castel Ritaldi sono presenti superfici sommitali, conservate al tetto dei depositi argillosi e ghiaiosi continentali, riconoscibili anche sul substrato.

Pliocene superiore p.p. - *Pleistocene inferiore* p.p.

3.1.1.1. - Unità di Bevagna (**SVU$_a$**)

È costituita da una successione di sedimenti prevalentemente fini, di ambiente lacustre e palustre, ovvero da argille e argille sabbiose grigio-giallastre, che evolvono gradualmente verso l'alto a sabbie e sabbie siltose giallo-ocracee. Dal punto di vista geomorfologico l'Unità di Bevagna si caratterizza per forme dolci e poco acclivi; le quote medie di affioramento non superano i 350-370 m s.l.m. (ad occidente del foglio), con modeste superfici sommitali conservate.

Nel settore meridionale del foglio si osservano frequenti intercalazioni ghiaiose relative ad ambienti di conoide alluvionale, provenienti dalle pendici occidentali dei Martani; nella zona di Colle Fabbri si assiste ad un graduale aumento della frequenza delle intercalazioni ghiaiose, che segnano il passaggio, parzialmente eteropico, con i conglomerati fluviali dell'unità di Montefalco. L'unità conoide con il Sintema di Morro (**RRO**) del foglio 336 "Spoleto".

All'interno del foglio lo spessore dell'unità in affioramento raggiunge i 60 m, mentre nelle zone adiacenti può superare i 150 m. Gli spessori massimi tuttavia si raggiungono nel sottosuolo della Valle Umbra (v. par. III.3.2).

Pleistocene inferiore p.p.

PROGETTO CARG

3.1.1.2. - Unità di Montefalco (**SVU$_b$**)

È costituita da ghiaie e conglomerati in *facies* fluviale e di conoide, caratterizzati da clasti carbonatici e subordinatamente arenacei, di dimensioni variabili da centimetrici fino a decimetrici, da subangolosi ad arrotondati, localmente molto appiattiti, in strati e banconi spessi anche diversi metri, in matrice per lo più sabbiosa. Lenti o livelli lateralmente discontinui di limi e sabbie sono intercalate a più riprese nei corpi ghiaiosi, con evidenza di azioni pedogenetiche. Le analisi di *facies* hanno messo in evidenza strutture tipiche di ambienti fluviali, quali stratificazioni incrociate planari e orizzonti ghiaiosi con gradazione diretta o inversa, e localmente clasti embriciati, che indicano alimentazioni prevalenti dai quadranti nord-orientali.

All'interno del foglio si segnala un affioramento degno di nota in loc. S. Quirico (Sezione Mille Ulivi, Figg. 30, 31), costituito da una sequenza di banconi ghiaiosi in matrice limosa, alternati a due orizzonti di sabbie e limi, per uno spessore totale di circa 17 m, in *facies* di conoide alluvionale, basculati verso OSO di 35°-40°. Le paleocorrenti misurate su questo affioramento, confrontate con altre misure su affioramenti appena fuori carta, confermano una direzione di trasporto prevalente da E o SE. Il basculamento può essere messo in relazione all'attività di faglie dirette quaternarie, immergenti verso NE, che bordano la collina di Montefalco verso la Valle Umbra, responsabili dell'assetto geomorfologico attuale, dove il raccordo tra i depositi plio-quaternari sopra citati ed il *talweg* attuale risulta sempre netto. I dati geofisici (v. par. III.3.2) confermano l'esistenza di depositi della successione tiberina, ribassati e sepolti, al di sotto della copertura alluvionale recente.

Sul bordo orientale della Valle Umbra, depositi ascrivibili all'unità di Montefalco affiorano in piccoli lembi presso la località I Cappuccini (immediatamente ad est di Foligno), in appoggio sul substrato carbonatico, a quote di circa 300-315 m s.l.m.: si tratta di sedimenti ghaioso-sabbiosi, le cui strutture sedimentarie richiamano ambienti fluviali simili a quelli osservati presso Montefalco;

Lo spessore totale dell'unità di Montefalco, osservabile fuori foglio, raggiunge i 250 m.

Pleistocene inferiore p.p.

3.1.2. - *Sintema di Morgnano* (**MGN**)

Il sintema rappresenta la parte basale della successione del Supersintema Tiberino ed occupa un areale di modesta estensione, alla estremità sud-occidentale del foglio. Gli affioramenti più estesi e caratteristici si trovano nell'adiacente Fo-

PROGETTO CARG

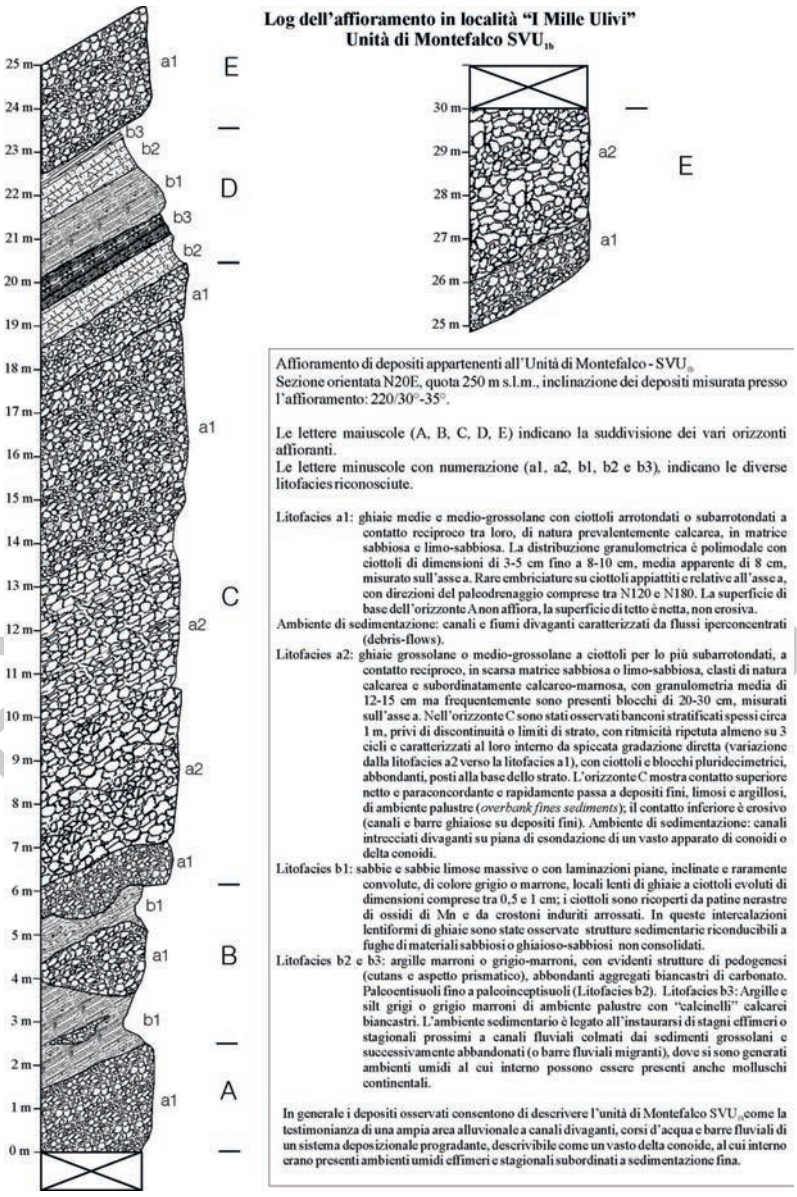


Fig. 30 - *LOG dell'affioramento di conglomerati dell'Unità di Montefalco in località "I Mille Ulivi", presso San Quirico.*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 92 10/09/15 10:49

Fig. 31 - *Affioramento di conglomerati appartenenti all'Unità di Montefalco in loc. S. Quirico.*

glio 336"Spoleto", alle Note Illustrative (Damiani, 2011) si rimanda per descrizione più dettagliata.

Il sintema comprende una successione di depositi fluviali, lacustri e fluvio-lacustri a granulometria variabile, prevalentemente ruditici alla base, sabbiosi, limoso-argillosi nella parte centrale, ghiaiosi nella parte sommitale. La successione, fortemente tettonizzata, borda a ovest e a sud la terminazione meridionale della Valle Umbra (pianura spoletina).

3.2. - Sintema di Colfiorito (**CFT**)

Il sintema di Colfiorito comprende i depositi pleistocenici di colmamento dei bacini intramontani posti ad ovest della dorsale M. Pennino - M. Cavallo, corrispondenti alle attuali aree subpianeggianti di Collecroce, Annifo, Arvello, Ricciano, la Palude di Colfiorito, Colfiorito, Borgo di Dignano, Cesi, San Martino, Verchiano, che non possono essere ricompresi nel supersintema Tiberino.

Solo due dei piani citati, quelli più meridionali, drenano verso reti fluviali: il Piano di Verchiano, che si presenta come una valle ampia inclinata verso sud,

PROGETTO CARG

drena nel F. Menotre; il Piano di San Martino, perso l'originario aspetto di depressione chiusa, è profondamente inciso dal F.so di Percanestro, che affluisce nel F. Vigi - F. Nera. Gli altri piani, singolarmente (Ricciano, Palude di Colfiorito) o collegati (Colle Croce e Arvello defluiscono nel Piano di Annifo), conservano caratteri endoreici e morfologie piatte; artificialmente drenato verso l'Adriatico è il Piano di Colfiorito a cui sono collegati i piani di Cesi e quello minore di Borgo di Dignano. Solo il Piano di Verchiano si distacca dagli altri bacini per quota media del *talweg* inferiore alle altre (la quota media del *talweg* a Colfiorito è di 780 m s.l.m., contro i 720 m s.l.m. di Verchiano) e per una collocazione più interna, tale da lasciar supporre che non fosse in contiguità fisiografica con gli altri bacini citati.

Il sintema corrisponde in parte ai depositi fluvio-lacustri ("fl") del F. 131 Foligno. Nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Accordi & Moretti, 1967) si legge (pag. 35): "*I depositi di argille, sabbie e ciottoli affiorano ad occidente di M. Tolagna e del Monte Cipolletta (tav. Casenove) in una depressione originatasi per sprofondamento tettonico entro i rilievi mesozoici. Tali depositi, estendendosi a nord del Monte della Civitella, si congiungono a quelli dei piani di Colfiorito.*"

La superficie di base del sintema, morfologicamente articolata, è impostata sul substrato carbonatico, smembrata dalla tettonica recente che ha interessato l'area; la superficie sommitale relativa all'originario *top* deposizionale non è più visibile perché i sedimenti del sintema risultano fortemente erosi, come nel caso del bacino di S. Martino.

Lo spessore totale dei depositi continentali supera i 100 m, sia in affioramento (bacino di S. Martino) sia nel sottosuolo della piana di Colfiorito (Messina *et alii*, 2002).

Nell'area di affioramento del sintema sono presenti ampie coltri di depositi rubefatti e decarbonatati (p. es. Vallonera, La Loggia), corrispondenti al subsintema di Voltellina, riconosciuti in zone anche esterne alla collocazione geografica del sintema, come presso le località di Verchiano, Vionica, Civitella, Forcella; tali depositi non sempre sono stati cartografati per l'esigua estensione. A questi depositi residuali si associa una superficie sommitale relitta, posta intorno a 900 m s.l.m. (p. es. Voltellina) o a quote leggermente superiori o inferiori, forse a causa di dislocazioni tettoniche successive.

All'interno del foglio, i principali bacini sono quelli di Cesi - Popola e di S. Martino, riempiti da una successione continentale di depositi fluvio-lacustri, di elevato interesse per la presenza di giacimenti fossiliferi (Collecurti e Cesi), scoperti nel 1986 da ricercatori delle Università di Firenze e Camerino, ad oggi importante punto di riferimento per lo studio dell'evoluzione dei mammiferi del Quaternario. La genesi e l'evoluzione dei bacini è controllata principalmente da

PROGETTO CARG

una faglia normale quaternaria, posta alla base del versante occidentale della dorsale M. Pizzuto - M. Cipolleta - M. Prefoglio (Cello *et alii*, 1997; Chiaraluce *et alii*, 2005). La successione, osservabile presso le località S. Martino e nei dintorni di Collecurti, in corrispondenza della profonda incisione generata dall'erosione regressiva del F.so di Percanestro nel corso del Pleistocene medio-superiore, è costituita da due subsintemi, separati da una superficie di erosione.

Il subsintema inferiore (subsintema di Cesi) è costituito, dal basso verso l'alto, da ghiaie deposte da conoidi, quindi argille e silt di ambiente palustre o lacustre ristretto, il tutto soggetto alla tettonica estensionale tale da basculare debolmente il cuneo sedimentario verso NE. Una fase erosiva, probabilmente legata ad un aumento della velocità di sollevamento regionale (Ambrosetti *et alii*, 1982), separa la deposizione del subsintema di Cesi da quella del soprastante subsintema di Voltellina, costituito da depositi di piana di esondazione, con alternanza di sedimenti ghiaiosi e argillo-limosi pedogenizzati, quest'ultimi dal caratteristico colore rubefatto per profonda pedogenesi e decarbonatazione. La superficie di base del subsintema di Cesi, osservabile lungo la valle del F.so di Percanestro, mette in contatto il substrato carbonatico con i depositi ghiaiosi ed è sospesa sul fondo valle attuale a quote comprese tra 840 e 860 m s.l.m. La superficie di tetto del subsintema di Voltellina risulta erosa dalla fase di peneplanazione riconoscibile dalle superfici relitte che si osservano scolpite a quote comprese tra 890 e 930 m s.l.m., sia sui depositi continentali sia sul substrato calcareo.

È presumibile che la superficie di base del subsintema di Cesi coincida con la superficie di letto del sintema di Colfiorito, almeno nella porzione del bacino che attualmente drena verso l'Adriatico e che oggi non è esposta perché ubicata sotto ai depositi recenti di colmamento della pianura di Colfiorito. Il fatto che i sedimenti del bacino di Cesi-Popola siano correlabili con quelli del bacino di S. Martino è confortato dalla presenza di depositi argillosi rinvenuti in loc. Madonna del Piano (bacino di Cesi-Popola, versante nord del M. della Civitella), a quote comprese tra 820 e 840 m, correlabili a quelli osservati nell'area di Collecurti (bacino di S. Martino), nella porzione alta della successione del subsintema di Cesi. Entrambe i depositi argillosi conservano una superficie di erosione suborizzontale.

Pleistocene inferiore p.p. - *Pleistocene medio* p.p.

3.2.1. - *Subsintema di Cesi* (**CFT$_1$**)

La successione, affiorante a valle dell'abitato di Collecurti e lungo la valle del F.so di Percanestro, è costituita nella parte medio-basale da sedimenti ghiaiosi con clasti subangolari calcarei e silicei, deposti in ampie barre a stratificazione

PROGETTO CARG

piano-parallela o con rari canali di modesta ampiezza, al cui interno si intercalano sottili livelli di silt e sabbie; lo spessore è variabile, ma può superare i 60 m. L'ambiente di sedimentazione vedeva l'esistenza di una piana di inondazione, dove i conoidi provenienti dalle strutture montuose circostanti deponevano materiali prevalentemente grossolani. Verso l'alto le *facies* clastiche diventano progressivamente meno abbondati fino a lasciare il posto ad argille e silt grigi, con all'interno canali di ghiaie in matrice sabbiosa; questa litofacies, dello spessore di circa 20-30 m, è riconducibile a mutate condizioni di sedimentazione, per l'instaurarsi ambienti lacustri o palustri persistenti (Coltorti *et alii*, 1998). Nella parte più alta di questa porzione argillosa, ad ovest di Collecurti, sono state rinvenute associazioni faunistiche riferite alla parte medio-bassa del Pleistocene medio (Borselli *et alii*, 1988; Ficcarelli & Mazza, 1990; Ficcarelli *et alii*, 1990; Ficcarelli *et alii*, 1997; Coltorti *et alii*, 1998).

Nella zona di Cesi, ove affiora solo la parte alta della successione, circa sette metri al di sotto dei livelli fossiliferi, è stato localizzato il passaggio da polarità normale a inversa Matuyama/Brunhes, riferibile a circa 780 ka (Ficcarelli *et alii*, 1997). La fauna fossilifera rinvenuta nei siti di Collecurti e Cesi è riferibile ad un'associazione di vertebrati di età Galeriana (ippopotami, rinoceronti, elefanti, cervidi, bovidi, canidi ed orsi, oltre ad alcune specie di micromammiferi; nel sito di Cesi, in particolare, sono stati rinvenuti, oltre ad un equide, una tigre dai denti a sciabola e bisonti). In merito gli studi condotti riconoscono caratteri evolutivi delle specie più recenti rispetto ad altri siti dell'Italia centrale, pur sempre con affinità al Villafranchiano superiore, e ciò in accordo con l'età relativamente più giovane dei bacini intramontani di Colfiorito rispetto ai bacini continentali vicini, come ad esempio il Bacino Tiberino. Lo spessore stimato è di circa 60 m.

Pleistocene inferiore p.p. - *Pleistocene medio* p.p.

3.2.2. - *Subsintema di Voltellina* (**CFT$_2$**)

Il subsintema di Voltellina è caratterizzato da ripetute alternanze di sottili livelli di argille e/o silt rubefatti ed orizzonti spessi fin anche un metro di ghiaie in matrice siltosa; le caratteristiche sedimentalogiche osservate suggeriscono l'instaurarsi di un nuovo tipo di ambiente fluvio-palustre, dove torna la presenza di una vasta piana di esondazione a canali ampi ed intrecciati, alternata a paludi effimere con stasi della sedimentazione clastica. Questi sedimenti sono ben visibili in numerosi tagli antropici (p. es. presso l'abitato di Voltellina, Fig. 32) e si caratterizzano per la presenza, nella parte inferiore, di un *tephra* vulcanico datato, con metodo radiometrico Ar/Ar, a 427 ka. Analisi e studi condotti da vari Autori (p. es. Ficcarelli *et alii*, 1997; Coltorti *et alii*, 1998) suggeriscono anche condizioni pedoclimatiche molto diverse dall'attuale, probabilmente legate a climi

PROGETTO CARG

Fig. 32 - *Depositi stratificati attribuiti alla porzione superiore della successione continentale di riempimento del Bacino di Cesi - San Martino (Subsintema di Voltellina - CFT_2, Pleistocene medio* p.p.*).*

sub-tropicali, che hanno determinato la completa decarbonatazione dei sedimenti posti in condizioni di esposizione subaerea (terre rosse a prevalente composizione silicea).

Depositi di analoga composizione sono presenti presso la frazione di Civitella, caratterizzati da ampie spianate al tetto e poggianti sui termini carbonatici, ma anche nelle strutture montuose tra Civitella, Curasci e Verchiano, fin verso Colfiorito. Lo spessore stimato è di 20-30 m.

Pleistocene medio p.p.

4. - UNITÀ STRATIGRAFICHE QUATERNARIE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

4.1. - Deposito di origine mista: di *debris flow* e/o torrentizio (**i**)

I depositi di origine mista colmano impluvi ripidi, relativamente corti, delimitati da versanti acclivi. La loro messa in posto è riconducibile a fenomeni gravitativi e/o alluvionali, compresi i *debris flows*. Essi conferiscono al fondovalle una sezione debolmente concava. I depositi più rappresentativi, sui rilievi circostanti

PROG CARG

la Valle Umbra, colmano il F.so di Pettino a monte di Casaline, e il T. Spina a monte di Passo d'Acera, con alcune sue valli laterali. Nel bacino del F. Nera i depositi più estesi caratterizzano il fondovalle del F. Vigi, nel tratto a monte di Sellano, il T. Argentina e il F.so Tesino a monte di Rocca Brigida, la Valle di Cortigno.

Sono depositi eterometrici sciolti, a granulometria prevalentemente grossolana, con clasti a spigoli vivi e subarrotondati in matrice sabbioso-limosa, che formano accumuli massivi o grossolanamente stratificati; le coltri possono raggiungere qualche metro di spessore (oltre 10 m allo sbocco del F.so di Feggiano, presso Passo d'Acera). Sovente i depositi misti si trovano in eteropia laterale con depositi detritici di versante o eluvio-colluviali e, specie verso valle dove diminuisce la pendenza, con depositi alluvionali di fondovalle.

Olocene

4.2. - Travertino (**f_1**)

Tra i depositi travertinosi affioranti nel Foglio 324 "Foligno" quello di Triponzo, alla confluenza tra il F. Nera e il F. Corno, è di gran lunga il più importante per estensione, potenza ed esposizione. Poco più a valle, presso un impianto ittico alla confluenza del T. Tissino con lo stesso F. Nera, ad ovest di Ponte, è presente una piccola placca travertinosa spessa 20-25 m, mentre più a nord un esteso deposito di travertino, oggetto di attività estrattiva, sbarra il T. Argentina a monte della confluenza con il F. Vigi, in località Postignano. Anche la valle del F. Menotre è caratterizzata dalla presenza di numerosi corpi travertinosi, alcuni più ampi e di maggiore potenza (Pale, Casenove - Serrone), altri di dimensioni più ridotte (tra Belfiore e Liè, Altolina, Scopoli, C. Maggi, Rasiglia, Madonna delle Grazie). Altri depositi meno estesi sono correlabili a sorgenti, come il travertino in località Le Sponghe presso Mevale, quelli presso la sorgente sulfurea fredda dei Cappuccini di Sellano e i lembi di travertino fra i Bagni e Triponzo, in corrispondenza di scaturigini termominerali. Nella maggior parte dei casi l'attività deposizionale si è interrotta, mentre permane in alcuni depositi presso sorgenti (i Cappuccini di Sellano) o cascate (Pale).

Le *facies* presenti sono per lo più di tipo fitoermale e microermale, con associate ampie formazioni di natura stromatolitica o massiva, accumuli laminari di carbonati di calcio, *facies* fitoclastiche di alta energia con sabbie e limi lacustri di retrocascata e/o di ambienti ristretti.

I principali depositi travertinosi compaiono sempre come corpi terrazzati entro le valli fluviali, spesso in corrispondenza di confluenze (p. es. Triponzo, Ponte, Casenove). I corpi, incisi anche profondamente dall'attuale reticolo idrografico (p. es. Triponzo, Postignano), poggiano in discordanza stratigrafica sul *bedrock* carbonatico e possono essere ricoperti in parte da depositi detritici (p. es. Belfiore-Liè, Rasiglia, Madonna delle Grazie) o eluvio-colluviali (p. es. Postignano),

PROGETTO CARG

mentre i depositi alluvionali attuali risultano per lo più in appoggio discordante, confinati entro le incisioni. Spesso la base dei depositi si trova sotto l'attuale livello dei fiumi. In alcuni casi i travertini passano lateralmente, con rapporti di eteropia, a sedimenti alluvionali di età olocenica, che occupano le valli a monte dei principali sbarramenti di travertino: è il caso di Triponzo, Pale e Scopoli.

Lo spessore dei depositi varia da pochi metri fino a qualche decina. I limi calcarei di retrocascata possono essere localmente ricchi di associazioni di molluschi, più raramente con lamellibranchi dulcicoli.

In generale, la genesi dei travertini del Foglio 324 "Foligno" è da collegare ad ambienti fluviali, in corrispondenza di gradini e salti di origine morfotettonica (cascate) e di piccoli bacini lacustri sviluppatisi entro le valli ed ormai scomparsi, mentre di minore importanza sono i fenomeni, ancora attivi, di precipitazione chimica di acque sorgive, talvolta termominerali, sovrassature in carbonato di calcio. Un ruolo importante per la formazione di questi depositi deve essere assegnato alle oscillazioni climatiche: gli studi e le datazioni sui travertini dell'Italia Centrale (Raffy, 1979; D'Argenio & Ferreri, 1988; Ferreli *et alii*, 1990; Carrara *et alii*, 1993; Farabollini *et alii*, 2005) collocano infatti la crescita di molti sbarramenti travertinosi, o la loro ripresa deposizionale, al passaggio Pleistocene superiore - Olocene antico (periodo Atlantico - optimum climatico dell'Olocene, a cui segue una generale fase di erosione legata al raffreddamento climatico nel periodo Sub-boreale (5.7-2.6 Ka B.P.) e nell'Attuale (Subatlantico: 2.6-0 Ka B.P.).

Pleistocene superiore (?) - Olocene

4.2.1. - *Travertino di Triponzo*

Un'ampia placca travertinosa, estesa per oltre 0,5 km^2, affiora alla confluenza tra il F. Nera ed il F. Corno, da questi profondamente incisa, tanto da formare, sotto l'abitato di Triponzo, una impressionante gola con pareti subverticali di 40 m, attraversata da un aereo ponte-canale (Canale Derivatore Medio Nera). Negli spettacolari affioramenti osservabili nel paese di Triponzo e lungo la vecchia strada Triponzo - Norcia per Sasso Tagliato, percorribile solo a piedi, si osservano potenti orizzonti metrici di travertini massivi, stromatolitici, ma anche in *facies* fitoermali e/o microermali e travertini fitoclastici; la litofacies varia sensibilmente e rapidamente da zona a zona, con forti variazioni anche nella porosità del deposito. Localmente sono presenti orizzonti e lenti di limi calcarei, che si intercalano ai travertini massivi. Alla base del deposito è presente un membro di limi e sabbie calcarei, già segnalate da Taliana *et alii* (1996), a stratificazione suborizzontale, affiorante lungo la valle del F. Corno poco sopra l'attuale alveo, la cui presenza suggerisce che l'area fosse occupata da un piccolo bacino lacustre (Soc. Geol. It., 1994). Un'alternanza di limi e sabbie calcaree bianche o grigiastre scarsamente cementate caratterizza il deposito sulla SS. Valnerina in corrispondenza del bivio

PROGETTO CARG

per Norcia, mentre al di là della valle, in sinistra idrografica del F. Nera, si osserva l'appoggio del travertino sulla Scaglia Rossa (Soc. Geol. It., 1994). Sulla vecchia strada Triponzo - Norcia, a un chilometro circa dal paese, è ben esposto l'appoggio discordante del travertino sulla Maiolica, costituito da una superficie irregolare che scende verso valle fino ad immergersi sotto i depositi alluvionali attuali del F. Corno. Il deposito travertinoso si interrompe in corrispondenza di un'importante faglia diretta con direzione N-S, che borda verso ovest l'anticlinale di M. L'Aspro. Dalla stessa faglia scaturiscono, 2 km più a nord, le sorgenti termominerali dei Bagni di Triponzo. Tale faglia non solo potrebbe aver formato, nel ribassare verso ovest il blocco di Triponzo, il gradino morfologico che avrebbe favorito l'instaurarsi di un ambiente di cascata, ma potrebbe anche aver veicolato acque incrostanti che dovevano scaturire a quote più elevate e di cui le sorgenti dei Bagni rappresentano un residuo (Lotti, 1909); la provenienza dalla valle del F. Corno di parte delle acque incrostanti è supportata dalla presenza di placche di travertino, già segnalate da Lotti (1909), addossate alle pareti verticali di Calcare Massiccio a qualche decina di metri dal fondovalle, nello straordinario scenario delle gole del F. Corno, in località Sasso Tagliato (o Balza Tagliata).

Il travertino di Triponzo, per l'articolata morfologia del substrato e per la geometria del deposito stesso, presenta spessori con notevoli variazioni laterali, che possono raggiungere, e localmente superare, 90 m. L'ampia placca compresa tra il F. Nera e il F. Corno, in sinistra idrografica di questi, presenta una chiara superficie terrazzata, posta a ca. 460 m s.l.m., bordata da orli di scarpate verticali. L'elevata porosità e la morfologia del deposito favoriscono l'innescarsi di fenomeni franosi.

Gli affioramenti della Grotta del Lago, a monte dello sbarramento di Triponzo, sono stati oggetto di numerosi studi, a carattere prevalentemente stratigrafico e morfoclimatico (Taliana *et alii*, 1996; Gliozzi *et alii*, 1996). Questa grotta, posta a circa 430 m s.l.m., appena a monte del paese di Triponzo, è impostata su una zona di faglia nei calcari della Maiolica. Sul fondo della grotta è presente una successione sedimentaria costituita, dal basso verso l'alto, da sabbie e limi di origine fluviale, seguite da limi ed argille di ambiente lacustre. Questi sedimenti devono correlarsi all'alto stazionamento di un sistema fluviale e lacustre, che si era creato lungo il F. Nera e il F. Corno nella fase finale del Pleistocene superiore (Tardiglaciale) e nell'Olocene antico, in relazione allo sbarramento operato dai travertini di Triponzo.

All'interno della Grotta del Lago sono stati rinvenuti, nella successione di sedimenti limosi e sabbiosi fluviali, sepolture umane complete di corredi funerari (datati con metodi radiometrici a 5.732 anni B.P.), oltre un'associazione faunistica a vertebrati, molluschi dulcicoli ed ostracofaune (Vinken, 1968). Gli studi multidisciplinari nel sito della Grotta del Lago confermano che i travertini di Triponzo hanno funzionato come diga naturale a partire dall'ultimo Tardiglaciale

PROGETTO CARG

- Olocene antico (Pre-boreale e Boreale) e poi nella prima parte dell'Atlantico, determinando l'innalzamento del livello di base dei fiumi Nera e Corno e l'instaurarsi di condizioni lacustri e/o palustri per almeno 3 km a monte del paese (Raffy, 1979; Taliana *et alii*, 1996). Il conseguente sovralluvionamento della valle ha determinato l'allagamento della Grotta del Lago e la deposizione dei sedimenti lacustri, soprastanti le *facies* fluviali. Successivamente, le mutate condizioni climatiche (periodo Sub-boreale - Subatlantico, tra 5 e 3 ka B.P.), determinarono una progressiva erosione della diga naturale, con un generale abbassamento del livello di base (Taliana *et alii*, 1996; Gliozzi *et alii*, 1996; Minissale *et alii, 2002*).

4.2.2. - *Travertino di Postignano*

I travertini di Postignano affiorano lungo il T. Argentina, un affluente del F. Vigi, poco a valle di copiose sorgenti, attualmente captate per uso idropotabile. Si tratta di un piccolo *plateau* con estensione pari a 0.2 km^2, quote comprese tra 520 e 550 m s.l.m., sospeso a circa 40 m al di sopra del fondovalle attuale del torrente, che ha profondamente re-inciso il deposito di travertini.

Le *facies* presenti, ben osservabili sul fronte di una cava attiva da anni, sono per lo più di tipo fitoermale, microermale e fitoclastico, con una maggiore presenza di litologie sabbiose poco cementate. I depositi massivi o stromatolitici risultano nettamente subordinati.

I travertini poggiano in discordanza sul substrato, rappresentato dalle formazioni marnose della Scaglia Variegata e Cinerea. Lateralmente passano a depositi di versante e di paleofrana, mentre verso monte sono in eteropia con i depositi alluvionali di fondovalle del T. Argentina (a composizione prevalentemente ghiaioso-sabbiosa). Depositi eluvio-colluviali di dilavamento dei versanti ricoprono superiormente i bordi della placca: tale aspetto, congiuntamente alla posizione morfostratigrafica, suggerisce per questo deposito un'età leggermente anteriore rispetto ai travertini olocenici di Triponzo e di Pale. Lo spessore in affioramento è di 50 m circa.

4.2.3. - *Travertini del F. Menotre*

Lungo la valle del F. Menotre sono presenti numerosi affioramenti di travertini, di estensione assai variabile. Gli affioramenti di Rasiglia, Casenove - Serrone, C. Maggi, Altolina e Belfiore - Liè sono caratterizzati principalmente da travertini stromatolitici e fitoclastici, con associate alternanze di sabbie calcaree parzialmente cementate, organizzati per lo più in corpi tabulari terrazzati, incisi dal F. Menotre. L'affioramento più importante per estensione ed esposizione è il deposi-

PROGETTO CARG

to su cui sorge l'abitato di Pale, che sbarra nettamente la valle. Come a Triponzo, anche a Pale il deposito travertinoso risulta in connessione diretta con il *talweg* attuale, in particolare verso monte (presso Ponte S. Lucia e verso Scopoli), dove è in rapporto di eteropia laterale con le alluvioni recenti del F. Menotre. Verso valle i travertini di Pale formano un salto di circa 150 m, con suggestive cascate, inserite nel Parco dell'Altolina: le ripide pareti di travertino sono interessate da fenomeni di dissesto idrogeologico e da crolli.

A Pale si sono potuti osservare tutte le principali *facies* di travertino:

travertini fitoermali, con incrostazioni su strutture vegetali in posizione vitale, con formazioni di tubuli verticali ed obliqui;

travertini fitoclastici, costituiti da granuli arenitici e ruditici con frammenti e calchi di molluschi e foglie;

travertini stromatolitici, con lamine formatisi per precipitazione di carbonato di calcio su strutture algali;

sabbie calcaree da cementate a debolmente cementate.

Nel travertino si celano numerosi anfratti ipogei, riccamente concrezionati e con andamento prevalentemente orizzontale (p. es. Grotta di Pale).

Una datazione radiometrica su un campione di travertino presso Belfiore (Pale) consente di attribuire a questa parte del deposito un'età assoluta pari a 37,7 (+/- 1,0) ka.

4.3. - Coltre eluvio colluviale (**b_2**)

Le coltri eluvio-colluviali sono diffuse in tutto il Foglio 324 "Foligno"; i depositi, oltre ad occupare alcune fasce ai piedi dei versanti al raccordo con aree pianeggianti (p. es. bordo orientale della Valle Umbra), caratterizzano il fondo di piccole depressioni e vallecole a fondo piatto o debolmente concavo, poste sulle aree sommitali dei rilievi. Queste ultime potrebbero costituire il residuo di un antico reticolo idrografico, sospeso rispetto all'attuale rete idrografica (p. es. dorsale di M. Maggiore). Più raramente i depositi ricoprono porzioni di versante, ove affiorano litotipi marnoso-argillosi.

La coltre è rappresentata da prevalenti limi argillosi, debolmente ghiaiosi, da sciolti a scarsamente cementati, di colore marrone spesso con tonalità rossastre, accumulatisi in posto (*eluvium*) o trasportati in massa e/o per ruscellamento diffuso, connesso a processi di dilavamento, e depositati dopo breve percorso (*colluvium*).

Prodotti eluviali a matrice limoso-argillosa, con piccoli clasti calcarei sparsi, affiorano all'interno della dorsale carbonatica in zone depresse e pianeggianti, quali piccoli pianori, spesso di origine carsica, o vallecole; ne sono esempi la conca di Casale di Foligno (il toponimo Madonna del Lago potrebbe indicare la

PROGETTO CARG

presenza in passato di una zona di ristagno delle acque), le depressioni carsiche sul Calcare Massiccio tra M. Aguzzo e M. Cologna, la piccola depressione di M. Cesto Piano, il Piano di Rio Secco a NE di M. Brunette, le spianate di Pettino, Rasenna e Pupaggi.

I depositi appoggiano quasi sempre sul substrato litoide, ma non mancano casi di coperture di precedenti coltri detritiche (p. es. Bovara, Pigge) o corpi di frana (Macchie); lateralmente le coltri presentano spesso rapporti eteropici con depositi alluvionali, detriti di falda e, solo in particolari situazioni, con i depositi di origine mista.

Lo spessore è in genere di pochi metri.

Pleistocene - Olocene

4.4. - Deposito palustre (**e_5**)

All'interno della Valle Umbra, depositi palustri attuali e recenti affiorano a sud della conoide del F. Topino, in una depressione topografica in località il Casone, e in lembi minori sul bordo orientale della valle, tra Matigge e Bovara.

Trattasi di depositi argillosi e argillo-limosi molto plastici, di colore marrone screziato con tonalità dal rossiccio al bruno, talora quasi nero. La frazione organica è rilevante, come indicato dalla presenza di vari livelli torbosi. Su questi terreni impermeabili, che asciutti tendono a fessurarsi creando strutture da disseccamento (*prism cracks*, *sheet cracks*), si formano nei periodi piovosi vaste zone acquitrinose. Per la natura stessa dell'ambiente palustre, sovente frazionato in aree ristrette migranti lateralmente, la geometria delle coltri palustri, spesse alcuni metri, è per lo più lenticolare, passando lateralmente e verticalmente a depositi alluvionali e, sul bordo della Valle Umbra, a depositi distali di conoide.

Questi sedimenti sarebbero legati alle fasi di colmamento del "*Lacus Clitorius*", citato anche da due autori altomedievali, Isidoro e Paolo Diacono. L'ambiente palustre rimase tale almeno fino al sec. XVI.

Olocene

4.5. - Deposito alluvionale terrazzato (**b_n**)

A monte dello sbarramento travertinoso di Triponzo, le valli del F. Nera e del F. Corno sono caratterizzate da depositi alluvionali terrazzati, deposti in ambiente da lacustre a fluvio-lacustre. Lembi meno estesi, ma di ambiente più francamente fluviale, sono presenti anche nella valle del F. Menotre, presso Casenove, e nella valle del T. Argentina, presso Postignano, dove affiorano ghiaie e ghiaie sabbiose cementate, con ciottoli subarrotondati, in depositi torrentizi gradati non più in rapporto con l'attuale fondovalle. Plaghe di ghiaie fluviali, in appoggio sul

PROGETTO CARG

Calcare Massiccio della gola del F. Corno, in loc. Sasso Tagliato, non sono state cartografate per la loro esiguità.

Nel tratto di F. Nera a monte di Triponzo, almeno fino a Casali Belforte, l'erosione recente consente di riconoscere l'antico *talweg* alluvionale, risalente al primo Olocene. L'incisione del fiume ha eroso depositi di limi lacustri grigi, argille limose e limi calcarei, che costituiscono un terrazzo alluvionale ben conservato e continuo, specie in sinistra idrografica, la cui superficie è posta tra 415 e 420 m s.l.m., rimanendo quindi, presso Triponzo dove l'incisione è massima, ben al di sopra dell'attuale livello di base (372 m s.l.m.). In una perforazione presso i Bagni di Triponzo, sotto ghiaie sabbiose, è stata incontrata una successione prevalentemente argillosa per uno spessore complessivo di ca. 40 m. Vinken (1968) effettuò datazioni C_{14} sui sedimenti terrazzati del F. Corno, analoghi a quelli del F. Nera prima citati ma con superficie del terrazzo posta a ca. 430 m s.l.m., ca. 15 m al di sopra dell'attuale livello di scorrimento del fiume, che fornirono età comprese tra 6.290 e 1.135 anni a.C., ed analisi polliniche, preziose per la documentazione delle variazioni climatiche nel corso dell'Olocene. Come già sottolineato, i depositi alluvionali terrazzati del F. Nera e del F. Corno sono in relazione con i travertini di Triponzo, con cui verso valle sono in eteropia laterale. Questi corpi sedimentari, allungati entro le valli a colmare incisioni più profonde di quella attuale, spessi da pochi metri a qualche decina di metri, appoggiano direttamente sul substrato roccioso (p. es. Grotta del Lago), ma non si possono escludere eteropie laterali con interposti depositi detritici di versante. Superiormente, entro le incisioni, sono ospitate le alluvioni attuali. La superficie dei terrazzi, al raccordo con i versanti, è spesso ricoperta da coltri detritiche o conoidi alluvionali.

Pleistocene superiore (?) - Olocene

4.6. - Deposito alluvionale (**b**)

I depositi alluvionali occupano la Valle Umbra, caratterizzando quindi la parte occidentale del Foglio 324 "Foligno", e i principali solchi vallivi all'interno della dorsale carbonatica (p. es. F. Menotre, T. Spina, F. Nera, F. Vigi).

In questa unità sono cartografate le alluvioni recenti ed attuali in rapporto con la morfologia e la dinamica fluviale attuali, deposte in ambiente di piana alluvionale o di conoide. La composizione granulometrica dei depositi alluvionali, caratterizzata da rapide variazioni laterali, oltre che verticali, non è stata riportata per le difficoltà di rappresentazione alla scala della carta, mentre è riportata nelle carte geologiche in scala 1:10.000. La maggior parte dei depositi affioranti sono recenti; i processi alluvionali attuali si esplicano entro le aste fluviali e, più raramente, nelle conoidi.

Nella pianura alluvionale della Valle Umbra affiorano in prevalenza limi sabbiosi e limi argillosi, con corpi lentiformi e nastriformi di ghiaie e ghiaie sabbiose.

PROGETTO CARG

Nei canali e nei paleoalvei il deposito è costituito da ghiaie sciolte o debolmente cementate, con intercalazioni di lenti di sabbie bruno-giallastre e di argille grigie. Verticalmente il deposito si caratterizza per l'alternanza di livelli ghiaiosi e livelli fini.

Nei depositi di conoide alluvionale, al raccordo tra Valle Umbra e rilievi calcarei, prevalgono, nella parte apicale, depositi ghiaiosi e ruditici con elementi calcarei di dimensioni anche decimetriche (p. es. Matigge, F.so Rio), che passano gradualmente a ghiaie con sabbia, rappresentative della parte intermedia del ventaglio alluvionale. Nelle cave a fossa del F.so il Rio (a NE di Torre Matigge) clasti eterometrici calcarei subarrotondati in matrice sabbiosa rossiccia formano depositi pseudostratificati, con livelli più sabbiosi e lenti limoso-argillose marroni. Nella parte distale delle conoidi, dove la pendenza si riduce fortemente ed avviene il passaggio laterale ai depositi di piana alluvionale, prevalgono terreni limosi, debolmente sabbiosi: ne è un esempio la parte distale dell'ampia conoide del F. Topino, caratterizzata da limi sabbioso-argillosi, con ghiaie sparse. In generale il grado di cementazione di questi depositi è medio-basso. Le conoidi più estese sono spesso reincise nella parte apicale e solcate da vallecole (p. es. conoide della zona industriale di S. Eraclio, reincisa dal F.so Rio; conoide di Matigge; conoide terrazzata di Poreta - Campello sul Clitunno, incisa dal F.so di Pettino) e su queste possono talora sovrapporsi successivi apparati conoidali secondari; nella parte superficiale si osservano talora livelli sabbioso-limosi bruno-rossicci (paleosuoli), intercalati a alluvioni più grossolane.

Il complesso alluvionale della Valle Umbra appoggia sui depositi fluvio-lacustri pleistocenici tramite una superficie di erosione, evidenziata dalle indagini geofisiche. Lo spessore, valutato tramite perforazioni ed indagini geofisiche (si veda anche la "carta della base del complesso a media ed alta resistività" redatta per lo "*Studio idrogeologico della Valle Umbra sud*"; AQUATER-R.P.A., 1984), raggiunge 120 - 150 m (200 m a SO di Foligno, pozzo ASM "Foligno 1"; 120 m a Cannaiola) per assottigliarsi fino a chiudersi con geometria lenticolare ai bordi della valle. Dati provenienti da perforazioni indicano uno spessore di 80 m nel settore meridionale della conoide di Bovara; nella zona di Castel Ritaldi è stato valutato uno spessore di 40 m che aumenta fino a 70-80 m verso il centro della valle.

I depositi alluvionali di colmamento delle valli che solcano i rilievi calcarei sono costituiti prevalentemente da ghiaie e ghiaie sabbiose, con lenti limoso-sabbiose e limoso-argillose. Nella valle del F. Nera i depositi sono per lo più sabbiosi con subordinati conglomerati, che prevalgono invece nelle valli laterali del F. Vigi e del T. Tissino; i clasti hanno sempre un alto indice di arrotondamento. I depositi sciolti o debolmente cementati, talora a stratificazione incrociata, appoggiano in discordanza sul substrato o passano lateralmente a depositi detritici di versante; talvolta nel canale a monte si ha un graduale passaggio a depositi di origine mista di *debris flow* e/o torrentizio. Più raramente i depositi alluvionali attuali sono confinati entro depositi alluvionali terrazzati (p. es. F. Nera e F. Corno a monte di Triponzo). Gli apparati conoidali che si formano allo sbocco di valli secondarie in

PROGETTO CARG

quelle principali (F. Menotre, F. Nera, F. Vigi, T. Spina) o nei bacini intramontani (p. es. Verchiano, Popola, San Martino, Voltellina) sono per lo più ghiaiosi. Per i depositi di fondovalle si stima uno spessore massimo variabile da pochi metri nei solchi vallivi minori (p. es. F.so di Pié di Cammoro), fino ad alcune decine di metri nelle valli più ampie (p. es. F. Nera; F. Menotre; F. Topino, con 10-20 m tra Case Basse e Scanzano).

L'età della parte più superficiale dei depositi alluvionali, sia della pianura umbra sia delle valli interne, è olocenica, essendo documentati fenomeni di esondazione anche in tempi storici; i depositi alluvionali più antichi (come alcune conoidi reincise o i depositi sepolti della pianura folignate) potrebbero invece risalire al Pleistocene medio-superiore, come suggeriscono Coltorti & Pieruccini (1997a) per il contiguo bacino di Spoleto.

Pleistocene (?) - Olocene

4.7. - Detrito di falda (**a**$_{3a}$, **a**$_{3b}$)

In questa unità sono compresi i depositi di versante attuali e recenti (**a**$_{3a}$) ed i depositi di versante antichi, in genere fortemente cementati, non in rapporto con la morfologia attuale (**a**$_{3b}$).

4.7.1. - *Detrito di falda* (**a**$_{3a}$)

Il detrito di falda attuale e recente si sviluppa in ampi areali nella zona di raccordo tra Valle Umbra e rilievi calcarei, da Pale a Campello sul Clitunno, ma caratterizza anche numerosi versanti acclivi all'interno della dorsale: tra i depositi più estesi ricordiamo quelli di M. Maggiore e del F.so Tesino. Nella maggior parte dei casi le falde raggiungono il piede dei versanti, dove si interdigitano con depositi alluvionali o con depositi eluvio-colluviali di colmamento di vallecole e conche; tuttavia non mancano esempi di depositi sospesi sui versanti (Coste San Paolo, Campello Alto, versante orientale di M. Maggiore), la cui delimitazione sembra connessa più a caratteri morfostrutturali, piuttosto che a processi erosivi. Allo sbocco di impluvi e valli secondarie possono formarsi modesti apparati conoidali (p. es. versante orientale di M. Maggiore).

Il detrito di falda è costituito da depositi essenzialmente gravitativi, a granulometria variabile, da ben classati a fortemente eterometrici, con clasti a spigoli vivi o subangolosi, per lo più calcarei, in accumuli massivi o grossolanamente stratificati, da sciolti a scarsamente cementati. La matrice fine ha solitamente un colore bruno o rossiccio: è scarsa nei depositi attuali ai piedi di ripidi versanti o di pareti rocciose calcaree ("ghiaioni", localmente indicati con il termine di "ravari"), dove si accumulano clasti carbonatici a spigoli vivi di dimensioni da centimetriche a

PROGETTO CARG

decimetriche (p. es. Grotta del Frate), mentre è più abbondante dove il detrito deriva da litotipi marnosi. Alcune coltri presentano un certo grado di cementazione e fenomeni di rimaneggiamento quali gradonature (coltre detritica tra Acera e Passo Cattivo) o frane vere e proprie (a nord di Macchia). I detriti attuali e recenti appoggiano sul substrato o, come al bordo della Valle Umbra, sul detrito antico, dal cui smantellamento prendono in parte origine (p. es. Scandolaro - Cancellara; le Corone - Manciano). Presso Belfiore e Liè i detriti appoggiano su travertini.

Lo spessore varia da pochi metri fino a oltre 20 m (p. es. Silvignano, le Cozze). La messa in posto dei depositi è in relazione a processi gravitativi in atto sui versanti.

Pleistocene superiore (?) - Olocene

4.7.2. - *Detrito di falda antico* ($\mathbf{a}_{3b}$)

Il detrito di falda antico è localizzato in alcuni areali sulla fascia pedemontana della Valle Umbra (p. es. Scandolaro - Colle di Scandolaro; Cancellara; le Corone - Manciano; Falcioni, a NE di Pigge). Esigui affioramenti, non cartografabili, si segnalano ad est di Uppello, a Colle San Lorenzo e in loc. la Villa presso le Fonti del Clitunno.

Trattasi di ghiaie con clasti a spigoli vivi, di dimensioni per lo più centimetriche, talora con patine di alterazione rossastre, in matrice sabbioso-limosa arrossata; i depositi, molto addensati, presentano un elevato grado di cementazione ed una giacitura per lo più massiva, a luoghi con accenni di stratificazione subparallela al versante. Talora si rinvengono ghiaie con clasti appiattiti isoorientati, da millimetrici a centimetrici, con scarsa matrice da nocciola a rossastra (in funzione della litologia di provenienza), che formano depositi gradati molto addensati, con livelli maggiormente cementati (p. es. strada Madonna del Riparo). Frequenti sono le croste calcitiche concrezionanti che riempiono fratture e piccole cavità. A Falcioni la *facies* detritica è decisamente più grossolana, con caratteri prossimali, tanto che nella breccia cementata, con clasti calcarei centimetrici e decimetrici in matrice sabbiosa, si trovano inclusi blocchi rocciosi di dimensioni metriche, provenienti dalla Maiolica; questo deposito, caratterizzato da fratture aperte, forma una placca di qualche metro di spessore, bordata a tratti da pareti subverticali instabili, che appoggia in discordanza sul substrato, qui costituito dalle Marne a Fucoidi.

I detriti antichi appoggiano in discordanza sul substrato e sono spesso ricoperti da depositi continentali più recenti, quali detriti di falda, conoidi alluvionali, coltri eluvio-colluviali. Lo spessore varia da pochi metri ad alcune decine di metri (in loc. Scoppio, a NO di Trevi una perforazione ha attraversato 35 m di detrito antico).

I depositi si sono formati per accumulo gravitativo di materiale eroso dai versanti, in condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali, presumibilmente durante le fasi di irrigidimento climatico del Quaternario.

Pleistocene

PROGETTO CARG

4.8. - Deposito di frana ($\mathbf{a_1}$)

I depositi di frana sono diffusi in tutto il foglio. Fenomeni particolarmente estesi e complessi sono localizzati sul versante orientale di M. Cavallo e su quello orientale di M. Maggiore, in entrambi i casi in corrispondenza di sinclinali in terreni marnosi.

Le frane danno origine ad accumuli clastici in assetto caotico ed a granulometria variabile, messi in posto per processi gravitativi recenti e/o attuali, la cui composizione riflette quella dei corpi litoidi dai quali si sono distaccati. I depositi di frana con indizi di evoluzione non sono distinti nella cartografia da quelli senza indizi di evoluzione, di gran lunga più numerosi e più estesi. Le frane appoggiano sul substrato litoide, più raramente sul detrito, e possono essere in parte ricoperte da depositi eluvio-colluviali o detritici di versante. Gli spessori sono assai variabili e possono raggiungere alcune decine di metri.

L'età dei fenomeni franosi è varia e quasi sempre incerta. Le frane più antiche (p. es. M. Cavallo, M. Maggiore) appaiono sospese sopra l'attuale fondovalle.

Pleistocene - Olocene

4.9. - Discarica ($\mathbf{h_1}$)

Una discarica per rifiuti solidi urbani è cartografata in loc. S. Onofrio, a NO di Trevi. Lo spessore è di pochi metri.

Olocene

4.10. - Deposito antropico (**h**)

I depositi antropici, che occupano quasi sempre lo strato più superficiale del sottosuolo con spessori variabili (anche di qualche metro), si concentrano maggiormente nelle aree urbanizzate di pianura (p. es. Valle Umbra), dove appoggiano per lo più sui depositi alluvionali. Tali depositi, cartografati solo quando di rilevante estensione e spessore, derivano dall'accumulo di materiale di scarto edile (centri abitati), di materiale di riporto (rilevati stradali e ferroviari, come gli svincoli della S.S. Flaminia; colmate di vecchie cave a fossa, come a Fornace di Foligno o presso Carpello; argini artificiali, come quelli dei numerosi corsi d'acqua regimati che solcano la Valle Umbra), di materiale di risulta di scavi, spesso in accumuli temporanei (p. es. in occasione di lavori stradali e ferroviari, come per il nuovo tracciato ferroviario Orte-Falconara).

I depositi, a granulometria eterogenea (da ghiaie grossolane a limi argillosi), risultano generalmente mal classati e sciolti.

PROGETTO CARG

I depositi antropici più antichi, con resti di cotto, si rinvengono all'interno o poco fuori le mura dei centri storici di Foligno e Spello; quelli più recenti si trovano nelle aree di espansione urbanistica (p. es. Foligno, con la zona industriale la Paciana e la zona industriale S. Eraclio).

Olocene

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO SARG

III - TETTONICA

La storia deformativa del settore compreso nel Foglio 324 "Foligno" riflette quella della intera catena appenninica, articolandosi in tre fasi principali:

- una fase estensionale sinsedimentaria, che accompagna la deposizione della successione di margine continentale passivo, estendendosi dal Giurassico al Paleogene;
- una fase compressiva, responsabile della strutturazione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti e dei bacini di avampaese, databile in questo settore al Miocene superiore;
- una fase estensionale recente, caratterizzata da sistemi di faglie dirette con direzioni da NO-SE a NNO-SSE, e direzione di massima estensione antiappenninica (SO-NE), iniziata nel Pliocene e tuttora in atto con tassi di oltre 2 mm/anno (D'Agostino *et alii*, 2009).

Le associazioni strutturali che risultano dall'evoluzione sopra descritta non sono dissimili da quelle del Foglio 336 "Spoleto", con cui confina verso sud (Damiani, 2011) e, più in generale, da quelle del settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano, caratterizzato da sovrascorrimenti con geometria arcuata, dislocati da faglie dirette con direzione compresa tra NNO-SSE e NO-SE (Fig. 33).

1. - TETTONICA ESTENSIONALE SINSEDIMENTARIA

All'interno della fase estensionale sinsedimentaria, è possibile distinguere: una tettonica giurassica, più evidente e meglio studiata, responsabile della articolazione del bacino di sedimentazione, con deposizione di successioni ben differenziate per *facies* e spessore; e una tettonica cretacico-paleogenica, meno evidente, in cui l'articolazione del bacino, che si mantiene più profondo ed omogeneo, è segnalata soprattutto dalle variazioni di spessore e dalla distribuzione spazio-temporale degli apporti extra-bacinali provenienti dalla Piattaforma laziale-abruzzese.

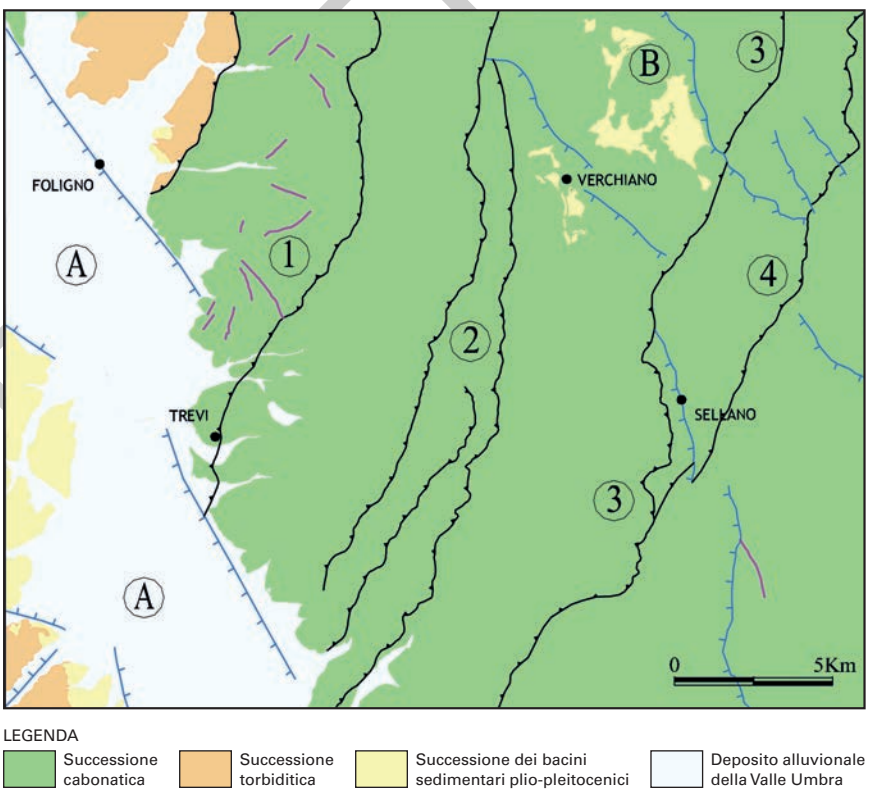


Fig. 33 - *Foglio 324 "Foligno": schema strutturale. Sono evidenziate le faglie giurassiche (linee in ciclamino), i sovrascorrimenti (linee nere; i triangoli indicano la parte sovrascorsa), le faglie dirette principali (linee azzurre; i trattini indicano la parte ribassata).*
Strutture compressive: 1) sovrascorrimento di Scopoli-Trevi; 2) sovrascorrimento di Serrone-Pettino; 3) sovrascorrimento di M. Tolagna-M. Maggiore; 4) sovrascorrimento di M. Cavallo.
Strutture distensive: A) sistema della Valle Umbra; B) sistema di Colfiorito.

note_324_Foligno_10_09-15.indd 112 10/09/15 10:49

1.1. - Tettonica giurassica

All'interno del foglio i caratteri della tettonica estensionale giurassica non si discostano da quelli caratteristici della regione umbro-marchigiana, individuati, almeno nei loro tratti fondamentali, nei lavori degli anni '60 e '70 (Colacicchi *et alii*, 1970; Centamore *et alii*, 1971).

Come abbiamo visto nel capitolo della Stratigrafia, il Foglio 324 "Foligno" comprende alcune delle situazioni classiche in cui sono state studiate e descritte le successioni giurassiche e le deformazioni che accompagnano la loro deposizione (Pialli, 1969). Tuttavia, se la differenziazione tra le successioni di alto strutturale e di bacino è evidente e può essere ricondotta con sicurezza ad una tettonica estensionale, non ci sono esempi ben documentati di faglie giurassiche, non riattivate successivamente, osservabili direttamente sul terreno. In alcuni casi la presenza di faglie può essere desunta dal brusco passaggio laterale tra successioni di tipo diverso, al nucleo di anticlinali. In altri casi si possono ipotizzare riattivazioni durante le fasi tettoniche successive, sia in compressione che in estensione (p. es. Tavarnelli, 1996).

Il Foglio 324 "Foligno" consente di avere una visione di insieme della dorsale al tetto del sovrascorrimento di Scopoli-Trevi, mostrando come essa presenti una situazione molto articolata (Fig. 34). Pialli (1969) ha descritto in dettaglio le strutture giurassiche dei Monti a est di Foligno, in cui "l'alto strutturale del Sasso di Pale è raccordato alla zona ribassata del M. Serrone tramite l'area intermedia di Ponte S. Lucia". Questi tre blocchi sono separati da due faglie principali: la più settentrionale, con orientamento ovest-est, delimita il versante meridionale del Sasso di Pale, lungo la valle del F. Menotre; quella meridionale dai versanti bassi della Pinnuzza si dirige verso ENE seguendo il fosso che scende da Sostino. L'Autore ipotizza anche la presenza di un'ulteriore faglia del Giurassico inferiore, che delimita il Sasso di Pale verso nord: in questo caso, tuttavia, la successione giurassica al tetto della faglia non è esposta.

Guardando alla dorsale nel suo complesso, si può dire che le successioni giurassiche affioranti sono prevalentemente di tipo ridotto o condensato, sia a nord (Sasso di Pale) che sud (M. Matigge, Costa di Cancellara), mentre solo nella parte centrale (M. Serrone, M. Cologna) sono esposte successioni di tipo completo, che non raggiungono comunque gli spessori della più esterna dorsale di M. Serano - M. Brunette: queste successioni complete sono appoggiate su faglie immergenti a NNO, che le delimitano rispetto ai blocchi di M. Aguzzo e M. Cologna, che costituiscono alti strutturali. Non mancano situazioni intermedie (p. es. zona di Manciano), in cui una successione ridotta del Giurassico medio è seguita dal Rosso Ammonitico e dai Calcari Diasprigni. Secondo un carattere prevalente nella regione umbro-marchigiana, le faglie/scarpate giurassiche mostrano orientazioni piuttosto variabili e delimitano in genere blocchi di pochi km^2 o, più spesso, inferiori o di poco superiori al km^2.

PROGETTO CARG

Lo schema strutturale del foglio (Fig. 33) mostra una certa prevalenza di faglie con direzioni OSO-ENE (p. es. M. Serrone) e NO-SE, che individuano uno stile "a tavoletta di cioccolato", come già evidenziato da Alvarez (1989) in aree più settentrionali della regione: una spiegazione meccanica di tale stile deformativo è stata recentemente avanzata da De Paola *et alii* (2007). Alcune faglie, in particolare quelle con direzione NO-SE, mostrano indizi più o meno chiari di riattivazione durante le fasi tettoniche successive. Un esempio particolarmente evidente di riattivazione quaternaria è rappresentato dalla faglia che delimita la successione ridotta del Sasso di Pale rispetto al blocco di Ponte S. Lucia, la cui prosecuzione verso NO disloca tutto il fianco occidentale dell'anticlinale.

Un alto giurassico ben individuato è presente anche al nucleo dell'anticlinale di M. L'Aspro, nel settore SE del foglio. In questo caso la successione è condensata nei termini del Giurassico inferiore, mentre i Calcari Diasprigni costotuiscono una successione estesa e ricca di apporti detritici, anche grossolani, con spessore complessivo che supera i 150 m. Questa successione è stata osservata anche lungo la continuazione verso sud della stessa anticlinale (p. es. zone di Rocchetta, Foglio 336 "Spoleto"), per cui è possibile ricostruire la presenza di un blocco rialzato, largo poco più di 1 km e allungato in senso circa N-S per oltre 10 km. La faglia che, con andamento alquanto irregolare, delimita il blocco verso ovest mostra indizi di

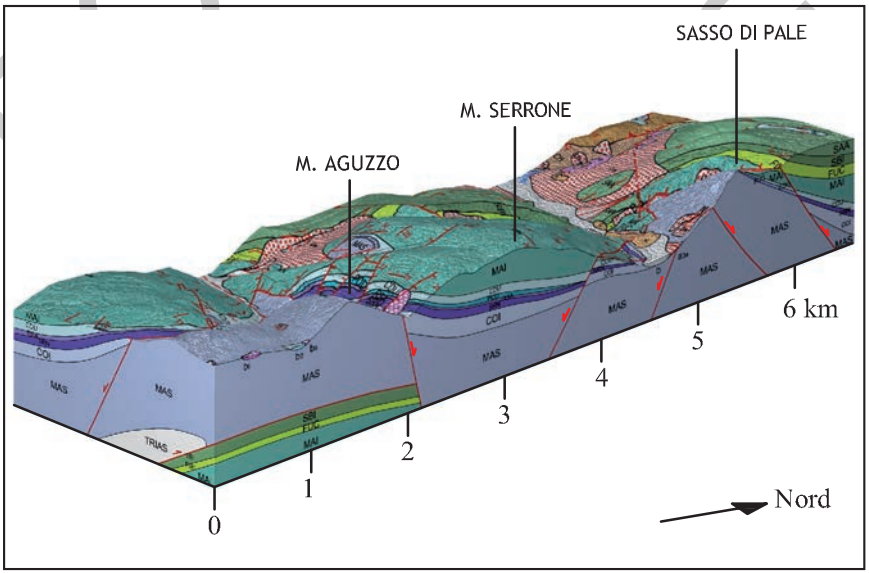


Fig. 34 - *Blocco diagramma rappresentante tratto della dorsale al tetto del sovrascorrimento di Scopoli – Trevi, con il blocco con successione completa di M. Serrone ribassato per faglia sia rispetto all'alto strutturale di Sasso di Pale, posto più a Nord, sia rispetto al blocco con successione condensata di M. Aguzzo (affiorante in località C.le Massenzi), posto più a Sud.*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 114 10/09/15 10:49

riattivazione recente. In corrispondenza della terminazione settentrionale dell'anticlinale (Bagni di Triponzo) la successione condensata sopradescritta si accavalla su una successione più estesa, tramite una faglia inversa ad alto angolo, che probabilmente riattiva una preesistente faglia estensionale giurassica (inversione positiva).

1.2. - Tettonica Cretacico-Paleogenica

A partire dal Cretacico, l'evidenza principale di tettonica sinsedimentaria è costituita da corpi di calcareniti extra-bacinali, la cui frequenza riflette i periodi di maggiore attività tettonica, lungo la scarpata tra piattaforma laziale abruzzese e bacino umbro-marchigiano; e da strati rimaneggiati, probabili effetti di frane sottomarine indicative di diffusa instabilità dei fondali del bacino stesso (Baldanza *et alii*, 1982; Monaco, 1989).

Come già ampiamente evidenziato in letteratura (Renz, 1951; Decandia, 1982; Barchi *et alii*, 1988), i corpi detritici sono più abbondanti a est della "linea della Valnerina", quindi nella parte sud-orientale del foglio. Ci troviamo comunque ai limiti settentrionali della "*facies* dell'Umbria sud-orientale" di Renz (1951) e i corpi detritici sono più scarsi e a granulometria più fine rispetto agli analoghi del Foglio 336 "Spoleto".

I corpi detritici più importanti si trovano poco sopra la base della Scaglia Rossa (p. es. zona di Borgo Cerreto) e all'interno della Scaglia Rossa paleogenica (zona di Montesanto). Da segnalare nella zona di Piaggia alcuni strati di calcareniti grossolane a macroforaminiferi bentonici, intercalati nella parte alta della Scaglia Variegata e nella Scaglia Cinerea. Questi corpi rappresentano la parte distale di quelli descritti più a sud, lungo il medesimo asse strutturale, come "Marne di Colle Castellano" (Monaco *et alii*, 1987).

Nell'area del foglio non sono state riconosciute faglie dirette minori, riferibili con chiarezza a questa fase deformativa, segnalate da diversi Autori in diverse aree dell'Appennino umbro-marchigiano (p. es. Tavarnelli, 1996; Tavarnelli & Alvarez, 2002).

2. - TETTONICA COMPRESSIVA

Considerando che la sinclinale di Visso, localizzata poco a est del Foglio 324 "Foligno", rappresenta la terminazione meridionale del sinclinorio di Matelica-Camerino, tutte le strutture compressive di questo foglio vanno ascritte alla ruga interna di Scarsella (1951). A riguardo, occorre notare che qui la ruga interna è molto più ampia e che il numero delle strutture e il raccorciamento da esse

PROGETTO CARG

accomodato è assai più elevato rispetto al settore settentrionale della catena, cui il lavoro di Scarsella si riferisce. Questa osservazione corrisponde al fatto che a scala regionale, andando da nord a sud, la catena umbro-marchigiana incorpora sempre nuove strutture, aumentando progressivamente la sua estensione, elevazione strutturale e raccorciamento.

Le strutture compressive, e in particolare i sovrascorrimenti presenti nel Foglio 324 "Foligno", sono state oggetto di numerosi studi, già a partire dagli anni '60. Questi lavori, prodotti nell'ambito dei progetti di cartografia nazionale alla scala 1:100000, costituiscono alcuni dei primi esempi in Italia di applicazione delle tecniche moderne di analisi strutturale del fragile. Tra questi ricordiamo i lavori di Deiana (1965), che esegue uno studio dettagliato del sovrascorrimento di Scopoli, e di Decandia & Giannini (1977), che descrivono lo stile strutturale di superficie in termini di "scaglie di copertura". Qualche anno più tardi Barchi *et alii* (1988) eseguono una sezione geologica bilanciata attraverso tutte le strutture del foglio, tra S. Maria in Valle e Piaggia.

L'età delle deformazioni compressive è vincolata essenzialmente dalle età delle formazioni deposte nei bacini di avampaese, localizzate rispettivamente a ovest (Pre-appennino umbro, *sensu* Menichetti & Pialli, 1986) e ad est (sinclinorio di Matelica-Camerino) della Ruga interna. Considerata la scarsità e la cattiva esposizione di questo tipo di successioni all'interno del Foglio 324 "Foligno", occorre riferirsi a sezioni stratigrafiche poste a NO (M. Serra Maggio), a NE (sinclinale di Camerino) e a sud (Formazione di Belvedere) del foglio.

Questi dati possono essere così riassunti:

- le arenarie del M. Vicino (Tortoniano inferiore) sono deposte in un bacino di *thrust-top*, al bordo occidentale della catena;
- la formazione di Belvedere (Serravalliano superiore, Cipollari & Cosentino, 1997), affiorante sui Monti a est di Spoleto, è deposta nell'intervallo tra due fasi a carattere compressivo (Decandia & Giannini, 1977a);
- il bacino di *thrust-top* di Camerino contiene depositi Messiniani deformati (Cantalamessa *et alii*, 1986).

Alla luce di questi dati, si può concludere che la tettonica compressiva si sia attivata nel Serravalliano-Tortoniano al bordo occidentale della catena e che sia proseguita nel Messiniano all'interno della catena stessa.

Il sovrascorrimento più occidentale (sovrascorrimento di Belfiore-Uppello, fig. 33) affiora nella zona NO del foglio, a nord di Foligno, e produce l'accavallamento della successione torbiditica sulla parte più interna della catena carbonatica. Questo elemento strutturale rappresenta la porzione più meridionale di un sovrascorrimento regionale a geometria arcuata, con convessità orientale, che si estende lungo tutto il bordo interno della catena, da Cantiano a Foligno. Lungo tutto il suo sviluppo, il sovrascorrimento produce la sovrapposizione anomala ("*younger on older*") di successioni mioceniche su successioni paleogeniche, con

PROGETTO CARG

frequente elisione dello Schlier e localmente del Bisciaro (Scheggia-Foligno Line, Barchi *et alii,* 2012). Nella porzione ricompresa nel foglio, il sovrascorrimento non è quasi mai esposto, per la presenza di coperture detritiche. La geometria del piano di accavallamento principale, che taglia gli strati al letto con traiettoria *down-section*, è però esposta in modo spettacolare nel settore settentrionale, in particolare nella zona di Pontericcioli (De Feyter & Menichetti, 1986; Lena *et alii*, 2014). Nella stessa zona, dati di sismica a riflessione confermano il carattere fuori sequenza e la geometria complessa del sovrascorrimento, con un rigetto di alcuni chilometri (Barchi *et alii*, 1998, fig. 5).

Immediatamente a est della Valle Umbra, la parte centro-orientale del foglio è caratterizzata da tre sovrascorrimenti principali a geometria arcuata, che attraversano longitudinalmente l'intero foglio. Da ovest verso est, si tratta dei fronti di Scopoli-Trevi, di Serrone-Pettino e di M. Tolagna - M. Maggiore. I fronti delimitano le principali unità tettoniche, costituite dalle rocce della successione mesozoico-paleogenica ("scaglie di copertura", Decandia & Giannini, 1977). Nel settore settentrionale i tre sovrascorrimenti hanno direzione circa N-S, mentre verso sud dominano direzioni NNE-SSO. Gli indicatori cinematici raccolti lungo queste faglie indicano una direzione di trasporto uniforme, in direzione circa ENE (Barchi *et alii*, 1988): si tratta quindi di faglie traspressive, la cui componente orizzontale è più marcata nel segmento meridionale.

In alcuni segmenti del fronte più esterno (zona di Buggiano, Valle del F. Vigi tra Sellano e Caposomigiale) il carattere di trascorrenza diventa dominante. A scala regionale, questa zona di taglio rappresenta la continuazione settentrionale della cosiddetta "linea della Valnerina", un elemento strutturale a carattere prevalentemente trascorrente, possibilmente ereditato dalle precedenti deformazioni sinsedimentarie (Decandia, 1982; Barchi *et alii*, 1988).

Le terminazioni settentrionali dei tre fronti principali e le chiusure periclinali delle corrispondenti anticlinali si allineano in direzione circa E-O, più o meno in corrispondenza del bordo settentrionale del foglio. Nella fascia a nord del foglio l'elevazione strutturale è assai minore e gli affioramenti di formazioni giurassiche sono scarsi e di limitata estensione.

La sezione geologica di Fig. 35 mostra come i blocchi al tetto dei tre sovrascorrimenti siano caratterizzati da altezze strutturali decrescenti da ovest verso est, come risulta dalle età progressivamente più recenti delle formazioni affioranti al nucleo delle anticlinali (rispettivamente Calcare Massiccio, Corniola, Maiolica). L'inviluppo di queste tre strutture delinea un'immagine dell'originale pendio topografico, inclinato verso l'avampaese, generato dalla formazione della catena a sovrascorrimenti (*critical taper*, Davis *et alii*, 1983). Questo andamento è interrotto dalla elevazione strutturale anomala del settore più orientale, per effetto della successiva tettonica estensionale, che ha prodotto il sollevamento del blocco di letto.

PROGETTO CARG

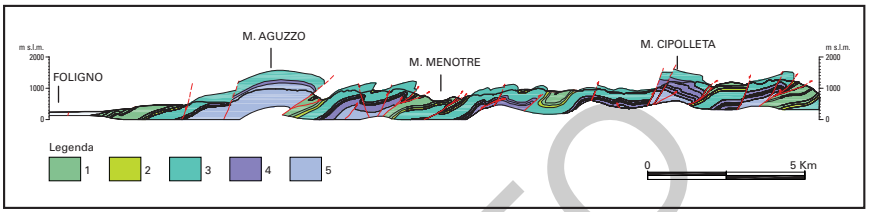


Fig. 35 - Sezione geologica A-A' estrapolata verso l'alto (tetto della Maiolica).
1: successione al tetto delle Marne a Fucoidi;
2: Marne a Fucoidi;
3: Maiolica;
4: successione compresa tra la base della Maiolica e il tetto del Calcare Massiccio;
5: Calcare Massiccio.

Al tetto dei tre sovrascorrimenti summenzionati si sviluppano ampie anticlinali a scatola, separate da strette e profonde sinclinali, con lunghezze d'onda caratteristiche di 5-7 km, secondo uno stile deformativo tipico della copertura umbro-marchigiana (p. es. Lavecchia, 1981; Calamita, 1990). Questo assetto strutturale è indicativo di una catena relativamente poco smantellata dall'erosione, con un livello di scollamento basale piuttosto profondo (Dahlstrom, 1970). Dal punto di vista geomorfologico, gli allineamenti di anticlinali corrispondono alle principali dorsali montuose di questo settore dell'Appennino (cfr. capitolo Geomorfologia).

Mentre i sovrascorrimenti seguono traiettorie arcuate, le pieghe tendono a mantenere una direzione NNO-SSE, ortogonale alla direzione di massimo raccorciamento, e solo in prossimità dei sovrascorrimenti sono ruotate per trascinamento, assumendo una direzione parallela a questi ultimi (Barchi *et alii*, 1988). I nuclei anticlinalici sono spesso tagliati dai fronti traspressivi. Queste relazioni geometriche, secondo Lavecchia (1985) e Barchi (1991), suggeriscono che:

- i sovrascorrimenti principali siano scollati su un livello più profondo di quello delle pieghe maggiori;
- la propagazione in superficie dei sovrascorrimenti sia successiva alla nucleazione delle pieghe.

A est del sovrascorrimento di M. Tolagna - M. Maggiore l'assetto strutturale è più complesso. Nel settore settentrionale, il sovrascorrimento di M. Cavallo, arcuato e quasi perfettamente parallelo alla struttura di M. Tolagna, accavalla una ampia anticlinale con nucleo in Maiolica sulla sinclinale di Riofreddo - Piaggia. Il sovrascorrimento di M. Cavallo può essere interpretato come uno *splay* esterno del fronte di M. Tolagna - M. Maggiore. Nel settore meridionale, l'anticlinale di M. L'Aspro, con direzione assiale N-S, mostra un ampio nucleo in Calcare Massiccio e costituisce una struttura isolata e sostanzialmente indipendente dall'assetto strutturale fin qui descritto.

Nel testo che segue, le strutture compressive e traspressive del foglio saranno illustrate e discusse da ovest verso est, utilizzando come riferimenti i principali fronti traspressivi.

PROGETTO CARG

2.1. - Sovrascorrimento di Scopoli-Trevi

Il sovrascorrimento di Scopoli-Trevi si articola in tre segmenti: il segmento settentrionale (tra Scopoli e Cancelli) ha una direzione circa N-S, quello intermedio (tra Cancelli e S. Maria in Valle) ha una direzione N30°, mentre quello meridionale (nella zona di Trevi) riprende una direzione meridiana (Deiana, 1965).

Al tetto del fronte di Scopoli-Trevi, la dorsale di M. Pale - M. Aguzzo - M. Castello - M. Matigge corrisponde a una anticlinale, attraversata trasversalmente nel settore settentrionale (zona di Pale) dalla valle del F. Menotre. Il nucleo dell'anticlinale è caratterizzato da estesi affioramenti di Calcare Massiccio, che presenta al tetto successioni giurassiche ridotte (p. es. zona di Pale) o complete (p. es. M. Serrone). Nella parte meridionale il blocco di tetto è rappresentato da limitati e discontinui affioramenti di Calcare Massiccio e di Maiolica, a quote piuttosto basse, allineati in direzione N-S lungo il bordo della Valle Umbra (p. es. Trevi, Colle Basso).

La zona di taglio associata al fronte di Scopoli-Trevi affiora con buona continuità ed è caratterizzata da alcune interessanti peculiarità strutturali. Nel tratto tra Cancelli e Manciano si osservano corpi lenticolari di limitata estensione (da poche decine a qualche centinaio di m^2) aventi in sezione geometria di strutture a fiore, delimitati al tetto e al letto da strutture trascorrenti o a movimento obliquo (Barchi *et alii*, 1988; Foglietta, 1992). Questi corpi definiscono una struttura a *duplex*, in cui la forte componente orizzontale di movimento produce il totale sradicamento dei nuclei rispetto alle rocce presenti al tetto e al letto della faglia. Ad esempio, nei pressi di M. Castello, si rileva un corpo lenticolare di Maiolica, incorporato nel Calcare Massiccio del corpo superiore. Poco più a sud, si rinvengono corpi di Calcare Massiccio all'interno della Scaglia Rossa e Variegata, fortemente deformate e rovesciate, del corpo inferiore.

Nella zona di Trevi, la zona di taglio associata al sovrascorrimento, inclinata mediamente circa 50° verso O, assume una giacitura verticale e in alcuni casi addirittura "rovesciata", immergendo verso E e simulando un contatto di tipo estensionale. Questa situazione è stata interpretata come un effetto del ripiegamento del sovrascorrimento durante lo sviluppo della più esterna anticlinale di M. Brunette-M. Serano. Questa osservazione è coerente con l'idea, proposta da vari autori (p. es. Bally *et alii*, 1986; Tavarnelli, 1997), secondo cui le strutture compressive dell'Appennino umbro-marchigiano si sarebbero sviluppate "in sequenza", con migrazione della deformazione da O verso E.

Al letto del sovrascorrimento di Scopoli-Trevi non c'è una vera e propria sinclinale, ma una sottile e discontinua fascia di affioramenti di Scaglia Variegata e Cinerea, coinvolti nella zona di taglio del fronte.

PROGETTO CARG

2.2. - Sovrascorrimento di Serrone-Pettino

Anche il sovrascorrimento di Serrone-Pettino è caratterizzato in pianta da una geometria sigmoidale e può essere suddiviso in tre segmenti. La porzione settentrionale, a nord di M. Puranno, ha un andamento N-S; la parte centrale, tra M. Puranno e M. Serano, ha un andamento N20° e corrisponde alla zona di massimo rigetto della struttura. Nella sua porzione sud-occidentale (zona di Campello), la struttura è più complessa, per l'interferenza di faglie trascorrenti sinistre, con direzione NO-SE, e di successive faglie dirette, con direzione analoga, sviluppate al letto delle faglie bordiere della Valle Umbra.

Al tetto del sovrascorrimento di Serrone-Pettino, la dorsale principale (M. Puranno-M. Brunette-M. Serano) è caratterizzata dall'affioramento di una successione molto estesa di Corniola, spessa oltre 300 m, con un nucleo di Calcare Massiccio, nella zona di Faubella, che rappresenta la culminazione della struttura. L'andamento dei limiti formazionali mette in evidenza come la dorsale non corrisponda ad un'unica anticlinale, ma piuttosto ad un *set én échelon* di strutture plicative che mantengono una direzione circa N-S.

La zona di taglio al letto del sovrascorrimento principale, analogamente a quanto descritto per il sovrascorrimento di Scopoli-Trevi, è caratterizzata da una serie di corpi lenticolari, allungati nella direzione del fronte, costituiti da Scaglia Variegata e Cinerea. Tra questi corpi marnosi e le successioni calcaree giurassiche del corpo superiore si interpongono spesso scaglie tettoniche intermedie, fortemente deformate, che campionano porzioni della successione originariamente interposta (per lo più riferibili alla Scaglia *s.l.* e alla Maiolica), prevalentemente in giacitura rovesciata.

A est del sovrascorrimento principale si sviluppa un'anticlinale minore (anticlinale di Rasiglia-Cammoro), disposta parallelamente al fronte stesso, da Rasiglia a M. Siliolo, fino al M. Cammoro, dove la struttura culmina con un nucleo in Maiolica. Anche questa struttura è sviluppata al tetto di un sovrascorrimento arcuato ed è caratterizzata da un fianco orientale rovesciato e da una immersione assiale verso nord: rispetto alla anticlinali maggiori, sviluppate al tetto dei sovrascorrimenti principali, ha evidentemente una minore altezza strutturale ed una minore lunghezza d'onda ed è presumibilmente scollata su un livello più superficiale. Questa struttura può essere interpretata come uno *splay* esterno del sovrascorrimento di Serrone-Pettino, prodotto dalla sua progressiva propagazione su livelli di scollamento via via più superficiali, secondo un meccanismo già descritto in diversi settori dell'Appennino umbro-marchigiano (p. es. Barchi & Lemmi, 1996; Massoli *et alii*, 2006). Il rigetto del sovrascorrimento aumenta da nord verso sud: nel settore meridionale (a sud di M. Cammoro) si articola in due *splays*, e il progressivo aumento del rigetto compensa la corrispondente diminuzione di rigetto del retrostante fronte principale, secondo un meccanismo di vicarianza (*soft linking*).

PROGETTO CARG

All'esterno dell'anticlinale di Rasiglia-Cammoro, troviamo una sinclinale relativamente ampia e ben sviluppata, che comprende un nucleo in Bisciaro, a valle dell'allineamento Orsano-Cammoro. Anche questa struttura si perde nel settore meridionale, a sud di Spina Nuova, ove gli affioramenti di Scaglia Variegata e Scaglia Cinerea sono scarsi e discontinui.

2.3. - Sovrascorrimento di M. Tolagna-M. Maggiore

Il sovrascorrimento di M. Tolagna - M. Maggiore rappresenta la struttura compressiva più complessa ed articolata del Foglio 324 "Foligno", sia per la traiettoria in pianta, che comprende tratti diversi per direzione ed entità della componente trascorrente, sia per la presenza di strutture subordinate, sia al tetto che al letto.

Nel settore settentrionale del foglio, il fronte è dislocato dalla faglia diretta di S. Martino, che lo interseca nella zona di Forcella (poco a sud di Colle Curti). A nord di tale intersezione, l'assetto strutturale della mezza anticlinale di M. Tolagna è fortemente influenzato dalla dislocazione della faglia diretta di S. Martino, che ne provoca il sollevamento (rispetto alle aree occidentali) e il basculamento verso est. Più a sud, tra Roccafranca e Sellano (alta valle del F. Vigi), il fronte è caratterizzato da una potente zona di taglio, al cui interno si osservano pieghe a media lunghezza d'onda (dell'ordine di qualche centinaio di metri) e sistemi coniugati di faglie trascorrenti e traspressive, a direzione media circa N20° e N 100°, con movimento destro e sinistro rispettivamente. I caratteri di traspressione/trascorrenza dominano anche più a sud, nel tratto a direzione NNE-SSO tra M. Maggiore e Buggiano (Faralli, 1996). Questi caratteri si spiegano bene, tenendo conto che questo fronte rappresenta la continuazione verso nord della linea della Valnerina, uno dei principali elementi trascorrenti in questo settore dell'Appennino umbro-marchigiano (Renz, 1951; Decandia, 1982; Barchi *et alii*, 1988).

Al tetto del sovrascorrimento di M. Tolagna - M. Maggiore, le anticlinali sono ampie e appiattite e caratterizzate da vasti affioramenti di Maiolica; nuclei di Calcari Diasprigni, con una successione particolarmente estesa, affiorano nel settore centrale, tra Verchiano, M. Jugo e Apagni. La sottostante successione giurassica affiora parzialmente solo al nucleo dell'anticlinale di M. Tolagna, sollevata al letto della faglia diretta di S. Martino. Dal punto di vista morfologico le dorsali sono appiattite e relativamente poco rilevate, con altopiani interessati da estesi fenomeni carsici superficiali (p. es. Pupaggi). Tra M. Jugo e M. di Cupigliolo, uno *splay* al tetto del sovrascorrimento dà luogo ad una ben distinta struttura anticlinalica, a direzione NNO-SSE, che si segue fino alla sua terminazione settentrionale, nella zona di Volperino.

Al letto del sovrascorrimento la sinclinale di Vio-Sellano-Macchie è ampia, profonda e ben delineata, con numerosi nuclei di Bisciaro. La struttura della sin-

PROGETTO CARG

clinale è complicata da numerose pieghe minori, alla scala delle centinaia di metri, scollate verosimilmente al tetto della successione calcarea (passaggio Scaglia Rossa-Scaglia Variegata).

2.4. - Sovrascorrimento di M. Cavallo

Il sovrascorrimento di M. Cavallo affiora nel settore nord-orientale del foglio, ad est del sovrascorrimento di M. Tolagna - M. Maggiore, e può essere interpretato come uno *splay* esterno di questa struttura, con forte componente traspressiva. La zona di taglio del sovrascorrimento sepolta al di sotto di una estesa copertura detritica, con alcuni fenomeni gravitativi di notevoli dimensioni, legati al notevole dislivello strutturale associato alla struttura. Al tetto del sovrascorrimento il nucleo anticlinalico di M. Cavallo è dislocato e sollevato da due importanti faglie dirette a direzione NNO-SSE, la più occidentale delle quali rappresenta la terminazione sud-orientale della faglia diretta attiva di S. Martino. Al letto di questa faglia affiora un piccolo nucleo di rocce giurassiche.

Al letto del sovrascorrimento di M. Cavallo, la sinclinale di Riofreddo-Piaggia è caratterizzata da un ampio nucleo in Scaglia Variegata e Cinerea ed è articolata in numerose pieghe, con lunghezze d'onda comprese tra alcune decine e poche centinaia di metri. La sinclinale di Riofreddo-Piaggia converge verso SO e si fonde nella zona di Sellano con la sinclinale di Vio-Sellano-Macchie, confermando i rapporti di vicarianza tra il sovrascorrimento di M. Cavallo e quello di M. Tolagna - M. Maggiore.

2.5. - Anticlinale di M. L'Aspro

Il settore sud-orientale del foglio ha un assetto strutturale peculiare: infatti, mentre le strutture fin qui descritte assumono una direzione NNE-SSO, l'anticlinale di M. L'Aspro ha una direzione meridiana ed una elevazione strutturale ben maggiore, con un ampio nucleo di Calcare Massiccio.

L'anticlinale è caratterizzata in sezione da una geometria a scatola, con una ampia zona di cerniera appiattita, blandamente immergente verso est. Il fianco orientale è rovesciato su una stretta sinclinale, con nucleo in Scaglia Cinerea. Il fianco occidentale non è esposto con continuità, in quanto la struttura è bordata da un complesso sistema di faglie normali, ad alto angolo di inclinazione, con direzione media N-S: si tratta presumibilmente di faglie sinsedimentarie giurassiche, riattivate nel Quaternario. L'anticlinale è caratterizzata da una marcata immersione assiale verso nord, evidenziata dalla chiusura periclinale nella zona di Belforte. In senso longitudinale, la struttura è dislocata da numerose faglie dirette recenti,

PROGETTO CARG

con direzione ONO-ESE e rigetti inferiori ai 200 m, alcune delle quali riattivano preesistenti faglie trascorrenti sinistre.

2.6. - La struttura del sottosuolo

A partire dalla seconda metà degli anni'80 la progressiva disponibilità di dati di sottosuolo (profili sismici a riflessione e pozzi profondi), originariamente acquisiti dall'ENI/Agip e da altre compagnie petrolifere, ha favorito lo sviluppo di un vivace dibattito sullo stile strutturale che caratterizza il sottosuolo della catena umbro-marchigiana nei primi 10-15 km di profondità. Il Foglio 324 "Foligno" si trova al limite meridionale dell'area oggetto di esplorazione.

Il lavoro di Bally *et alii* (1986) rappresenta il primo e più completo studio che utilizza estensivamente i dati di sottosuolo pubblicati, proponendo un'interpretazione che risente dei principi fondamentali della tettonica pellicolare (*thin-skinned tectonics*), in analogia con altre catene a pieghe e in particolare con le Montagne Rocciose Canadesi (Bally *et alii*, 1966; Dahlstrom, 1970). Una delle sezioni interpretative presentate, basata su un profilo sismico particolarmente significativo, attraversa il Foglio 324 "Foligno" (Fig. 36b). In questa sezione sono evidenti i caratteri fondamentali del modello di sottosuolo proposto da Bally *et alii* (1986): i sovrascorrimenti principali hanno rigetti di decine di km e nel loro complesso producono un forte raccorciamento (>50%) della copertura sedimentaria, scollata rispetto al sottostante basamento, che immerge blandamente verso ovest e raggiunge i 15 km di profondità al di sotto del bordo occidentale della catena.

Negli anni successivi numerose e contrastanti interpretazioni sono state proposte, con soluzioni assai diverse per il grado di coinvolgimento del basamento e l'entità del raccorciamento. Schematicamente si può dire che chi privilegia il dato di superficie propone raccorciamenti limitati, con basamento relativamente superficiale (p. es. Calamita *et alii*, 2000), mentre chi utilizza il dato geofisico per ricavare la profondità del basamento propone raccorciamenti assai più cospicui. L'interpretazione di Fig. 36a, recentemente proposta da Mirabella *et alii* (2008), è basata sul riprocessamento di un *set* di tre profili sismici, già utilizzati da Bally *et alii* (1986). Anche se la qualità dei profili utilizzati non è ottimale, essi offrono comunque un'immagine coerente del tetto del basamento acustico ed alcuni dettagli all'interno della soprastante copertura sedimentaria. La sezione mostra un basamento relativamente profondo e coinvolto, almeno nella sua parte superficiale, nei principali sovrascorrimenti.

In conclusione, la tettonica compressiva, per l'entità del raccorciamento e dell'ispessimento della copertura sedimentaria, risulta determinante nel condizionare la struttura profonda al di sotto della catena, che risulta solo blandamente alterata dalle successive deformazioni estensionali.

PROGETTO CARG

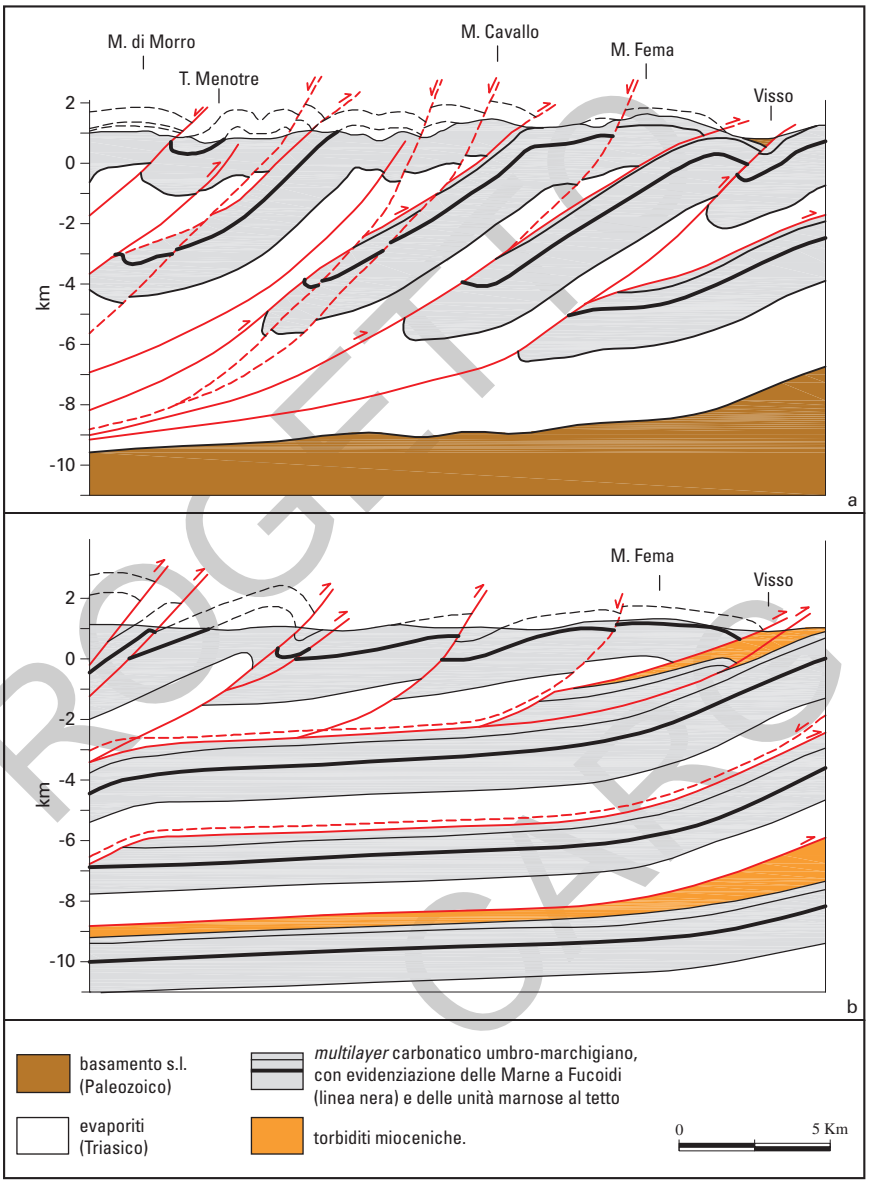


Fig. 36 - *Sezioni geologiche interpretative della struttura del sottosuolo della catena a pieghe umbro-marchigiana, basate su un profilo sismico che attraversa il Foglio 324 "Foligno"; il modello proposto da* Mirabella et alii *(2008) (in alto) è messo in confronto con quello elaborato da* Bally et alii *(1986) (in basso) che ipotizza un forte raccorciamento della copertura sedimentaria ed un basamento relativamente più profondo.*

PROGETTO CARG

3. - TETTONICA ESTENSIONALE RECENTE

Nel Foglio 324 "Foligno" le principali faglie dirette con attività recente hanno direzione NO-SE o NNO-SSE, con immersione prevalente verso SO, e tagliano obliquamente le strutture compressive e traspressive descritte nel paragrafo precedente.

Le faglie dirette con maggiore rigetto appartengono a due sistemi principali: il primo sistema borda l'ampio bacino alluvionale della Valle Umbra, che occupa la parte occidentale del foglio; il secondo sistema guida l'evoluzione dei bacini di Cesi-Popola, di S. Martino e di Verchiano, localizzati nel settore nord-orientale del foglio, che rappresentano gli elementi più meridionali del sistema di Colfiorito, un complesso ed articolato allineamento di conche intramontane, che si sviluppa per circa 15 km in direzione NNO, fino alla zona di M. Pennino.

Per quanto riguarda la cronologia delle deformazioni, in questo settore della catena l'inizio della tettonica estensionale è vincolato dai seguenti elementi:

- le faglie estensionali dislocano le strutture compressive, la cui attività si esaurisce nel Messiniano;
- i sedimenti più antichi deposti nella Valle Umbra, affioranti nella zona di Spoleto (ligniti di Morgnano - S. Croce), sono riferibili al Pliocene medio (Gliozzi *et alii*, 1997);
- i sedimenti più antichi, deposti nel bacino di S. Martino (subsintema di Cesi), sono riferibili al Pleistocene inferiore.

In conclusione, si può dire che il sistema della Valle Umbra è attivo almeno a partire dal Pliocene medio e quello di S. Martino - Verchiano almeno a partire dal Pleistocene inferiore. L'attività sismica (v. paragrafo 3.4), oltre ad evidenze geologiche, geomorfologiche e geodetiche, indicano che entrambi i sistemi sono tuttora attivi.

3.1. - Il sistema della Valle Umbra

La Valle Umbra è la più estesa pianura alluvionale dell'Umbria: sviluppata in direzione SSE-NNO da Spoleto a Perugia, prosegue con la stessa direzione lungo l'Alta Valle del Tevere fino a Sansepolcro, mostrando un chiaro controllo da parte delle strutture estensionali recenti.

Nel tratto compreso nel foglio, tra Foligno e Campello, la Valle Umbra ha una larghezza massima di circa 7 km. La piana alluvionale è stata bonificata in tempi storici. Ancora in epoca romana, diversi settori (*Lacus Citorius, Lacus Umber*) erano ancora impaludati, con sedimentazione di materiale prevalentemente fine (v. par. I.2).

I due bordi della valle mostrano caratteri piuttosto diversi, pur essendo entrambi controllati dalla tettonica. Il sistema di faglie più evidente, immergente

PROGETTO CARG

verso OSO, corre lungo il bordo orientale, dove il raccordo tra la pianura e i rilievi appenninici è più brusco, anche per l'affioramento al letto delle faglie dei carbonati mesozoici. Le faglie principali del sistema non sono mai esposte, in quanto sepolte dai depositi quaternari (prevalentemente conoidi alluvionali e detriti di falda). Gli scarsi dati geofisici disponibili indicano che al letto di queste faglie i carbonati sono sepolti ad oltre 2000 m di profondità al di sotto della piana alluvionale (Barchi *et alii*, 1991). La presenza delle coperture quaternarie impedisce una individuazione univoca dei diversi segmenti di faglia, la cui localizzazione, sia nella carta che nello schema strutturale, è stata stabilita principalmente su base geomorfologica.

Al letto del sistema della Valle Umbra, il substrato carbonatico è interessato da faglie dirette con direzione appenninica, più frequenti nella parte meridionale del foglio (zona di Campello). Queste faglie, che in alcuni casi possono riattivare discontinuità giurassiche (zona di Pale) o faglie trascorrenti sinistre (Barchi & Brozzetti, 1994), hanno comunque rigetti limitati, che non superano i 200 m.

Sul bordo occidentale della Valle Umbra è presente una fascia continua di affioramenti delle successioni pleistoceniche del supersintema Tiberino, quasi del tutto assenti sull'altro bordo della valle. Lungo il bordo occidentale, la presenza di faglie dirette immergenti a NE, molto chiara nella zona di Bevagna, poco a nord del foglio, è stata qui messa in evidenza dai dati geofisici, in particolare dall'indagine sismica ad alta risoluzione, cui è dedicato il prossimo paragrafo. La minore evidenza morfologica di queste faglie, rispetto a quelle del bordo orientale, può essere spiegata con la presenza di faglie a minor angolo di inclinazione, in analogia con quanto osservato più a nord, nella alta valle del Tevere (Faglia Altotiberina, Barchi *et alii*, 1998; Boncio *et alii*, 1998; 2000), oltreché per la natura più erodibile del substrato, che è qui costituito dalle successioni torbiditiche mioceniche della Marnoso-Arenacea.

3.2. - Il sottosuolo della Valle Umbra

Come abbiamo visto nel paragrafo I.4.3, nell'ambito di questo progetto CARG sono state acquisite due linee sismiche adiacenti (ad alta risoluzione e media profondità) che attraversano la piana di Foligno in direzione NNE, con una lunghezza complessiva di circa 2500 m, restituendo un'immagine significativa dell'assetto dei depositi continentali al di sotto della piana.

In questo paragrafo focalizzeremo l'attenzione sul contributo offerto da questi dati di sottosuolo per la ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino della Valle Umbra: i profili infatti contribuiscono a chiarire il carattere e l'entità delle deformazioni che hanno guidato lo sviluppo e l'evoluzione di questo bacino estensionale.

A tale scopo faremo riferimento ai profili sismici FO1 e FO2, interpretati e

PROGETTO CARG

convertiti in profondità utilizzando una velocità media Vp = 2000 m/s, considerata rappresentativa dei depositi continentali plio-pleistocenici di questo settore dell'Appennino (cfr. Bally *et alii*, 1986).

Il profilo orientale (FO2, Fig. 37) permette una definizione della stratigrafia sismica al di sotto della piana di Foligno. La successione può essere suddivisa in due unità sismo-stratigrafiche principali, separate da una superficie di erosione:

- l'Unità A, più superficiale e spessa fino a 150 m, è caratterizzata da riflettori discontinui, a bassa ampiezza ed alta frequenza;
- l'Unità B, più profonda e spessa fino a 750 m, è caratterizzata da sequenze riflettenti alternate a intervalli quasi trasparenti, con grande continuità laterale: i riflettori immergono verso SO e la loro inclinazione cresce con la profondità, da 3° a 7°.

Queste unità sismo-stratigrafiche possono essere correlate con i depositi quaternari affioranti in superficie, descritti nel capitolo 2. L'Unità A corrisponde evidentemente ai depositi alluvionali della Valle Umbra, caratterizzati da grande disomogeneità laterale e geometrie lenticolari. Lo spessore evidenziato nei profili sismici supera localmente i 150 m, come confermato anche da sondaggi meccanici eseguiti nella zona di Cannara, circa 10 km a NO del limite del foglio.

La parte superiore dell'unità B (B1) può essere riferita ai depositi fluvio-lacustri del sintema della Valle Umbra (Pleistocene inferiore), affioranti lungo il bordo occidentale della Valle. La parte inferiore dell'unità B (B2) può essere tentativa-

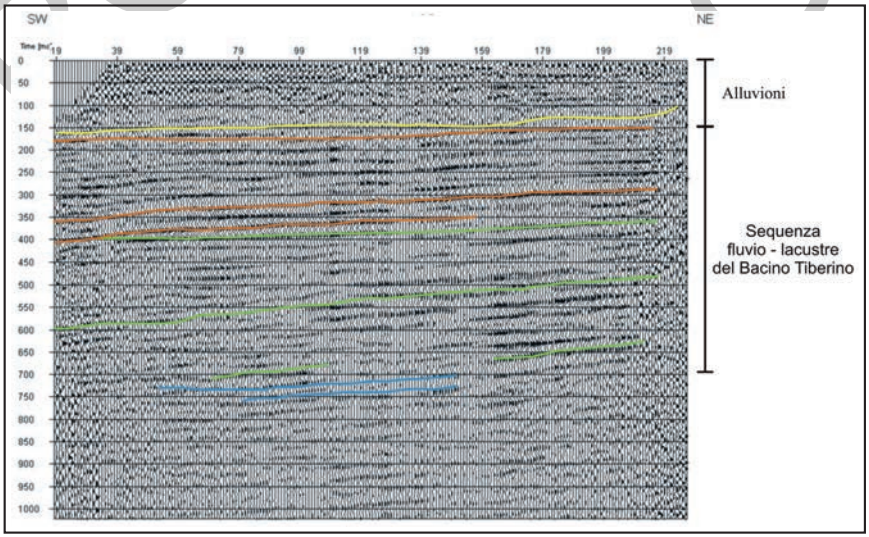


Fig. 37 - *Interpretazione del profilo sismico ad alta risoluzione F02. La linea gialla rappresenta la base dei depositi alluvionali; le linee arancioni, verdi e azzurre evidenziano i riflettori all'interno delle successioni fluvio-lacustri plio-pleistoceniche.*

PROGETTO

mente associata a depositi fluvio-lacustri più antichi (Pliocene medio) affioranti più a sud, nella zona di Spoleto (sintema Morgnano, Damiani, 2011).

Va sottolineato che, mentre le unità A e B mostrano *facies* sismiche molto diverse e sono separate da una netta superficie di erosione, le due sub-unità B1 e B2 sono distinguibili unicamente per la presenza di una debole discordanza angolare. L'elevato spessore dei depositi a granulometria fine di origine fluvio-lacustre rende comunque verosimile la presenza di depositi riferibili a due distinti cicli sedimentari.

In ogni caso, lo spessore complessivo dei depositi di riempimento del bacino è superiore ai 900 m, coerentemente con quanto desumibile anche da un profilo sismico commerciale che attraversa la Valle Umbra poco più a nord, nella zona tra Bevagna e Spello, a NO del foglio. Anche in questa zona, come in altre aree del bacino tiberino, lo spessore della successione lacustre nella zona depocentrale è assai maggiore di quella esposta in superficie ai bordi del bacino.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale dei depositi plio-pleistocenici della Valle Umbra, il profilo FO2 (Fig. 37) mostra che la sequenza fluvio-lacustre è basculata verso ovest di 3° nella parte superficiale (unità B1) e di 7° nella parte profonda (unità B2): è importante sottolineare che il valore assoluto dell'inclinazione dipende dal valore adottato per la velocità dei depositi (2000 m/s) che in questo caso non è ben vincolato. Coerentemente con tale basculamento, lo spessore dei depositi mostra un blando aumento verso ovest.

Il profilo FO1 (Fig. 38), a sua volta, mostra che il bordo occidentale del bacino è controllato da una faglia est-immergente, con inclinazione di circa 35°. Una faglia analoga controlla il bacino nella zona immediatamente a NO del foglio. Al tetto della faglia è presente almeno uno *splay* sintetico di una certa importanza. Entrambe le faglie potrebbero essere collegate ad un sistema di faglie immergenti verso NE, di importanza regionale, di cui la Faglia Altotiberina rappresenta il caso meglio documentato (Barchi *et alii*, 1999; Boncio *et alii*, 1998; 2000).

I caratteri stratigrafici e tettonici fin qui descritti sono riassunti nella sezione geologica di Fig. 39, che integra i dati sismici a riflessione con le evidenze di superficie. I rapporti tra la geometria delle faglie bordiere e la giacitura dei depositi di riempimento del bacino indicano un'attività tettonica sinsedimentaria, almeno nell'intervallo Pliocene medio - Pleistocene inferiore. Come vedremo (cap. 3.6), i dati di sismicità storica e strumentale suggeriscono comunque che le strutture estensionali della Valle Umbra siano tuttora attive. Il fatto che le faglie in questione siano indicate nella carta geologica come faglie sepolte non implica necessariamente che esse siano inattive: infatti esse possono continuare ad attivarsi, senza che le rotture sismiche si propaghino fino alla superficie.

Occorre aggiungere che la sismica a riflessione ad alta risoluzione non mostra alcuna evidenza di deformazioni compressive che interessino le successioni fluvio-lacustri del Plio-Pleistocene. Ciò contrasta con l'ipotesi avanzata a più riprese

PROGETTO CARG

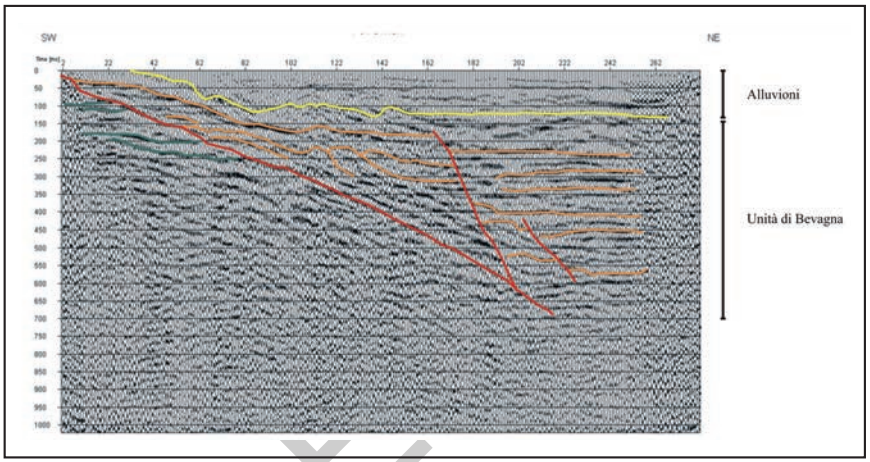


Fig. 38 - *Interpretazione del profilo sismico ad alta risoluzione F01. La linea gialla rappresenta la base dei depositi alluvionali; le linee arancioni evidenziano i riflettori all'interno delle successioni fluvio-lacustri plio-pleistoceniche; le linee rosse rappresentano le principali dislocazioni (faglie dirette).*

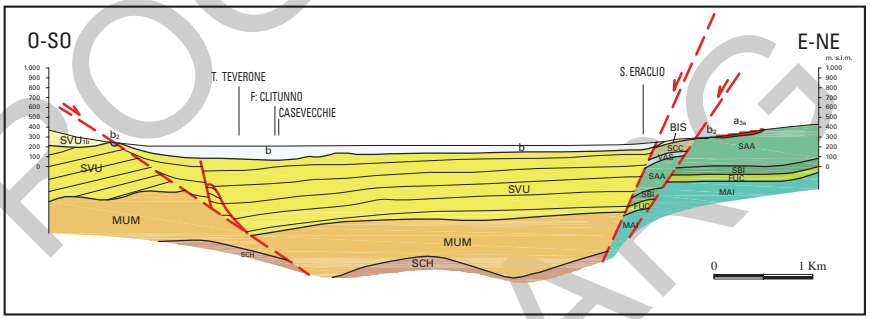


Fig. 39 - *Sezione geologica interpretativa della struttura profonda della Valle Umbra, basata sui profili sismici acquisiti nell'ambito del presente progetto CARG nella piana di Foligno e su dati di perforazioni. I depositi di colmamento del bacino (SVU) sono riferibili ai depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici.*

da alcuni Autori (Bonini, 1997; Sani *et alii*, 2008) che prevede che i bacini della Valle del Tevere si siano impostati in un contesto di attività tettonica compressiva, perdurante almeno fino al Pleistocene inferiore, cui si sarebbero solo tardivamente sovraimposte le dislocazioni distensive, tuttora attive.

I dati qui presentati, al contrario, sono meglio spiegabili ipotizzando che l'attività estensionale oggi in atto, coerentemente indicata da dati sismologici (Ciaccio *et alii*, 2006), geodetici (D'Agostino *et alii*, 2009) e geomorfologici, sia stata attiva con caratteristiche analoghe fin dall'impostazione del bacino, cioè a partire dal Pliocene medio (p. es. Barchi *et alii*, 1991).

PROOF CARG

3.3. - Le faglie di S. Martino e di Verchiano

Nel settore nord-orientale del foglio affiorano alcune importanti faglie dirette ad attività quaternaria, che costituiscono la parte meridionale del sistema di Colfiorito: a questo sistema appartengono le faglie che bordano i bacini di Cesi - S. Martino e di Verchiano, con rigetti massimi di circa 600 m, ed alcune faglie dirette minori, con rigetti compresi fra i 50 e i 200 m, affioranti nella zona di Rasenna-Piaggia, ad est di Sellano (Mirabella *et alii*, 2005). Queste faglie rappresentano l'espressione superficiale di un importante sistema, attivo e sismogenetico, responsabile della sequenza sismica del 1997-98 (Chiaraluce *et alii*, 2005). Considerato nel suo insieme, il sistema di faglie si presenta molto articolato, comprendendo numerosi segmenti, tra loro vicarianti, con direzioni prevalentemente comprese tra N-S e NO-SE, anche se non mancano elementi trasversali, con funzione di raccordo o di trasferimento. Questa complessità è almeno in parte ereditata dalla strutturazione pre-esistente.

A seguito della crisi sismica del 1997-98 queste strutture sono state oggetto di numerosi studi, spesso a carattere interdisciplinare, che hanno consentito una caratterizzazione molto dettagliata delle strutture attive e sismogenetiche (v. anche par. 3.6). Dall'analisi della letteratura emergono a volte interpretazioni piuttosto diverse, ad esempio sulla cinematica del sistema estensionale, come pure sulle relazioni tra faglie quaternarie affioranti e sismicità (p. es. Cello *et alii*, 1997; De Martini *et alii*, 2003; Chiaraluce *et alii*, 2005). Sia lungo la faglia di Cesi - S. Martino che lungo alcune faglie minori, durante la crisi sismica del 1997-98 sono stati osservati spostamenti cosismici di modesta entità (vedi Cinti, 2008 per una sintesi): tuttavia l'interpretazione di questi movimenti come autentici fenomeni di fagliazione cosismica superficiale è tuttora oggetto di discussione.

Il bacino di S. Martino è bordato sul lato orientale dalla Faglia di Cesi - S. Martino, uno dei segmenti principali del sistema di Colfiorito, lungo circa 8 km (Cello *et alii*, 1997; Chiaraluce *et alii*, 2005). La porzione meridionale della faglia, nella zona di Colle Curti - S. Martino, ha direzione NNO-SSE, mentre la porzione settentrionale, a NO di Costa, ha direzione NO-SE e continua a nord del foglio, bordando il bacino di Cesi. Al letto della faglia principale affiora la successione giurassica di M. Tolagna, dislocata da una serie di faglie sintetiche, disposte a gradinata, mentre al tetto i terreni pleistocenici del sintema di Colfiorito appoggiano su un substrato calcareo, costituito prevalentemente da Scaglia *s.l.* e Maiolica: il rigetto complessivo della faglia principale supera i 500 m (Mirabella *et alii*, 2005).

In corrispondenza di Forcella la faglia di S. Martino attraversa il fronte traspressivo del M. Tolagna e prosegue verso SE, bordando il versante sud-occidentale della dorsale di M. Petetta - C.le Cerreta. Al letto di questa faglia sono presenti altre due importanti faglie dirette, sempre con direzione NNO-SSE: la prima borda la dorsale di M. Cavallo, mentre la più esterna divide il M. Cavallo

PROGETTO CARG

dal C.le dei Fienili. Quest'ultima faglia prosegue verso nord, con direzione N-S, ed è bordata da un'ulteriore faglia diretta, sempre con direzione NO-SE.

I rapporti geometrici e cinematici tra le faglie dirette e i pre-esistenti fronti traspressivi di M. Tolagna e di M. Cavallo non sono sempre chiari: solo in qualche caso (p. es. a SE di M. Cavallo) c'è una chiara dislocazione, mentre nella maggior parte dei casi sembra che i fronti traspressivi costituiscano barriere efficaci per la propagazione delle faglie dirette, determinando la segmentazione del sistema estensionale (v. sull'argomento Calamita *et alii*, 1994; Chiaraluce *et alii*, 2005).

Il bacino di Verchiano è spostato di qualche km verso SO rispetto all'allineamento dei bacini quaternari del sistema di Colfiorito. Rispetto al bacino di S. Martino, l'assetto tettonico di questo bacino appare più enigmatico e meno immediatamente riconducibile ai meccanismi della tettonica estensionale recente. Infatti il bacino di Verchiano coincide con la valle del F.so La Carbonara, affluente del Menotre, che ha una direzione circa N-S, parallela a quella delle strutture compressive, ed è impostata in corrispondenza dell'affioramento dei Calcari Diasprigni, al nucleo di un'anticlinale. Tuttavia la sua evoluzione recente è guidata dalla tettonica estensionale, attraverso l'azione di due faglie principali: la prima, con direzione NO-SE, si sviluppa al limite nord-orientale del bacino, tra Verchiano e M. S. Salvatore; la seconda, con direzione E-O e immersione verso S, corre lungo il F.so di S. Lazzaro, al limite meridionale del bacino. L'azione di queste due faglie ha probabilmente influenzato l'evoluzione della valle del F.so La Carbonara, originariamente impostata lungo le strutture compressive, provocando la subsidenza e il conseguente sovralluvionamento del tratto compreso tra Verchiano e S. Lazzaro.

8. - Evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini intramontani

(con contributi di Laura Melelli e Paolo Paccara)

Dall'integrazione delle osservazioni di carattere geologico-strutturale, esposte nel paragrafo precedente, con i risultati degli studi geomorfologici (par. I.2) e stratigrafici (par. II.2) condotti nella parte nord-orientale del Foglio 324 "Foligno", è possibile trarre alcune conclusioni sulla evoluzione tettonico-sedimentaria delle conche intramontane di Cesi-Popola, di S. Martino e di Verchiano. Queste considerazioni tengono conto ovviamente anche dei risultati di studi precedenti, svolti anchesugli altri bacini che compongono il sistema di Colfiorito.

In generale, l'evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini di Cesi-Popola e di S. Martino si caratterizza per l'interferenza e la competizione tra la subsidenza locale, al tetto delle faglie bordiere SO-immergenti, e il sollevamento regionale, che prevale a partire dal Pleistocene medio (Ambrosetti *et alii*, 1982). Infatti i bacini di Cesi-Popola e di S. Martino si impostano nel Pleistocene inferiore, contemporaneamente agli altri bacini del sistema di Colfiorito e ad altre conche

PROGETTO CARG

intramontane di questo settore dell'Appennino (Norcia e Gubbio, Brozzetti & Lavecchia, 1994; Pucci *et al.*, 2003). In questa fase i bacini di Cesi-Popola e di S. Martino sono collegati tra loro e probabilmente anche con le altre depressioni del sistema di Colfiorito: in tutti questi bacini, a carattere endoreico, si deposita una successione prevalentemente fine, di ambiente fluvio-lacustre, qui descritta come subsintema di Cesi (CFT_1). Gli studi intrapresi nella zona di Colfiorito dopo gli eventi sismici del 1997 mettono in luce depositi continentali di almeno 100 m di potenza nel sottosuolo della attuale piana di Colfiorito, almeno in parte riconducibili, come età deposizionale, al Pleistocene inferiore-medio (Messina *et alii*, 2002; Galadini *et alii*, 2003; Giaccio *et alii*, 2004).

Se la distribuzione iniziale dei bacini del sistema di Colfiorito appare ereditata dalla tettonica compressiva (molti bacini si allineano lungo le sinclinali), la loro successiva evoluzione è modificata e alla fine controllata dalle faglie normali SO-immergenti, la cui attività inizia durante la deposizione del subsintema di Cesi (circa 1 Ma) e prosegue fino ad oggi con gli stessi caratteri, come indicato dalla sismicità dell'area, con uno *slip rate* medio di poco superiore a 0,5 mm/anno.

La deposizione della successione fluvio-lacustre termina all'inizio del Pleistocene medio (circa 700 ka), quando l'entità del sollevamento regionale prevale sulla subsidenza locale, al tetto delle faglie dirette. A partire da questo momento la sedimentazione in questi bacini è molto scarsa, come pure in tutti i bacini continentali della regione.

Attorno a 420 ka si depone il subsintema di Voltellina (CFT_2), in ambiente fortemente ossidante e ricco di apporti vulcanoclastici, presente con caratteri ed età del tutto simili anche in altri bacini della regione (p. es. Norcia, Brozzetti & Lavecchia, 1994). Questa sottile successione si depone in discordanza sui depositi fluvio-lacustri più antichi, in precedenza erosi e tiltati per effetto della tettonica.

Negli ultimi 400 ka la sedimentazione è del tutto assente, se si escludono le coltri detritiche di pendio che si sviluppano in corrispondenza dei versanti di faglia, in particolare durante gli intervalli freddi del Pleistocene superiore.

Superfici spianate continue e regolari si sviluppano in corrispondenza delle superfici di deposizione del subsintema di Voltellina, disposte in genere a quote comprese tra 880 e 920 m s.l.m.. Le superfici sono conservate solo al tetto del sistema di faglie dirette principali del Sistema di Colfiorito e talvolta appaiono dislocate in corrispondenza di *splays* sintetici o antitetici.

Il proseguire del sollevamento regionale induce il progressivo arretramento delle testate dei fiumi, in particolare di quelli a drenaggio tirrenico, che negli ultimi 400 ka incidono nuove valli, profonde alcune centinaia di metri, nel paesaggio originariamente dolce della regione, raggiungendo i bacini a fondo piatto ed erodendone rapidamente i depositi. Il fenomeno è osservabile in modo spettacolare nel bacino di S. Martino, dove l'erosione è operata del F.so del Percanestro.

Per quanto riguarda il piccolo bacino di Verchiano, la sua storia evolutiva è assai più enigmatica, principalmente perché la successione di riempimento non

PROGETTO CARG

è esposta, né esistono dati di sottosuolo. Infatti il bacino, la cui quota è ancora oggi quasi in equilibrio con quella del F. Menotre, si presenta tuttora come una conca a fondo piatto, non ancora modificata da azioni erosive recenti. In queste condizioni i depositi del Pleistocene inferiore e medio, se presenti, sono coperti da una sottile coltre di depositi colluviali e alluvionali recenti. Solo in prossimità di Verchiano sono stati osservati dei depositi rubefatti, assimilabili a quelli del subsintema di Voltellina.

3.5. - Altre faglie dirette recenti

La fascia compresa tra i due sistemi di faglie dirette principali sopradescritti, cioè tra la Valle Umbra e la piana di S. Martino, è relativamente meno deformata ad opera della tettonica estensionale. Tuttavia in tutta la fascia sono state cartografate numerose faglie dirette recenti, con direzione prevalentemente NO-SE: i rigetti massimi di queste faglie non superano però i 200 m.

I segmenti di faglia diretta con maggiore continuità longitudinale sono quelli di Volperino-P.zo Civitella e di M. Jugo, sviluppate rispettivamente a NO e a SE del bacino di Verchiano.

Nel quadrante sud-orientale sono presenti alcune faglie dirette con direzione N-S e immersione occidentale. Tra queste merita di essere menzionata la faglia diretta, con direzione N-S, che borda verso ovest la parte settentrionale dell'anticlinale di M. L'Aspro. Questa faglia, la cui origine come abbiamo visto è probabilmente collegata alla tettonica sinsedimentaria giurassica, è stata riattivata nel Quaternario, come indicato, oltre che dall'evidenza morfologica, dalla presenza di un potente deposito di travertini (zona di Triponzo) e dalla sorgente termale di Bagni di Triponzo.

3.6. -Sismicità e tettonica attiva

(con contributi di F. Mirabella e A. Motti)

La fase tettonica estensionale, che abbiamo descritto nel paragrafo precedente, è tuttora attiva e le strutture ad essa relazionate sono responsabili dei terremoti che hanno interessato l'area del Foglio 324 "Foligno" e della regione circostante, come risulta chiaro già dalla distribuzione della sismicità storica e strumentale (Fig. 40).

La porzione di catena che ricade nel Foglio 324 "Foligno", come pure i settori ad essa contigui, è interessata da una diffusa microsismicità, rilasciata in modo pressoché continuo. Più sparsa è la microsismicità che interessa la Valle Umbra (nella parte occidentale del foglio) e la catena dei M. Martani (a ovest del foglio).

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda i terremoti storici, la maggior parte di questi eventi possono essere connessi ai due principali sistemi estensionali della regione: quello che interessa la zona assiale della catena, che ha rilasciato gli eventi più energetici, e quello della Valle Umbra, che interessa più direttamente il foglio.

Tra i terremoti collegati alle strutture della Valle Umbra, il più importante e meglio documentato è quello del 13/01/1832, con epicentro a ovest di Foligno, che interessò tutto il settore compreso tra Assisi e Trevi, con intensità massima 8-9. Simile per area di risentimento, ma con minore intensità, si manifesta il successivo evento del 12/02/1854, con epicentro a Bastia. Il terremoto di Assisi, del 26/03/1915 ha un'area di risentimento più vasta e spostata più a nord, ma arriva comunque ad interessare la città di Foligno. Legati alle strutture della Valle Umbra sono anche alcuni terremoti "locali", il più importante dei quali con epicentro a Foligno il 02/02/1477 (I=7-8). Sempre a Foligno abbiamo i due eventi (I=6) del

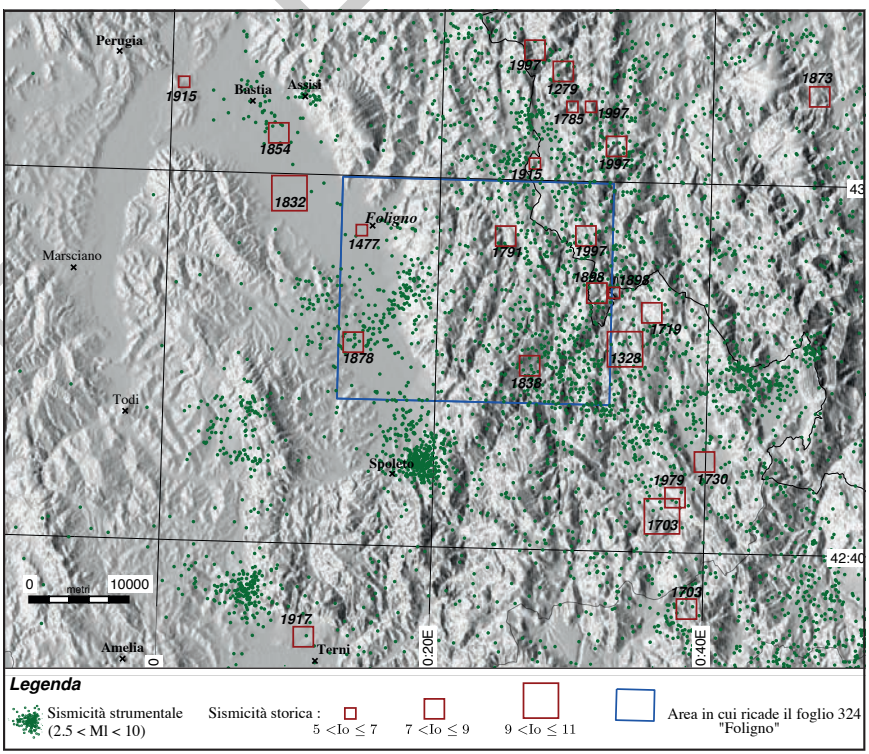


Fig. 40 - Sismicità storica e strumentale del Foglio Foligno e delle aree limitrofe. La sismicità strumentale (2.5<Ml<10), relativa al periodo è ricavata dal bollettino sismico italiano (http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp). La sismicità storica, ricavata dal catalogo dei forti terremoti italiani (461 a.C. - 1997, Boschi et alii, *2000) con massima intensità epicentrale > 4.1 (gradi della scala MCS), mostra come l'area sia stata interessata da numerosi terremoti, anche forti, a partire dal 1279*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 134 10/09/15 10:49

06/06/1935 e del 05/04/1936, mentre a Trevi abbiamo un evento il 24/11/1592, con I=7. Ad ovest della Valle Umbra, sulla catena dei M. Martani, si localizza il terremoto di Massa Martana del 12/05/1997 (I=6).

Legati alle strutture estensionali della zona assiale della catena appenninica sono invece i numerosi terremoti che interessano il Sellanese e tutta l'area NE del foglio (Verchiano, Montesanto, Mevale, Rasenna, ecc.). Tra questi, ricordiamo: il terremoto del 04/12/1328 (I=10), che colpisce un'area piuttosto vasta ma produce i maggiori danni tra Montesanto e Preci; il terremoto del 14/02/1838 (I=8), che interessa l'alta Valnerina e alcuni centri compresi nel foglio, come Verchiano e Postignano; il terremoto del 25/08/1898, localizzato a est di Sellano, nella zona di Chiusita, Mevale e Rasenna. In questo settore si localizza anche la parte meridionale della sequenza sismica del 1997-98, e in particolare la scossa (M=5.5) del 14 ottobre 1997. Il territorio del Foglio 324 "Foligno" risente però anche (e soprattutto) di altri terremoti appenninici, localizzati più a nord (il più importante quello del 1279, che colpisce una zona molto simile a quella del 1997, visto che le località più danneggiate sono Serravalle e Nocera Umbra); o più a sud, come quello reatino-nursino del 1703 (che interessa un vasto settore dell'Appennino e rappresenta il terremoto più forte della regione) e gli altri terremoti di Norcia, come quelli del 1730 e del 1979.

In posizione intermedia tra la Valle Umbra e le strutture appenniniche sembra posizionarsi il terremoto di Scopoli del 11/10/1791, che interessa i monti ad est di Foligno.

Le relazioni tra tettonica estensionale quaternaria e sismicità non sono solo evidenziate dalla distribuzione della sismicità, ma anche dalla cinematica degli eventi principali: i meccanismi focali disponili evidenzino che i terremoti più importanti della regione sono avvenuti tutti su faglie normali con direzione NO-SE (cfr. Ciaccio *et alii*, 2006 per una sintesi).

La deformazione estensionale in atto è stata di recente evidenziata anche dai dati geodetici sulla deformazione a breve termine (GPS, InSar., D'Agostino *et alii*, 2009): i dati GPS, sia pure preliminari, mostrano infatti nell'area del foglio una deformazione estensionale in direzione ENE, con un tasso di circa 1.5 mm/anno (le stazioni sono collocate a Todi, Foligno e Camerino).

Una descrizione più completa dei terremoti della regione, dei loro effetti e del contesto sismotettonico che li caratterizza esula dagli scopi di questa nota illustrativa. Si rimanda pertanto alla letteratura specialistica e ai vari *data-base* disponibili in rete, ad esempio attraverso i siti dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e del Dipartimento di Protezione Civile .

Per quanto riguarda gli aspetti applicativi connessi alla sismicità, questi sono trattati nel successivo cap. IV.3. Di seguito si riportano solo alcune informazioni, ritenute particolarmente significative.

Per il terremoto del 1477 (Io=6.5) sono disponibili solo poche informazioni,

PROGETTO SARG

relative alla città di Foligno (Boschi *et alii*, 1998). La prima scossa forte fu avvertita il 30 gennaio e la popolazione abbandonò le case cercando dei ripari all'aperto. La scossa più forte fu avvertita tra il 2 ed il 3 febbraio e causò danni in tutti i palazzi della città ed al palazzo priorale, di cui crollarono tre merli. La scossa fu avvertita anche a Perugia e Todi.

Il terremoto del 1791 (Io=8) fu avvertito distintamente a Foligno, dove causò molti danni presso abitazioni, palazzi e chiese. Furono danneggiati la chiesa di S. Lucia, che dovette essere rinforzata da uno sperone, il palazzo Apostolico e il palazzo Priorale. La scossa fu sentita distintamente anche a Perugia dove causò piccole fessurazioni nella volta della sacrestia della chiesa di S. Costanzo. La scossa fu avvertita anche ad Assisi, Spoleto, Tolentino e Roma.

La sequenza del 1838 (Io=8) colpì l'alta Valnerina. Essa fu caratterizzata da oltre 270 scosse delle quali tre più forti; causò molti danni nella città di Spoleto ma fu sentita anche a Sellano, Bevagna, Piedipaterno e Foligno. In base alle fonti, a Sellano crollarono diverse abitazioni, a Spoleto caddero molti comignoli.

L'evento del 1878 descritto come fortissimo (Io=10) causò danni di simile entità sia a Foligno che a Spoleto che a Trevi.

Per la sequenza del 1898 sono disponibili maggiori informazioni. La sequenza durò da aprile a settembre e la scossa più forte accadde il 25 agosto (Io=8); causò danni gravi nelle località di Chiusita, Mevale, Rasenna, Renaro, Preci. Successivamente, la scossa del 12 settembre causò la caduta del castello di Mevale già danneggiato da quella del 25 agosto.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - GEOLOGIA APPLICATA

1 - LE FRANE

(a cura di Giulia Felicioni, Barbara Mencaroni, Amalia Sorrentino)

In linea generale il Foglio 324 "Foligno" non si distingue dalle aree limitrofe per abbondanza di frane, anche in relazione alla significativa porzione occupata dalla pianura della Valle Umbra. L'insieme delle frane rilevate conferma sostanzialmente lo scenario già rappresentato nell'inventario IFFI (Inventario Fenomeni Franosi in Italia), dove la superficie instabile non supera complessivamente i 15 km^2 e le frane cartografate comprendono circa 800 eventi, con netta dominanza dei fenomeni di versante a cinematica lenta, prevalentemente scivolamenti rotazionali e traslativi, subordinatamente frane complesse e colamenti. L'indice di franosità stimato per il foglio indica che la superficie totale in frana non supera il 4% del territorio collinare-montano, valore decisamente inferiore alla media regionale, che il progetto IFFI attesta sull'8,74%.

Il territorio collinare-montano del foglio comprende in prevalenza corpi di frana quiescenti, che talora occupano interi versanti includendo frane secondarie che riattivano parzialmente gli accumuli più antichi. Per le caratteristiche geomorfologiche e strutturali, tale scenario è sensibile agli eventi meteoclimatici come alle azioni sismiche, che possono provocare nuovi dissesti o riattivare i fenomeni quiescenti.

L'instabilità diventa componente significativa del paesaggio geologico soprattutto nel territorio collinare-montano ad est della Valle Umbra, corrispondente

all'unità morfologica dei rilievi calcarei appenninici, dove affiorano i termini calcarei, calcareo-marnosi e marnoso-argillosi della successione carbonatica umbro-marchigiana, che ospitano fenomeni franosi di varia tipologia, ampiezza e stato di attività. Il paesaggio instabile si caratterizza non tanto per abbondanza di frane, quanto per la loro organizzazione entro sistemi franosi complessi, controllati dall'assetto geologico-strutturale.

Nelle formazioni calcaree e calcareo-marnose (Calcare Massiccio, Maiolica, Scaglia *s.l.*), soprattutto dove l'assetto strutturale comporta un'intensa fratturazione, sono frequenti i processi rapidi di versante (frane di crollo e caduta massi), che trovano le loro principali aree di alimentazione nelle gole e nelle pareti rocciose (Fig. 41) che fiancheggiano le valli del F. Corno e del F. Nera, dove generano frequentemente condizioni di rischio per la viabilità regionale e locale (Fig. 42).

Fig. 41 - Caduta massi dalle pareti in Scagli Rossa lungo la viabilità provinciale presso Cerreto di Spoleto (autore Servizio Geologico e Sismico).

note_324_Foligno_10_09-15.indd 138 10/09/15 10:49

Fig. 42 - Parete su calcari stratificati esposta a fenomeni di crollo presso l'abitato di Ponte (autore Donatella Frapiccini).

Nelle strette valli secondarie non mancano episodi di *debris flow*, correlati a piogge eccezionali spesso a carattere locale, che mobilizzano lungo gli impluvi gli accumuli detritici prodotti dal disfacimento delle pareti calcaree (Fig. 43). Fenomeni di versante a cinematica lenta e intermittente caratterizzano i paesaggi modellati nelle successioni calcareo-marnose e marnoso-argillose strutturalmente complesse (Marne a Fucoidi, Scaglia Variegata, Scaglia Cinerea, Bisciaro), dove si dispongono per lo più lungo i fronti di sovrascorrimento o in corrispondenza delle sinclinali.

Le principali forme di instabilità si distribuiscono nei sistemi idrografici F. Vigi-F. Nera e F. Corno-F. Nera, nel settore orientale del foglio, e subordinatamente a NE, nel sistema F. Menotre-F. Topino.

In destra idrografica del F. Vigi l'energia di rilievo è particolarmente alta nella zona di Macchia, frazione del comune di Cerreto di Spoleto posta sul versante SE del M. Maggiore, dove si osserva un'elevata concentrazione di scorrimenti rotoraslativi quiescenti ed attivi, anche profondi. In quest'area i processi di versante, complessi per tipologia e cinematismo, sono fortemente condizionati dal sovrascorrimento dei termini calcarei su quelli marnoso-argillosi; a monte di Macchia il contatto tettonico tra le formazioni della Maiolica e della Scaglia Cinerea è evidenziato da una brusca rottura di pendio, in cui i processi rapidi di versante

PROGETTO CARG

Fig.43 - *Colate rapide di detrito nel versante SE del rilievo di Cerreto di Spoleto (autore Servizio Geologico e Sismico).*

danno luogo a coni detritici e blocchi rocciosi, anche di notevoli dimensioni (Fig. 44); poco a nord di Macchia, in località Piano Eminente, scorrimenti attivi con superfici di scivolamento a profondità comprese tra 9 m e 14 m mettono a rischio la viabilità, coinvolgendo ripetutamente la strada provinciale Meggianese (Fig. 45).

Sempre in destra idrografica del F. Vigi, vaste frane quiescenti occupano i versanti su Scaglia Cinerea in prossimità del centro abitato di Sellano (Fig. 46), nell'area Valnerina, determinando condizioni di rischio attualmente mitigate con interventi realizzati contemporaneamente alla ricostruzione dopo la crisi sismica del 1997.

Per le caratteristiche di pericolosità geologica, Sellano e la località Macchia sono state riconosciute come aree di attenzione per il rischio idrogeologico in ambito PAI (Piano di Assetto Idrogeologico, Autorità di Bacino Fiume Tevere).

La valle del F. Menotre, nei pressi della confluenza con il F. Topino, è un

note_324_Foligno_10_09-15.indd 140 10/09/15 10:49

Fig. 44 - *Processi rapidi di versante a monte di Macchia (autore CNR-IRPI Perugia).*

Fig. 45 - *Interventi di sistemazione lungo la strada provinciale Meggianese (autore Servizio Geologico e Sismico).*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 141 10/09/15 10:49

Fig. 46 - *Scorrimento antico nel versante SE del colle di Sellano (autore Servizio Geologico e Sismico).*

altro areale che si distingue per esposizione al rischio idrogeologico; in destra idrografica la natura composita delle litologie crea le condizioni per una franosità diversificata, suscettibile ad attivazioni per fattori causali sia meteorologici che sismici. Rappresentativo è il territorio di Pale, centro abitato del comune di Foligno, edificato su uno sbarramento travertinoso del F. Menotre (Fig. 47) e dominato dall'imponente parete in Calcare Massiccio del Sasso di Pale, entrambi interessati da fenomeni di crollo, ribaltamento e caduta massi, aggravati dal terremoto del 1997; in particolare la forte scuotibilità dei travertini in fase sismica ha favorito l'innesco di nuovi dissesti parietali nella placca di travertino su cui sorge l'abitato (Fig. 48), determinando gravi condizioni di pericolo per l'area edificata, classi-

note_324_Foligno_10_09-15.indd 142 10/09/15 10:49

Fig. 47 - *Panoramica di Pale (autore Paolo Giglioni).*

Fig. 48 - *Pale, la parete di travertino destabilizzata dalle scosse sismiche del 1997 (autore Fiorella Patarini).*

note_324_Foligno_10_09-15.indd 143 10/09/15 10:49

ficata a rischio di frana molto elevato nel PAI e attualmente messa in sicurezza con interventi di consolidamento condotti nella fase di ricostruzione post sisma.

Più a valle, l'instabilità si incentra nel Fosso della Valletta, manifestandosi prevalentemente con scivolamenti quiescenti ed attivi che coinvolgono, con significative componenti traslative, le coperture detritiche che caratterizzano il versante sinistro; il movimento più esteso e con maggiori implicazioni di rischio interessa il piccolo centro abitato di Liè, in comune di Foligno (Fig. 49); la frana, la cui evoluzione è strettamente influenzata dall'attività erosiva del fosso, ha subito una significativa riattivazione in seguito all'evento meteorologico del gennaio 1997, dovuto al rapido scioglimento della neve, ed è stata successivamente aggravata delle scosse sismiche del 1997; le condizioni di rischio sono oggi mitigate da interventi di bonifica realizzati con finanziamenti regionali.

In destra idrografica, l'assetto geomorfologico e l'affioramento di litologie prevalentemente marnose (Schlier, Scaglia Cinerea) favoriscono il verificarsi di colate rapide di detrito associate a fenomeni erosivi (Fig. 50).

Meno caratterizzata è la distribuzione delle frane nei rilievi collinari delle unità terrigene e continentali: nel settore SO del foglio, contraddistinto dall'affioramento dei depositi clastici plio-pleistocenici delle Unità di Bevagna e Montefalco

Fig. 49 - *Scivolamento su detriti di falda a Liè (autore Servizio Geologico e Sismico).*

PROGETTO

Fig. 50 - Fenomeni erosivi associati a colate rapide in destra idrografica del fosso della Valletta (autore CNR-IRPI Perugia).

e subordinatamente dalla formazione Marnoso-Arenacea Umbra, la morfogenesi gravitativa dà luogo a frane prevalentemente superficiali con ricorrenza stagionali. Analogamente avviene nel settore NO del foglio, in corrispondenza dei rilievi collinari della valle del F. Topino, dove affiorano unità terrigene prevalentemente marnose: qui in particolare le frane si concentrano nella zona di La Valle, piccolo borgo sul versante meridionale del rilievo di San Lorenzo Vecchio, in destra idrografica del F. Topino; si tratta di scivolamenti rotazionali e traslativi condizionati dall'assetto strutturale, la cui evoluzione è strettamente correlata alla piovosità.

Per la sua elevata sismicità storica il territorio del foglio è particolarmente esposto al rischio di frane sismo-indotte, rischio che si è evidenziato con particolare gravità con la crisi sismica del 1997. In particolare la scossa di Sellano del 14 ottobre 1997, di notevole intensità (M = 5.4), ha generato numerose frane in roccia dalle pareti calcaree lungo le valli del F. Nera e del F. Corno, prossime all'area epicentrale e caratterizzate dall'affioramento di formazioni carbonatiche intensamente fratturate: in questi litotipi è più evidente il legame tra sismicità e dissesto ed i fenomeni di crollo rappresentano i casi più frequenti di frane sismo-indotte. Gli effetti sulla franosità si sono avvertiti tuttavia anche in ambiente terrigeno come riattivazione di frane preesistenti, soprattutto scivolamenti di detrito sul *bedrock*, come nel caso di Franca, frazione del comune di Foligno. Da ricordare infine gli effetti al suolo in corrispondenza dei banchi di travertino, caratterizzati da numerosi episodi di crollo parietale favoriti dalla forte amplificazione sismica degli ammassi litoidi, che hanno colpito in particolare i siti di Triponzo nella valle del F. Nera (Fig. 51) e di Pale in quella del F. Menotre.

PROGETTO

Fig. 51 - *Triponzo, pareti in travertino lungo il F.Nera destabilizzate dalle scosse sismiche del 1997 (autore Donatella Frapiccini).*

2. - SISMICITÀ STORICA E PERICOLOSITÀ SISMICA

(*a cura di* Arnaldo Boscherini, Andrea Motti)

L'area del Foglio 324 "Foligno" è stata interessata da forti eventi sismici. Il catalogo parametrico dei terremoti italiani NT 4.1 in un'area circolare di 18 km di raggio, centrata sul centro del foglio (Lat. 42,90°, Log. 12,83°), indica l'elenco dei forti terremoti (I ≥ 7) con probabile epicentro ricadente all'interno del foglio, come indicato in tabella 1. In tabella 2 sono invece riportati i terremoti il cui probabile epicentro ricade in un'area più vasta di 50 km di raggio.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale riferita all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20.03.2003, n. 3274, per i territori comunali compresi nel foglio, indica valori di accelerazioni massime attese con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (TR 495 anni) pari 0,25 g nei settori più sud-orientali. La classificazione attualmente vigente, approvata a seguito dell'Ordinanza di cui sopra nel giugno 2003, inserisce quasi tutto il territorio del foglio in zona I che ha come accelerazione d'ingresso 0,25 g.

La zonazione sismogenetica più recente, la ZS9, assegna quasi tutto il territorio del foglio alla zona 919 (Appennino Umbro), che è contraddistinta da uno strato sismogenetico compreso tra 8 e 12 Km di profondità e da un prevalente meccanismo di fagliazione di tipo normale con valori massimi di magnitudo attesi di 6,14.

3 - MICROZONAZIONE SISMICA

(*a cura di* Arnaldo Boscherini, Andrea Motti)

A seguito delle crisi simiche del 1997-98 sono state eseguite microzonazioni sismiche di tipo speditivo e strumentali. Nel 1998 la Regione Umbria ha effettuato una microzonazione sismica strumentale (Regione Umbria, 1998) nel centro storico di Foligno e nell'area di raccordo con il versante orientale (Regione Umbria, 2004). Le caratteristiche della microzonazione simica strumentale sono di seguito illustrate.

La città di Foligno e il suo comprensorio comunale è posizionato nella parte nord-orientale della Valle Umbra meridionale e costituisce un importante insediamento urbano di medio-grandi dimensioni dell'Umbria, che presenta dal punto di vista urbanistico sia un centro storico con rilevanti beni monumentali, sia diverse aree di espansione ad uso civile ed industriale. Dal punto di vista geologico esso si sviluppa su zone detritiche *s.l.* e sui sedimenti quaternari di tipo fluvio lacustre del fiume Topino, intorno al quale è edificato il centro storico, limitati ad est dagli affioramenti delle unità Umbro-Marchigiane. Le strutture superficiali e profonde presentano un andamento cilindrico con asse nord-sud che costituisce l'andamento generale della Valle Umbra meridionale. Per le sue peculiarità di tipo urbanistico e geologico Foligno costituisce quindi un centro urbano "tipo"

PROGETTO CARG

Tabella 1 - *Intensità dei terremoti storici ricadenti in un'area circolare di raggio R = 18 km, circa corrispondente al Foglio 324 "Foligno".*
I dati sono estratti dal Catalogo Parametrico dei terremoti italiani.

Località	Anno	Intensità epicentrale	M
Norcia	1328	100	6.44
Foligno	1477	75	5.37
Trevi	1592	70	5.17
Spello	1702	70	5.17
Spoleto	1703	70	5.17
Spoleto	1704	70	5.17
Alta Valnerina	1719	75	5.32
Montefalco	1740	70	5.17
spoletino	1767	75	5.44
Scopoli	1791	75	5.32

Località	Anno	Intensità epicentrale	M
Foligno	1832	85	5.80
Valnerina	1838	80	5.63
Montefalco	1878	80	5.55
S.Anatolia	1897	70	5.17
M. Fema	1898	70	5.17
Visso	1898	70	5.09
M. Fema	1974	70	4.73
Appennino umbro-marchigiano	1997	85	6.05

Tabella 2 - *Intensità dei terremoti storici ricadenti in un'area circolare di raggio R = 50 km, centrata sul Foglio 324 "Foligno".*

Località	Anno	Intensità epicentrale	M
Norcia	-99	80	5.57
Spoleto	1246	75	5.37
Spoleto	1277	80	5.57
Camerino	1279	100	6.33
reatino	1298	85	5.93
Norcia	1328	100	6.44
Foligno	1477	75	5.37
Trevi	1592	70	5.17
Gubbio	1593	75	5.50
Cascia	1599	85	5.82
Fossato di Vico	1612	70	5.13
Accumoli	1627	75	5.37
Amatrice	1639	100	6.26
Spoleto	1667	70	5.17
Norcia	1702	70	5.17
Spello	1702	70	5.17
Appennino reatino	1703	110	6.81
Spoleto	1703	70	5.17
Spoleto	1704	70	5.17
Acquasparta	1707	75	5.16
Narni	1714	75	5.37
Cascia	1716	70	5.17
Alta Valnerina	1719	75	5.32
Norcia	1730	85	5.85
Montefalco	1740	70	5.17
Spoleto	1745	75	5.37
Fiuminata	1747	90	5.93
S. Gemini	1751	70	5.11
Gualdo Tadino	1751	100	6.30
S. Gemini	1753	70	5.17
M. Terminillo	1760	70	5.17
Umbria	1766	70	5.17
spoletino	1767	75	5.44
Piediluco	1785	80	5.48

Località	Anno	Intensità epicentrale	M
Scopoli	1791	75	5.32
Ferentillo	1792	70	5.17
Camerino	1799	90	5.93
Norcia	1815	75	5.37
Foligno	1832	85	5.80
Valnerina	1838	80	5.63
Spoleto	1853	70	5.17
Bastia Umbra	1854	75	5.37
Norcia	1859	85	5.70
Marche meridionali	1873	80	5.88
Montefalco	1878	80	5.55
Serravalle	1879	70	5.22
Accumoli	1883	70	5.15
Visso	1884	70	5.17
Poggio Bustone	1885	70	5.17
Baiano	1895	70	5.17
S. Anatolia	1897	70	5.17
M. Fema	1898	70	5.17
Visso	1898	70	5.09
S. Anatolia	1910	75	5.37
Accumoli	1910	70	5.17
Gualdo Tadino	1914	70	5.17
Cittareale	1916	75	5.48
ternano	1917	75	5.11
Sarnano	1921	70	5.06
Caldarola	1936	70	4.83
Deruta	1941	70	5.17
Accumoli	1950	70	5.17
Sarnano	1951	70	5.31
Castel Ritaldi	1957	70	5.17
Baiano	1962	70	5.17
M. Fema	1974	70	4.73
Valnerina	1979	85	5.90
Gubbio/Valfabbrica	1984	70	5.68

PROGETTO CARG

di tale area, il cui studio dal punto di vista sismico costituisce un *case history* di importanza rilevante per l'area. Facendo seguito alla Delibera della Giunta Regionale del 31/12/1997 n. 8768, l'Istituto di Ricerca sul Rischio Simico di Milano ha proceduto alla installazione della strumentazione per la registrazione di eventi sismici nell'area urbana di Foligno allo scopo di acquisire dati utili allo studio degli effetti di amplificazione sismica locale legati alle caratteristiche geologiche e fisiche delle coperture superficiali.

L'acquisizione dei dati sismometrici nel comprensorio di Foligno è stata effettuata nel periodo 10/02/1998-13/05/1998. Preventivamente i tecnici della Regione hanno effettuato un rilievo geologico e diversi sopralluoghi al fine di scegliere i siti di registrazione. Tale scelta è stata altresì valutata dai tecnici dell'IRRS sia in fase di progetto che in fase di installazione della strumentazione. La registrazione dei dati è stata effettuata in due fasi temporali successive che si differenziano per la geometria d'acquisizione. Le due fasi hanno consentito di campionare complessivamente gli effetti di amplificazione sismica locale in 19 siti differenti. Alcune localizzazioni sono riportate in Fig. 4.12, che utilizza come base uno stralcio dell'ortofotocarta in scala 1:10.000 "Foligno" della Regione Umbria.

Durante la prima fase, durata dal 13 febbraio al 26 marzo 1998, sono state installate 12 stazioni (BEL, PSM, WER, REJ, SMK, SPT, WAD, SEP, WAR, CSM, CBO, CSK). La geometria della microrete sismometrica, di seguito chiamata *array,* della prima fase è stata impostata principalmente sulla base di due criteri guida:

- a) campionare gli effetti di sito lungo una sezione perpendicolare all'asse della piana Folignate (stazioni lungo la sezione E-O avente come estremi BEL e SPT (Fig. 52), passando dagli affioramenti della successione carbonatica umbro-marchigiana alle unità continentali della Valle Umbra, caratterizzate da spessori rilevanti (>>50 m));
- b) estendere arealmente la sezione principale campionata al centro storico.

Nella seconda fase di acquisizione l'*array* ha acquisito dal 26 marzo al 13 maggio 1998 con 13 stazioni, 7 delle quali poste in siti diversi rispetto a quelli dell'*array* della prima fase (BEL, BSE, PSM, WER, REJ, SMK, SEP, XKU, KOM, SKA, SPI, IPS, WMA).

Per l'acquisizione dei dati sono stati utilizzati come acquisitori 13 stazioni digitali mobili del tipo Lennartz Mars88/FD 16 bit equipaggiate con sensori velocimetrici Mark L4C/3D con frequenza propria 1 Hz e smorzamento 0.72 caratterizzati da costanti elettrodinamiche aventi valori di circa 1.6 V/cm/s.

Al fine di operare una sintesi dei risultati si è proceduto ad una elaborazione dei risultati mirata alla individuazione delle caratteristiche simili dei diversi siti. La procedura di elaborazione è stata la stessa per le due basi di dati e consta essenzialmente del calcolo degli spettri e dei rapporti spettrali. Questi ultimi sono stati ottenuti sia calcolando per ogni componente il rapporto tra lo spettro al sito e quello del sito di riferimento, di seguito indicati con RSR, e calcolando per ogni

PROGETTO CARG

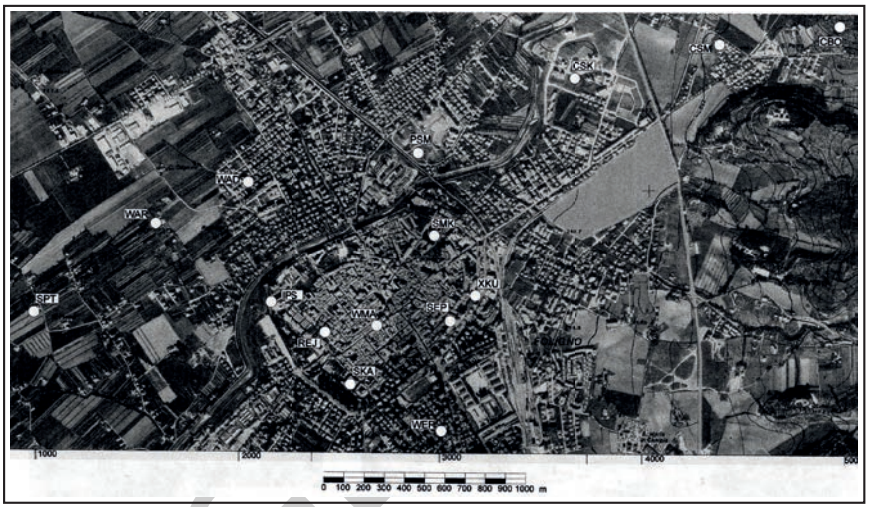


Fig. 52 - *Ubicazione delle stazioni: area di Foligno centro storico e zone circostanti.*

sito la funzione ricevitore (RF) ossia il rapporto tra le componenti orizzontali e la componente verticale. In entrambi i casi sia gli eventi che la porzione di segnale considerata, relativa alle onde di taglio S e alla loro coda, sono state le stesse e così anche la procedura di calcolo degli spettri e dei rapporti spettrali.

Ciò considerato si sono classificati i valori di RSR in tre classi qualunque sia la frequenza in cui essi si presentavano:

- classe 1: 1<RSR<2.5, bassa amplificazione;
- classe 2: 2.5<RSR<5.0, amplificazione media;
- classe 3: RSR>5.0, amplificazione alta.

Alla luce di altri studi effettuati in occasione del lavoro di microzonazione sperimentale per l'Umbria e le Marche tali classi sono risultate appropriate per effettuare una zonazione degli effetti di sito in presenza di situazioni geologico-strutturali, morfologiche e geolitologiche simili a quelle presenti nel comprensorio di Foligno.

Una prima analisi è basata sulla valutazione quantitativa della similarità nella forma degli RSR ottenuti in entrambe le fasi utilizzando il calcolo della correlazione ed effettuando una classificazione del grado di correlazione. Va sottolineato che tale analisi è solo limitata allo studio dell'andamento in funzione della frequenza degli RSR e non ai valori che essi assumono.

Una valutazione areale circa i livelli di amplificazione possono invece essere dedotti da una analisi per bande di frequenze dei valori medi di RSR. Analizzando il *contour* relativo a 0.5-5 Hz (Fig. 53) si evidenzia come all'interno delle stazioni del centro storico sia possibile effettuare una ulteriore differenziazione

PROGETTO CARG

tra le stazioni a ridosso del F. Topino e quelle più distanti che permettono di ipotizzare un'influenza delle strutture sepolte superficiali che caratterizzano la zona dell'alveo del fiume stesso. L'analisi degli elaborati relativi alla banda 5-10 hz ha mostrato una generale dispersione dei dati, essendo tale banda legata a strutture più locali.

Le considerazioni e i risultati sopra riportati hanno consentito di eseguire una zonazione degli effetti di sito sulla base dei dati sperimentali (Fig. 54).

In tale ipotesi di zonazione si sono individuate le seguenti zone:

- Zona A dove non sono rilevati effetti di amplificazione (siti BEL, CBO, BSE);
- Zona B di alta amplificazione includente i siti CSM, SPI, KOM e WER;
- Zona C di media amplificazione (restanti siti).

Nell'ultima zona si individua una subzona individuata dall'area circostante i siti WAR, WAD, PSM, IPS, SMK e CSK posti a ridosso del F. Topino. In tale area viene anche incluso il sito CSK data la sua vicinanza al fiume stesso e sulla base di quanto detto nella discussione di dettaglio dei risultati della I fase.

A seguito del confronto con i dati geolitologici e del danneggiamento, si è individuata una classe di amplificazione intermedia tra le classi 2 e la 3, e quindi di una zona C2.

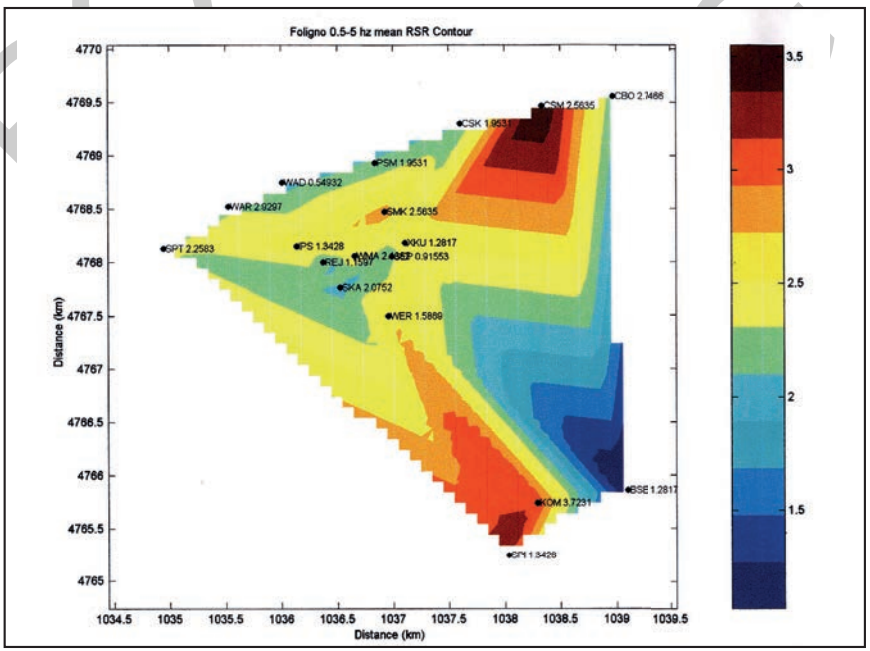


Fig. 53 - Contour *relativo all'analisi per bande di frequenze dei valori medi di RSR.*

PROGETTO

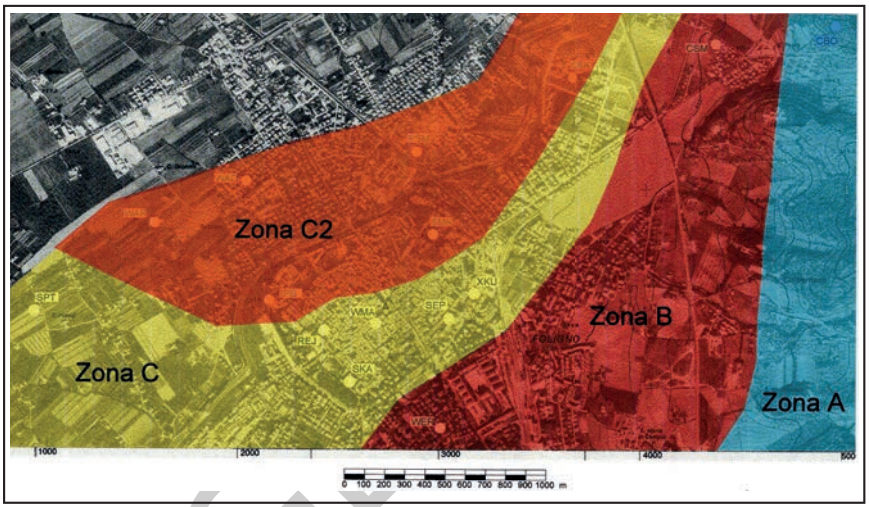


Fig. 52 - *Ubicazione delle stazioni: area di Foligno centro storico e zone circostanti.*

4. - PROVE IN SITO E PARAMETRI GEOTECNICI

(a cura di Andrea Motti, Norman Natali*)*

Per la definizione dei parametri geotecnici sono stati consultati gli elaborati geologici a corredo delle indagini di microzonazione sismica eseguite dalla Regione Umbria e dei progetti di esecuzione di importanti opere pubbliche, tra cui l'ospedale di Foligno, il progetto della S.S. n. 77 Val di Chienti, il progetto dell'area per la protezione civile di Foligno e la raccolta dati geognostici effettuata con l'esecuzione del progetto di cartografia geologica e geotematica alla scala 1:10.000 della Regione Umbria.

I dati provenienti da prove di laboratorio, eseguite sul campione tal quale nel caso di depositi coerenti o sabbiosi o sulla frazione fina nel caso di depositi ghiaiosi, sono stati raggruppati come valore medio per ogni unità stratigrafia dei depositi continentali. Nella tabella 3, per i dati disponibili, sono indicate le proprietà indice e i parametri meccanici.

Le prove geofisiche in foro *down hole* e *cross hole* hanno fornito i seguenti valori delle Vs (velocità delle onde sismiche di taglio o secondarie):

suolo e riporti, Vs compresa tra 150 e 400 m/s;

depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi, Vs compresa tra 400 e 700 m/s;

depositi alluvionali prevalentemente sabbio-limosi, Vs compresa tra 200 e 600 m/s;

depositi detritici, Vs compresa tra 300 e 600 m/s;

depositi travertinosi, Vs compresa tra 200 e 400 m/s;

PROGETTO CARG

Tabella 3 - *Parametri geotecnici medi. Legenda: h - riporti, b - depositi alluvionali, f1- travertini, SVUa - Unità di Bevagna. Simboli: gamma peso dell'unità di volume (g/cmc), W - contenuto d'acqua, Sr - grado di saturazione, e - indice dei vuoti, Ip - indice di plasticità, D - frazione argillosa passante al setaccio 0,002mm, Cu - coesione non drenata (kPa), C' - coesione efficace (kPa), fi' - angolo di attrito, fi_r - angolo di attrito residuo. I valori singoli sono contrassegnati con asterisco *.*

	h	b	f1	SVUa
gamma	*1,8	1,89	1,7	2.10
W	*0,28	35		22
Sr		97		
e		0.92		
Wl		53		52
Ip		27		21
C_u		83	11000	100
C′	*1	14		
fi′	*30°	23°		
fi_r		*25°		

Nella tabella 4 si sono indicate le proprietà indice e i parametri geomeccanici derivanti da prove di laboratorio eseguite su campioni di rocce della successione stratigrafica calcarea umbro-marchigiana.

Tabella 4 - *Parametri geotecnici medi. Legenda: BIS - Bisciaro, SCC - Scaglia Cinerea, SAA - Scaglia Rossa, SBI - Scaglia Bianca al passaggio con le Marne a Fucoidi, FUC - Marne a Fucoidi, MAI - Maiolica, CDU - Calcari Diasprigni, MAS - Calcare Massiccio. Simboli: gamma peso dell'unità di volume (g/cmc), Vp - velocità delle onde P (m/s), σc - compressione semplice (MPa), ν - coefficiente di Poisson, Cg - coesione di taglio su giunto (Mpa), φg - angolo di attrito su giunto, σ1-σ3 - compressione triassiale media (MPa), Ct - coesione triassiale (MPa), fi t - angolo di attrito da prova triassiale. I valori singoli sono contrassegnati con asterisco *.*

	BIS	SCC	SAA	SBI	FUC	MAI	CDU	MAS
gamma	*2.35	2.42	25.5	2.51	2.45	2.61	2.63	2.67
Vp		2520	4550	4440	2870	5300	6370	5260
σc	*59	11.26	13.7	6.5	21.2	19.3	78	18
ν	*0.25	0.33	0.27	*0.33	0.27	0.26	0.23	0.26
Cg			0.59			0.64		
φg			27°			34°		
σ1-σ3			59.5			120		
ν			0.25			0.23		
Ct			6.66			12.9		
Fi t			46°			53°		

PROGETTO CARG

5. - RISORSE LITOMINERARIE

(*a cura di* Gianluigi Simone)

Nell'ambito del Foglio 324 "Foligno" l'attività estrattiva (attualmente regolata dalla Legge Regionale n. 2/00, a cui sono seguite modifiche ed integrazioni) (Regione Umbria, 2005) è distribuita nel territorio montano della struttura appenninica umbro- marchigiana.

Tra le rocce calcaree la formazione più utilizzata è quella del Calcare Massiccio, molto ricercato perché costituito da carbonato di calcio al 100% ed esente dalla presenza di livelli e noduli di selce che usurano i macchinari di trattamento. Il Calcare Massiccio ha inoltre il pregio di essere estratto in blocchi e massi di grandi dimensioni oppure frantumato fino alle dimensioni ottimali per l'uso richiesto. Nella zona industriale di Foligno sorgono importanti stabilimenti dal punto di vista industriale, che attraverso la macinatura del Calcare Massiccio prelevato nelle aree a monte producono cemento e calce. Le cave che interessano la formazione del Calcare Massiccio sono localizzate: in loc. Cancelli del Comune di Foligno ad una quota di 950 m s.l.m., sulla propaggine sud-orientale di M. Aguzzo (fig. 55); in un'imponente cava alla quota di 290 m s.l.m. nei pressi della loc. S. Stefano dei Piccioni, molto vicina agli stabilimenti di lavorazione prima citati; in Comune di Trevi nei pressi della loc. Manciano, ad una quota di 450 m s.l.m., sulle pendici meridionali di M. Matigge; sul versante orientale di M.

Fig. 55 - *Cava sul Calcare Massiccio in loc. Cancelli del Comune di Foligno.*

PROGETTO

Cervara, nel Comune di Sellano (Fig. 56). Alcune di queste cave si sono insediate ancor prima dell'emanazione dei provvedimenti e delle leggi in materia di cave (L.R. n. 28/80) (Regione Umbria, 2000); hanno potuto comunque godere nel corso degli anni dei provvedimenti autorizzativi che hanno consentito un ampliamento delle attività.

Queste cave sono di notevole impatto ambientale e paesaggistico, in quanto sono cave di versante e risultano ben visibili fino a lunghe distanze; inoltre in alcuni casi il rilievo è stato attaccato partendo dalla base (cave pedemontane) e la quota più bassa dei lavori è corrispondente alla pianura antistante il rilievo. Tale tecnica ha comportato la realizzazione di fronti di cava eccessivamente alti e subverticali, non opportunamente mascherati da gradoni con quinte ed alberature.

Le nuove tecniche di coltivazione dei materiali hanno previsto l'abbattimento dei materiali procedendo dall'alto verso il basso formando delle microgradonature che sono poi state successivamente rinterrate rilasciando una pendenza di versante unica. Tale metodologia ha consentito che le operazioni di ripristino ambientale eseguite contestualmente alla fase di escavazione siano risultate di maggiore successo per la maggiore ampiezza della superficie rinverdita associata all'utilizzo di tecniche di bioingegneria.

Nella realtà delle cave presenti nel Foglio 324 "Foligno" l'adozione iniziale di vecchie tecniche di coltivazione soppiantate negli ultimi anni dalle nuove ha determinato una situazione complessa di difficile definizione tipologica.

Fig. 56 - *Cava sul Calcare Massiccio in loc. Cervara del Comune di Sellano.*

PROGETTO

Ai margini orientali della Valle Umbra, in corrispondenza dei depositi recenti di raccordo tra il fondovalle e le pendici montane (detriti di falda e conoidi di deiezione), sono stati aperti nel tempo vari esercizi di cava rivolti all'estrazione di materiale ghiaioso e sabbioso, da utilizzare come inerte per la lavorazione del calcestruzzo. Questo tipo di cava è stato realizzato in contesti morfologici pianeggianti o semipianeggianti secondo una metodologia di scavo a fossa per splateamenti successivi oppure in un unico splateamento, senza interferire con il livello piezometrico della falda acquifera. L'estrazione della ghiaia è avvenuta in vari parti della valle ed attualmente è attiva solamente in loc. Moano (fraz. S. Eraclio di Foligno). La durata dell'esercizio è solitamente di qualche anno ed il ripristino ambientale, che prevede il colmamento della superficie di scavo ed il recupero dell'originaria quota topografica, nasconde completamente i segni del passato esercizio (Fig. 57).

In loc. Ottaggi (Comune di Sellano), in corrispondenza delle pendici meridionali di Monte Puro, ad una quota di 895 m s.l.m., insiste un esercizio di cava che estrae i calcari della Maiolica: il materiale è utilizzato per la produzione della calce e di una polvere finissima detta "bianco santo", prevalentemente utilizzata per gli intonaci.

Sempre nel Comune di Sellano, appena sotto il castello di Postignano, un potente e vasto banco di travertino fitotermale è stato utilizzato per la costruzione di

Fig. 57 - Cava di fondovalle per l'estrazione del materiale ghiaio-sabbioso quasi completamente ripristinata con la restituzione delle superfici all'uso agrario.

PROGETTO

alcuni elementi degli edifici della zona e come pietra di rivestimento o di tamponatura per le strutture in cemento armato. Il travertino si presenta con frequenti vacuoli concrezionati ed è lievemente terroso. Durante l'estrazione, per la diversa compattezza del travertino, si forma un'alta percentuale di scarto di materiale che comunque tramite la macinazione viene adoperato come inerte di cava o sabbia per lettiere di animali domestici. Negli ultimi anni l'attività di estrazione del travertino di Postignano ha subito un forte rallentamento e oggi è quasi del tutto ferma.

6. - IDROGEOLOGIA

(*a cura di* Gianluigi Simone)

6.1. - Idrostrutture carbonatiche

I massicci calcarei che occupano la parte centro orientale del Foglio 324 "Foligno" appartengono al sistema dell'Umbria nord-orientale (Regione Umbria, 2008) e sono sede di importanti risorse idriche che emergono in superficie tramite delle manifestazioni sorgentizie sia puntuali che diffuse in alveo. Le acque delle sorgenti sono generalmente di buona qualità ma sono spesso usate impropriamente come ad esempio per la produzione di energia elettrica. L'analisi idrochimica delle sorgenti ha permesso d'individuare due principali idrotipi: acque con circolazione superficiale e chimismo bicarbonato-calcico e salinità bassa o media; acque a carattere bicarbonato-solfato-calcico e salinità media con circolazione più profonda.

Significative sono le sorgenti del F. Clitunno che sgorgano ai piedi del rilievo di M. Brunette ad una quota di 225 m s.l.m., costituendo una serie di emergenze lineari perenni diffuse su un fronte di 2 km. Nella zona detta delle "Fonti" le emergenze idriche naturali si raccolgono in un laghetto noto fin dai tempi antichi da dove trae origine il F. Clitunno. Il laghetto è posto ai margini orientali della Valle Umbra in corrispondenza di una risorgiva legata alla presenza di una falda acquifera racchiusa nelle cavità ipogee del Calcare Massiccio. La portata di magra ordinaria della sorgente è di 1245 l/s; più a valle le sorgenti "Vene del Tempio" emergono dal subalveo del F. Clitunno, con una portata di magra ordinaria di 490 l/s, solo in parte utilizzata per scopi idropotabili. Altre restituzioni sorgive sono poi poste in corrispondenza della conoide di Campello. Le acque delle "Fonti" e delle " Vene del Tempio" presentano una diversa caratterizzazione idrogeochimica, che suggerisce che la loro provenienza sia riferibile a diverse idrostrutture: una prima idrostruttura, relativa all'affioramento della formazione Maiolica tra Pissignano e Leggiana, con area di ricarica di 29 km^2, connessa direttamente con la sorgente "Vene del Tempio"; una seconda idrostruttura, relativa all'affioramento delle formazioni Corniola e Calcare Massiccio tra Campello e S. Stefano, con un'area di ricarica pari a 26 km^2, connessa con le sorgenti delle "Fonti".

PROGETTO CARG

Un'altra importante idrostruttura è rappresentata dai rilievi di M. Salvatore e M. Maggiore, dove si riscontrano delle sorgenti puntuali perenni alimentate dall'acquifero regionale basale: la sorgente "Capo Vene di Rasiglia", con portata media di 700 l/s, e la sorgente "Alza Bove di Rasiglia", con portata di 400 l/s. Queste sorgenti si manifestano per trabocco delle acque raccolte nei calcari della Maiolica in corrispondenza del contatto con le Marne a Fucoidi affioranti a fondovalle. Da citare anche la sorgente "Argentina", presso l'omonimo torrente, che si presenta con scaturigini in alveo al contatto Maiolica/ Marne a Fucoidi in loc. Postignano a pochi chilometri da Sellano. La sorgente che ha una portata media di 460 l/s viene parzialmente utilizzata per scopi idropotabili.

Con riferimento ai rilievi calcarei dell'Appennino marchigiano, nella valle del F. Vigi, tributario di destra del F. Nera, si manifestano delle sorgenti lineari perenni con portata media di 755 l/s, connesse all'idrostruttura di M. Cavallo ed alimentate dall'acquifero della Scaglia *s.l.* Le acque sono fuoriuscenti per trabocco in corrispondenza del battente impermeabile rappresentato dalla Scaglia Cinerea.

Anche il F. Nera, importante per le copiose portate a regime costante, presenta delle emergenze idriche lineari a carattere perenne, collegate all'idrostruttura di M. Tolentino - M. Cavogna per quanto attiene la zona di monte del proprio bacino idrogeologico. Nella zona del T. Campiano ed in loc. Belforte le sorgenti sono legate ad una circolazione idrica presente all'interno della Scaglia *s.l.*, mentre più a valle le manifestazioni idriche sono collegate ad una circolazione idrica proveniente da SE, appartenente all'acquifero regionale di base. La portata media, misurata nelle vicinanze di Triponzo, è di 1575 l/s. Qualche km a monte di Triponzo, in corrispondenza di un contatto tettonico, alcune polle sorgentifere sono ipotermali (temp = 31°), ricche di sali minerali con un residuo fisso pari a 1864 mg/l con caratteristiche chimiche salsa-solfuree-bicarbonato alcalina. La precipitazione del calcare presente nelle acque ha prodotto ingenti depositi di travertino sul fondovalle del F. Nera.

Nella zona tra Ponte e Vallo di Nera si registrano elevate portate 1975 l/s derivanti da circolazioni idriche appartenenti alla Scaglia *s.l.*, con direzione di spostamento sud-nord e riferibili all'idrostruttura M. Aspra - M. Coscerno.

Alcune delle sorgenti più importanti del Foglio 324 "Foligno" (Rasiglia, Alzabove, Argentina, Fonti del Clitunno, Vene del Tempio) sono sottoposte ad un'attività di monitoraggio con misure in continuo della portata e restituzione dei dati con cadenza settimanale da parte dell'ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale) dell'Umbria.

6.2. - Acquifero alluvionale della Valle Umbra sud

Nel settore occidentale del Foglio 324 "Foligno" insiste l'acquifero della Valle

PROGETTO CARG

Umbra che rappresenta il più importante acquifero alluvionale della Regione, con un'estensione di circa 118 km^2. Questo è stato intensamente sfruttato fin dalla metà degli anni '70, inizialmente solo per scopi idropotabili, cui si sono successivamente aggiunti altri usi, legati allo sviluppo dell'agricoltura, della zootecnia, del settore industriale e commerciale.

Con riferimento alla piana di Foligno, l'acquifero occupa i depositi alluvionali altamente permeabili, caratterizzati comunque da disomogeneità laterali e geometrie lenticolari, che raggiungono uno spessore di oltre 150 m e si sovrappongono a depositi fluvio-lacustri prevalentemente limo-argillosi (Unità di Bevagna), che rappresentano il basamento impermeabile dell'acquifero.

La Valle Umbra sud è stata oggetto di numerosi studi geologici ed idrogeologici cui hanno fatto seguito prospezioni geofisiche e prospezioni geognostiche esplorative e produttive. Lo schema idrogeologico che ne è derivato è stato poi utilizzato per la modellazione quantitativa dell'acquifero. In linea di massima, pur con le limitazioni legate ai modelli di estrapolazione, questo acquifero è riconducibile come comportamento a quello di un monostrato freatico, con l'eccezione della parte settentrionale (loc. Cannara, 10 km a NO del foglio) dove è presente un esteso acquifero artesiano.

Il bilancio idrogeologico dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra, in particolare per la Valle Umbra sud, è caratterizzato dalla consistente aliquota di alimentazione laterale dalle strutture carbonatiche orientali, che è stata valutata pari a 80 milioni di mc/anno.

Per la Valle Umbra sud è stata redatta una "Carta di Vulnerabilità degli Acquiferi" a scala 1:25.000, che evidenzia il generale elevato grado di vulnerabilità della falda freatica, in particolare nelle aree contraddistinte da una rilevante produttività dell'acquifero stesso.

Gli studi idrochimici sulla Valle Umbra sud, che hanno riguardato l'analisi dei fattori inquinanti basandosi sullo ione nitrato, hanno accertato delle anomalie appartenenti alla fascia marginale orientale della valle e ad una fascia intermedia, posta appena ad ovest di Foligno.

Dal punto di vista idrografico è storicamente documentato che la Valle Umbra era soggetta a fenomeni costanti d'impaludamento, dovuti alle acque perenni del F. Clitunno ed altre risorgive.

Già dal '600 sono note le controversie tra le varie comunità locali sugli obblighi di manutenzione dei corsi d'acqua, interessati frequentemente da rotte arginali, che causavano alluvionamenti ed inalveamenti. Lo stesso F. Topino mutò il suo alveo non passando più per la città di Bevagna.

La realizzazione di nuovi canali di deviazione idraulica, che dovevano assecondare l'attività molitoria nei territori di Montefalco e Bevagna, non fece altro che incrementare i disordini di natura idraulica. Solamente nell'800, con i provvedimenti di Papa Leone XII della Genga, furono attuate delle opere di bonifica che

PROGETTO CARG

interessarono l'intera Valle Umbra (Fig. 58). Fu inaugurata la nuova inalveazione dei torrenti Tessino e Marroggia e completata la sistemazione del Timia, del Teverone, l'Alviolo di Boara, del Malcompare. La sistemazione dei fossi minori è poi continuata fino ai giorni nostri.

Fig. 58 - *Tavola generale della Provincia dell'Umbria (1712) - dai documenti cartografici dello Stato Pontificio.*

PROGETTO CARG

V - ABSTRACT

The Sheet n. 324 "Foligno" is located in the south-western part of the Umbria-Marche Apennines. The western part of the Sheet corresponds to the central portion of the Umbria Valley, a Late Pliocene-Quaternary extensional basin, up to 7 km wide, which crosses the whole Umbria region from Città di Castello to Spoleto. The central and eastern parts of the Sheet correspond to a mountain range (Umbria-Marche Apennines), consisting of N-S to N20°E trending ridges, where Jurassic to Lower Miocene carbonates (generally referred to as the "Umbria-Marche succession", e.g. Centamore,*et alii*, 1986; Cresta *et alii*, 1989) are exposed. This mountain range, located between the M. Martani (to the west) and the M. Sibillini (to the east), represents the southern continuation of the Inner Ridge (Ruga Interna, Scarsella, 1951) of the Umbria-Marche fold and thrust belt. Sparse outcrops of Miocene turbidites occur in restricted areas, at the northern and western edges of the Sheet.

The tectono-sedimentary evolution of the Umbria-Marche Apennines consists of three major events:

(i) extensional deformation (Jurassic to Paleogene), initially related to the opening of the Ligure-Piemontese Ocean, accommodates the deposition of a mainly carbonate, passive margin succession;

(ii) compressional deformation (Late Miocene to Early Pliocene), produces the Umbria-Marche fold and thrust belt, onsetting turbiditic foreland (i.e. foredeep and thrust-top) basins;

PROGETTO CARG

(iii) extensional deformation (Middle Pliocene to Quaternary), generates a set of intermontane grabens and semi-grabens, still active at a rate of about 2.5 mm/yr (D'Agostino *et alii*, 2009).

This evolution is reflected by the stratigraphy of the Foligno Sheet, whose deposits can be divided into three major groups, consisting of pre, syn and post orogenic deposits, respectively, and described in detail in the map legend.

The pre-orogenic succession, mainly related to an extensional, continental passive margin environment, includes an early Jurassic carbonate platform (Calcare Massiccio fm.) and a middle early Jurassic-Lower Miocene, pelagic succession, mainly consisting of a carbonatic multilayer, with intercalated marly and cherty levels. The deposition of the lower part of this succession (Early Jurassic-Early Cretaceous) is affected by extensional tectonics (related to the opening of the Ligurian-Piedmont ocean), dissecting the basin into a set of structural highs and basins: in this tectonically articulated environment, a syntectonic succession is deposited, showing large lateral variations in thickness and lithology. Good exposures of the different Jurassic successions occur in the northern part of the Foligno Sheet (Sasso di Pale-M.Serrone area), described in detail by Pialli (1969;1970). A more homogeneous facies distribution characterizes the middle part of the succession (Cretaceous-Middle Eocene), mainly made up of calcareous pelagic rocks. The presence of calcareous turbidites, alternated with pelagic limestones, represents the main evidence of synsedimentary tectonics (Nocchi *et alii*, 1986b; Monaco, 1989) occurred during that time interval. The calcareous turbidites, sourced from the Lazio-Abruzzi platform, are distributed only in the SE part of the Sheet, east of the "Valnerina Line", considered an important paleogeographic boundary (Renz, 1951). The uppermost part of the succession (Upper Eocene-Lower Miocene p.p.) is characterised by a significant increase of the marly component.

The syn-orogenic succession mainly consists of Miocene marine clastic wedges (turbiditic sandstones), deposited in a foredeep basin (Marnoso-arenacea fm.), overlying a marly succession, deposited on the foreland ramp (Schlier fm.). These successions are poorly exposed in restricted areas at the northern (east of Spello) and western (Castel Ritaldi) parts of the Sheet, and their description and characterization is mainly based on observations collected in adjacent areas.

The post-orogenic deposits consist of Pliocene-Quaternary, continental (i.e. lacustrine, palustrine and fluvial) sediments, infilling the recent, extensional basins of the region (intermontane basins).

The largest extensional basin is the Valle Umbra, in the western part of the sheet: along the western flank of the valley (Bevagna, Montefalco, Castel Ritaldi), Pleistocene continental deposits are exposed, mainly consisting of fine-grained palustrine and lacustrine deposits, with local, coarser lenses: a major body of gravels, related to large alluvial fan, constitutes the Montefalco hill. A high reso-

PROGETTO CARG

lution seismic reflection surveys, specifically aimed to the study of the subsurface setting of the Umbria Valley, showed that several hundred meters of continental deposits are present beneath the modern alluvial plain. Other minor extensional basins are present in the NE part of the sheet (Cesi-Popola, S. Martino and Verchiano), within the mountain ridges of the axial zone of the Umbria-Marche Apennines (intramontane basins).

Late Pleistocene and Holocene deposits (e.g. debris gravels, recent alluvial, landslides), reflecting the recent geomorphological evolution of the region, locally cover the rocks pertaining to the above mentioned successions.

The compressional deformations, related to the Umbria-Marche fold and thrust belt, mostly occur during the Late Miocene (Serravallian to Messinian), as constrained by the age of the syn-orogenic deposits of the region (Cipollari & Cosentino, 1997; Barchi *et alii*, 1998).

The compressional structures, related to the formations of the Umbria-Marche fold and thrust belt, consist of:

- East verging, box shaped anticlines and interposed, narrower and deeper synclines;
- West-dipping thrusts and east-dipping backthrusts;
- transcurrent and transpressional faults.

Four major thrusts occur in the Foligno Sheet. The westernmost thrust (Belfiore-Uppello thrust), cropping out in the northern part of the Sheet, east of Foligno, is part of a regional thrust, located at the western border of the Umbria-Marche main mountain ridge, from Cantiano to Foligno: this is probably the most important out-of-sequence thrust of the region, producing the younger-over-older superposition of the Miocene turbidites over the carbonates of the Apennine Ridge (Scheggia- foligno line, Barchi *et alii,* 2012). The other main compressional features (from west to east Scopoli-Trevi thrust, Serrone-Pettino thrust and M-Tolagna-M.Maggiore thrust) are arc-shaped thrusts with eastward convexity, crossing longitudinally the entire Sheet area. The displacement associated to these thrusts varies from some hundred of meters to several km. The thrust surfaces dip westward 20°-30°, and are often characterized by foliated fault rocks (S/C cataclasites), particularly where the footwall consists of marly rocks.

The box-shaped anticlines, generally occurring at the thrusts hangingwall, have a flat, gently west dipping crest zone and steep limbs, and a typical wavelength of 5-7 km. They are N-S to N20°E trending and often N plunging, and correspond to the main ridges of the region. Lower Jurassic (Calcare Massiccio fm.) to Lower Cretaceous (Maiolica fm.) rocks generally crop out at the core of the anticlines. Deep and narrow synclines, characterized by the exposure of Lower Tertiary marly formations (Scaglia Variegata, Scaglia Cinerea and Bisciaro fms.) are interposed to the major anticlines. Trains of minor folds are often hosted at

PROGETTO CARG

the core or within the limbs of the major anticlines. The eastern limb of the anticlines is systematically cut by a forethrust, which produces the tectonic transport towards the East. Steep reverse faults, or back-thrusts, occur in the western limb of some anticlines, generally displacing the lowermost, Jurassic portion of the carbonate succession.

Folds and thrusts are locally displaced and rotated by systems of later strike-slip and transpressive faults, oriented respectively N-S to N20° (dextral) and E-W to N110° (sinistral), which can be related to the late compressional deformation.

At least since Late Pliocene, the Umbria region is affected by an eastward propagating, extensional deformation, generating systems of NNW-SSE trending normal faults, which the present day seismicity of the area is related to, and a set of parallel graben and semi-graben, infilled with mainly continental, fluvial and lacustrine deposits.

Within the Foligno Sheet, the Pliocene-Quaternary normal faults are located along two major alignments of NW-SE (or NNW-SSE) trending fault zones, obliquely crossing and displacing the previous, compressional features. The western alignment consists of both NE-dipping and SW-dipping normal faults, bordering the flanks of the wide Umbria Valley basin, in the western part of the Sheet. The eastern alignment consists of mainly SW dipping normal faults, bordering the intramountain Cesi-Popola, S. Martino and Verhiano basins, in the NE part of the Sheet. These faults, representing the southernmost segments of the Colfiorito fault system (Cello *et alii*, 1997; Chiaraluce *et alii*, 2005), are active and seismogenic, being responsible of the moderate seismic events of the region.

PROGETTO CARG

VI - LEGEND

CONTINENTAL DEPOSITS (NOT ORGANIZED INTO SYNTHEMS)

Anthropic deposits (**h**)

Repository of unsorted, loose deposits, deriving from human activity. The thickness is variable (in the order of few meters).

Age: HOLOCENE

Landfill ($\mathbf{h_1}$)

Waste disposal site. Repository of waste material. The thickness is few meters.

Age: HOLOCENE

Landslide deposits ($\mathbf{a_1}$)

Chaotic, unsorted deposits (both quiescent and active) with variable grain size, emplaced by gravitational processes. The thickness is variable (up to some tens of meters).

Age: PLEISTOCENE - HOLOCENE

Scree and talus ($\mathbf{a_{3a}}$)

Modern or recent deposits with variable grain size, well sorted or heterometric, mainly emplaced by gravitational processes. The deposits are massive or coarsely stratified and consist of angular or sub-angular clasts. The thickness is variable, locally over 20 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE (?) - HOLOCENE

PROGETTO CARG

Ancient scree and talus (**a_{3b}**)

Ancient scree and talus deposits, consist of angular or sub-angular clasts, often well cemented and stratified, locally with reddish alteration. The position is not related to the present-day morphology. The thickness is variable, ranging from few meters to some tens of meters.

Age: PLEISTOCENE

Alluvial deposit (**b**)

Clastic, alluvial deposits, occurring along modern river bed, with variable granulometry, ranging from coarse (gravels or sandy gravels) to medium (sands and silt) to fine (silt and clay). The thickness is up to 150 m beneath the Umbria Valley, few meters or tens of meters in the intermountain valleys.

Age: PLEISTOCENE (?) - HOLOCENE

Alluvial deposits in fluvial terraces (**b_n, b_{n1}**)

Poorly to moderately cemented gravels with silt and sand lenses, arranged in terraces of variable elevation above the thalwegs of modern streams and rivers. These deposits represent the fill of valleys that have been subsequently incised. The thickness is up to 40 m.

Age: LATE PLEISTOCENE (?) - HOLOCENE

Swamp deposit (**e**)

Fine grained sediments (silt and clay), rich of organic matter. The thickness is variable, generally of few meters.

Age: HOLOCENE

Eluviuml and colluvium (**b_2**)

Fine grained deposits and soils, with clasts of variable size, derived by in situ weathering and accumulation (eluvium) or emplaced at the base of a gentle slope by sheet erosion (colluvium). The thickness is generally of few meters.

Age: PLEISTOCENE - HOLOCENE

Terra rossa (**b_6**)

Eluvial deposits with silt-clay matrix, deriving from karst dissolution of calcareous rocks. The thickness is few meters.

Age: PLEISTOCENE - HOLOCENE

Travertine (**f_1**)

Travertines and calcareous tufa, locally with malacofauna. The thickness is variable, up to 90 m (Triponzo).

Age: LATE PLEISTOCENE (?) - HOLOCENE

PROGETTO CARG

Debris flows *and torrent deposits* (**b_6**)

Coarse, poorly sorted deposits, with angular or sub-angular clasts in a silty matrix, emplaced along mountain creek beds. The thickness is up to 10 m.

Age: Holocene

PLIOCENE-PLEISTOCENE, UNCONFORMITY-BOUNDED CONTINENTAL UNITS (=UBSU)

VALLE UMBRA SYNTHEM - (SVU)

Fluvio-lacustrine clays and sands with gravel lenses, mainly exposed at the western flank of the Umbria Valley, unconformably overlying the pre-Pliocene substrate. The synthem is part of the Tiberino super-synthem.

Age: LATE PLIOCENE p.p. - *EARLY PLEISTOCENE* p.p.

Montefalco unit (**SVU_b**)

Fluvial gravels and conglometrates, deposited along a river or in an alluvial fan, with calcareous and subordinately arenaceous clasts, cm to dm in size, grossly stratified in sandy matrix. Lenses of silt and sand are locally present, along with paleo-soils. The paleo-currents are mainly from NE. The maximum thickness is 250 m.

Age: EARLY PLEISTOCENE p.p.

Bevagna unit (**SVU_a**)

Lacustrine and palustrine grey to yellow clays and sands, yellow sands in the uppermost part. In the southern part of the Sheet gravel levels are frequently present, deposited in an alluvial fan. The maximum thickness exposed is 60 m.

Age: EARLY PLEISTOCENE p.p.

Morgnano synthem (**MGN**)

Fluvial, lacustrine and fluvial-lacustrine deposits with variable grain size. Their base is made of coarse gravel, and grades upwards into sands, silts and clays. Gravels are present at the top. These deposits, clearly deformed, occupy the hills that flank the Spoleto plain to the west and the south.

Colfiorito synthem (**CFT**)

Fluvio-lacustrine and plaustrine continental deposits, of variable grain size, infilling the intermountain basins, located East of the Tiberino Basin. The succession consists of two sub-synthems, separated by an erosional surface.

Age: EARLY PLEISTOCENE p.p. - *MIDDLE PLEISTOCENE* p.p.

Voltellina sub-synthem (**CFT_2**)

Alternated, thin levels of reddish clays and silty clays, with gravel horizons in

PROGETTO CARG

a siliceous silty matrix, locally exceeding 1 m of thickness. In the lowermost part volcanoclastic horizons occur, dated at 427 ka. CFT1 unconformably overlies the CTF_1 subsynthem. The thickness is 20-30 m.
Age: MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

Cesi sub-synthem (**CFT_1**)
The lower part of the succession consists of gravels, with little to moderately rounded clasts, calcareous and siliceous, with rare silty and sandy horizons, deposited in an alluvial fan.
The upper part cosists mainly of grey clays and sands, with intercalated gravel horizons, pertaining to a palustrine/lacustrine environment. Within the clayey portion, a rich vertebrate phauna was found, dated to Galeriano, with Upper Villafranchian affinity). CFT_1 unconformably overlies the carbonate substrate. The thickness is about 60 m.
Age: EARLY PLEISTOCENE p.p.

UMBRIA-MARCHE DOMAIN

Turbidite succession

Marnoso Arenaca Umbra (**MUM**)
Alternated shales and turbidite sandstones, with variable sandstone/pelite ratio, generally in the range ¼ - 1/8. Few thick beds of carbonatic and arenaceous turbidites locally occur. The succession was deposited in a foredeep environment. The overall thickness is 400 m.
Age: BURDIGALIAN p.p. - *SERRAVALLIAN* p.p.

Schlier (**SCH**)
In the upper part grey clays and marls, alternated with carbonate silt level. In the lower part, almost massive silty and clayey marls. The lower boundary of the fm. is never exposed within the Sheet. Hemipelagic environment. The exposed thickness is about 85 m.
Age: BURDIGALIAN p.p. - *SERRAVALLIAN* p.p.

Carbonate succession

Bisciaro (**BIS**)
Dark grey marly limestones (20-40 cm thick) alternated with thinner levels (10-15 cm) of grey marls. The lower part contains black chert levels and few arenaceous horizons with glauconite. Reddish volcanoclastic horizons occur

PROGETTO CARG

within the succession. Pelagic environament, at depth of 400-700 m. The faunal association mainly consists of calcareous nannofossils, foraminifera and radiolaria. The thickness is 75-100 m.

Age: AQUITANIAN p.p. - *BURDIGALIAN* p.p.

Scaglia cinerea (**SCC**)

Green-grey to cinder-grey marls and shales alternated with thin (10-30 cm) grey marly limestone and few grey calcarenites. Pelagic environment. The faunal association consists of calcareous nannofossils and foraminifera. The thickness is 60-100 m.

Age: UPPER EOCENE p.p. - *AQUITANIAN* p.p.

Scaglia variegata (**VAS**)

Red, gray and green marly limestones and limestones, alternated with grey and red marls and few calcarenite levels. Pelagic environment. The faunal association consists of calcareous nannofossils and foraminifera. The thickness is 40-80 m.

Age: MIDDLE EOCENE p.p. - *UPPER EOCENE* p.p.

Scaglia Rossa (**SAA**)

Pink to red (locally white) mudstones, with red or pink chert in nodules and ribbons, and thin (few mm) clayey levels. White calcarenite levels of variable thickness, are also present, more frequent in the eastern part of the Sheet. The lower part of the succession (Cretaceous) is mainly calcareous, with 10 to 40 cm thick beds. The upper section (Paleogene) is characterised by thinner beds and more abundant clay levels. Pelagic environment. The faunal association consists of calcareous nannofossils and foraminifera. The thickness is 250-300 m.

Age: LOWER TURONIAN p.p. - *MIDDLE EOCENE* p.p.

Scaglia Bianca (**SBI**)

White or pale grey calcilutites in thin (5-20 cm) beds, with black or grey chert ribbons in the upper part, and white or pink chert ribbons in the lower part. White calcarenite levels are also present. In the upper part, a few metres below the base of the overlying Scaglia Rossa, the "Livello Bonarelli" (m 0.50 - 1.50), made up of black limestone, finely laminated grey-greenish radiolarian bearing limestone and black organic rich shales. Pelagic environment; the Bonarelli level records the global Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2 or Bonarelli Event) occurred at the Cenomanian-Turonian boundary. The fossil content is represented by foraminifera and nannofossils. The "Livello Bonarelli" contains radiolaria and rare fish rests. The thickness is about 70 m.

Age: UPPER ALBIAN p.p. - *LOWER TURONIAN* p.p.

PROGETTO CARG

Marne a Fucoidi (**FUC**)

Grey, green and red calcareous and shaly marls (10-30 cm thick), alternated with thick clay levels, in places laminated, and with black bituminous shales. Planolite, Chondrite and Zoophycus bioturbations, collectively indicated as "fucoids", are abundant in the marly and calcareous-marly levels ss well as foraminifera. Pelagic environment with anoxic events. The thickness is about 60 m.

Age: APTIAN p.p. - *ALBIAN* p.p.

Maiolica (**MAI**)

White and gray calcilutites (oppure: micritic limestone) in regular strata from 20 to 50 cm thick, in places alternating with dark grey or black, thin shaly intervals. Limestones often contain abundant grey or black chert nodules and lenses. Pelagic environment. The microfauna is constituted by radiolarians and tintinnides. The thickness is about 300 m.

Age: TITHONIAN p.p. - *LOWER APTIAN* p.p.

Calcari diasprigni (**CDU**)

Red, green and grey, finely to very finely bedded (4-10 cm, rarely decimetric) calcilutites and calcarenites, frequently alternating with marly shales interbeds. Chert nodules, lenses and ribbons are present, and dominant in the middle part of the section. In the eastern part of the Sheet, calcarenite interbeds are diffuse in the middle and upper part of the formation. The upper part is sometimes characterised by grey, green and white, very thick limestones and marly limestones with pelagic echinoderma (Saccocoma sp.), associated with aptici and brachiopoda ("Calcari a Saccocoma e ad Aptici" Auctt.). Pelagic environment. Abundant radiolarian fauna, with filaments and silicified fossil rests. The thickness is about 60 m in the western part of the Sheet, up to 150 m in the eastern part.

Age: LOWER BAJOCIAN - TITHONIAN p.p.

Calcari e Marne a Posidonia (POD)

Brown, grey and red limestones and marly limestones, in regular strata, 10-20 cm thick. Chert nodules and ribbons are locally abundant. In the upper part of the section, intercalations of coarsely stratified (40-100 cm), well-sorted, laminated brown calcarenites. Pelagic environment, up to 200 m deep. The fossil content consists of abundant Posidonia filaments, echinoderms, radiolarians and foraminifera (Globigerina oxfordiana). The thickness is variable, from 15-30 m in the western part, up to 150 m in the eastern part of the Sheet.

Age: TOARCIAN p.p. - *LOWER BAJOCIAN* p.p.

Rosso Ammonitico (**RSA**)

Marly limestones and nodular bioturbated limestones alternating with dark

PROGETTO CARG

red, purple and green shaly or calcareous marls, more frequent in the lower part of the unit. Pelagic environment. The fossil content consists of Posidonia filaments, ammonites and benthic foraminifera. The thickness is variable, in the range of 13-40 m.

Age: TOARCIAN p.p.

Marne di Monte Serrone (**RSN**)

Green, grey and reddish, finely bedded marls and shaly marls alternating with nodular marly limestones. The whole unit is heteropic with the lower part of the Rosso Ammonitico, that is completely replaced only locally. Pelagic environment. The fossil content consists of Ammonites, Posidonia filaments, rare brachiopoda and benthonic foraminifera. The thickness is about 60 m, measured in the Monte Serrone stratotype.

Age: LOWER TOARCIAN p.p. - *MIDDLE TOARCIAN*

Corniola (**COI**)

Grey or brown mudstones, in 20-50 cm thick beds, with nodules and ribbons of white and grey chert. Metric calcareous turbidites are frequently present at the base, whereas grey-green thin shaly-marly interbeds are abundant in the upper part. Pelagic environment, 50-200 m deep. Fossil content consists of sponge spicules, rare ammonites, radiolarians and benthic foraminifera. The thickness is very variable, from few meters up to 300 m.

Age: LOWER SINEMURIAN p.p. - *UPPER DOMERIAN*

Gruppo del Bugarone (**BU**)

Grey, brown or pink mudstones, with nodular texture in the upper part, locally dolomitized, alternating with green marls, in 40-80 cm thick beds. Within the condensed successions, this unit may entirely replaces the Corniola-Maiolica interval of the normal complete succession. Pelagic shallow water environment, with submarine currents. Fossil content mainly consists of ammonites, calcareous nannofossils and benthonic foraminifera. The thickness is variable from few meters to a maximum of 30 m (M. L'Aspro area).

Age: PLIENSBACHIAN p.p. - *TITHONIAN*

Calcare massiccio (**MAS**)

White or grey, more rarely pale brown, cyclothemic limestones characterized by cycles with thickness ranging from 0.3 to 3 m referred made up of subtidal facies grading upwards to shallower intert-supratidal facies. Textures vary from oolite grainstones, intra-bioclastic packstones and less common wackestones in the subtidal to bindstone (stromatolite and algal mat) with fenestral porosity in the intertidal. The unit, massive or coarsely bedded, displays thinner beds

PROGETTO CARG

upwards. Bioclastic content mainly consists of benthic foraminifera, bivalves, gastropods, calcareous algae and echinoderms Paleoenvironment is referred as shallow water, peritidal carbonate platform.

Age: HETTANGIAN - PLIENSBACHIAN p.p.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

AA. VV. (2004) - *Field Trip Guidebook.* Coltorti M. & Pieruccini P. (Eds.). FLAG-SEQS 2004, Fluvial Archive Group - SubCommission for Quaternary Stratigraphy of Europe. Meeting. Siena. September 2004 7-11th.

Accordi B. & Moretti A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 131 FOLIGNO.* Serv. Geol. d'It., pp. 61. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano Alvarez W. (1989 a) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria - Marche Apennines: 1- Jurassic-Tertiary stratigraphy.* Boll. Soc. Geol. It., **108**: 3-21.

Alvarez W. (1989 b) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria* **-** *Marche Apennines: 2- Tectonic control the seamount-basin transition.* Boll. Soc. Geol. It., **108**: 23-39.

Alvarez L.W. & Montanari A. (1988) - *The scaglia Limestones (Late Cretaceous - Oligocene) in the Northeast Apennines carbonate sequenze: stratigraphic context and geological significance.* In: Premoli Silva I., Coccioni R. & Montanari A. (Eds.): 13-29.

Amato A., Azzara R., Chiarabba C., Cimini G.B., Cocco M., Di Bona M., Basili A., Boschi E., Corboulex F., Descamps Gaffet S., Bittarelli G., Chiaraluce L., Piccinini D. & Ripepe M. (1998) - *The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence: a first look at the main shocks and aftershocks.* Geoph. Res. Letters, **25,** 15: 2861-2864.

Ambrosetti P., Basilici G., Capasso Barbato L., Carboni M.G., Di Stefano G., Esu D., Gliozzi E., Petronio C., Sardella R. & Squazzini E. (1995) - *Il Pleistocene inferiore nel ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino (Umbria): aspetti litostratigrafici e biostratigrafici*. Il Quaternario, **8** (1): 19-36.

Ambrosetti P., Carraro G., Deiana G. & Dramis F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio.* Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (parte IIa). C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl. no. **513**: 219-223.

Andreini G., Caracuel J. & Parisi G. (2007) - *Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian-Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy).* Swiss Journal of Geoscience, **100** (2): 179-198.

Aquater - R.P.A. (1984) - *Studio Idrogeologico nella Valle Umbra Sud.* Regione dell'Umbria, Uff. Difesa del Suolo, Perugia, maggio 1984.

Aquater - R.P.A. (1994) - *Ricerca idrogeologica nella Valle Umbra Sud e costruzione del modello matematico del sistema acquifero alluvionale della Valle Umbra*.

Bachilli D. (1914) - *Sulla composizione delle ligniti del territorio di Spoleto.* Rassegna Mineraria, a. XX, **40** (2): 29-30.

Baldanza A. (1989) **-** *The marne di Monte Serrone type section. Stratigraphic analysis of the ammonite calcareous nannofossil, and foraminiferal assemblages.* In: Mesozoic-Cenozoic stratigraphy in the Umbria-Marche area. Cresta, Monechi & Parisi (Eds.). Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **39**: 165-172.

Baldanza A., Colacicchi R. & Parisi G. (1982) - *Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia Cretaceo-Paleocenica (Umbria Orientale).* Rend. Soc. Geol. It., **5**: 11-14.

Bally A.W., Burbi L., Cooper R.C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Bally A.W., Gordy P.L. & Stewart G.A. (1966) - *Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rockies.* - Bull. Can. Petrol. Geol., **14**, 337-381.

Bally A.W., Burbi L., Cooper R.C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Barchi M. (1991) - *Integration of a seismic profile with surface and subsurface geology in a cross-section through the Umbria-Marche Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 469-479.

PROGETTO CARG

Barchi M.R., Alvarez W. & Shimabukuro D.H. (2012). *The Umbria-Marche Apennines as a Double Orogen: Observations and hypotheses.* Ital. J. Geosci., **131**: 258-271.

Barchi M. & Brozzetti F. (1994) - *The role of fault reactivation processes in the Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the Umbria-Marche Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 559-560.

Barchi M., Brozzetti F. & Lavecchia G. (1991) - *Analisi strutturale e geometrica dei bacini della media Valle del Tevere e della Valle Umbra.* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 65-76.

Barchi M., Conversini P. & Tazioli G.S. (1996) - *Schema idrogeologico delle emergenze delle Fonti del Clitunno e del Tempio del Clitunno, Umbria Orientale.* Quaderni di Geologia Applicata, **3**: 37-48.

Barchi M., De Feyter A., Magnani M.B., Minelli G., Pialli G.P. & Sotera B.M. (1998) - *The deformed foreland of the Northern Apennines and its structural style*. Mem.Soc.Geol.It., **52**: 557-578.

Barchi M., Guzzetti F., Lavecchia G., Lolli O. & Bontempo R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 1. La sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 109-130.

Barchi M., Lavecchia G., Galadini F., Messina P., Michetti A. M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E. & Vittori E. (a cura di) (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica.* CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma.

Barchi M. & Lemmi M. (1996) - *Geologia dell'area di Monte Coscerno - Monte di Civitella, Valnerina (Umbria sud-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **115**: 601-624.

Barchi M.R., Paolacci S., Pauselli C., Pialli G., Merlini S. (1999) - *Geometria delle deformazioni estensionali recenti nel bacino dell'Alta Val Tiberina fra S.Giustino Umbro e Perugia: evidenze geofisiche e considerazioni geologiche.* Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**, 617-625

Bartolini A., Nocchi M., Baldanza A. & Parisi G. (1992) - *Benthic life during the early Toarcian anoxic event in the south-western Tethyan Umbria-Marche basin, Central Italy.* Studies in benthic foraminifera, Benthos '90 Sendai, Tokai Univ. press: 323-338.

Bartolini C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (prov. di Lucca e Pistoia).* Geogr. Fis. Din. Quat., **3**: 42-60.

Bartolini C. (1992) - *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale.* Pitagora Ed., 194 pp.

Basili R., Bosi V., Galadini F., Galli P., Meghraoui M., Messina P., Moro M. & Sposato A. (1998) - *The Colfiorito earthquake equence of september-october 1997: surface breaks and seismotectonics implications for the Central Appennines (Italy)* Jour. of Eartquake Engineering, **2** (2): 291-302.

Basilici G. (1997) - *Sedimentary facies in an extensional and deep-lacustrine depositional system: the Pliocene Tiberino Basin, Central Italy.* Sedimentary Geology, **109**: 73-94.

Battistella R. (1960) - *L'Umbria e le sue ligniti.* pp. 166, Giuffrè, Milano.

Beati G. (1998) - *Stratigrafia, fotogeologia e rilevamento geologico del fianco orientale della catena martana tra Terzo San Severo e Castel Ritaldi.* Università degli Studi di Perugia, Anno Accad. 1997-1998 (Tesi di Laurea non pubbl.; Relatore Prof. Barchi M.).

Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E., Shakleton N.J. (1995a) - *Late Neogene (Pliocene-Pleistocene) Chronology: New perspectives in High Resolution Stratigraphy*. GSA Bulletin, **107**: 1272-1287.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III & Aubry M.P. (1995b) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.* In: Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III, Aubry M.P. & Hardenbol J. (Eds.): *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. A unified temporal framework for an historical geology.* SEPM (Society for Sedimentary Geology), Spec. Publ., **54**: 129-212.

PROGETTO CARG

Blow W. (1969) - *Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.* Pr. of the 1st Int. Conf. on Planktonic Microfossils: Geneva. **1**: 199-422.

Boila P., Castigli V., Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E. (1991) - *Vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon editrice, Perugia: 121-144.

Boila P. & Checcucci R. (1995) - *Relazioni tra dinamica di deflusso delle sorgenti e suscettibilità all'inquinamento di idrostrutture carbonatiche nell'Appennino Centrale.* In: "Atti 2° convegno nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi": 297-310. Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Editrice Bologna.

Boncio P., Ponziani F., Brozzetti F., Barchi M., Lavecchia G. & Pialli G.P. (1998) - *Seismicity and extensional tectonics in the Northern Umbria-Marche Appennines*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 539-556.

Boncio P., Ponziani F., Barchi M., Lavecchia G. & Pialli G.P. (1998) - *Il contributo di nuovi dati microsismici alla definizione di un modello sismogenetico per l'area umbra*. Atti XVI Conv. Annuale G.N.G.T.S., Roma, 11-13 novembre 1996.

Boncio P., Brozzetti F. & Lavecchia G. (2000) - *Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy*. Tectonics, **19**, 1038-1055.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012.

Boni C., Cascone C., Mastrorillo L., Tarragoni C. (2005) - *Carta Idrogeologica delle Dorsali Interne Umbro marchigiane scala 1:50.000*. Pubbl. GNDCI-CNR n. 2865.

Bonini M. (1997) - *Evoluzione tettonica plio-pleistocenica ed analisi strutturale del settore centro meridionale del bacino tiberino e del bacino di Rieti (Appennino Umbro-Sabino).* Boll. Soc. Geol. It., **116**: 279-318.

Borselli V., Ficcarelli G., Landucci F., Magnatti M., Napoleone G. & Pambianchi G. (1988) - *Segnalazione di mammiferi pleistocenici nell'area di Colfiorito (Appennino Umbro-Marchigiano) e valutazione della potenzialità del giacimento con metodi geofisici*. Boll. Soc. Paleont. It., **27** (2): 253-257.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G. & Valensise G. (1998) - *I terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano. Area Sud orientale dal 99 a.C. al 1984.* Istituto Nazionale di Geofisica, SGA Storia Geofisica Ambientale. pp. 267, Editrice Compositori, Bologna.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G. & Gasperini P. (Eds.) (2000) - *Catalogue of strong italian Earthquakes.* Ann. Geof., 43 (4): pp. 268.

Bosi C. (2002) - *L'interpretazione delle superfici relitte nell'Appennino centrale: il caso della zona di Colfiorito (prov. di Perugia e Macerata)*. Il Quaternario, **16** (1): 69-82.

Bosi C., Caiazzo C., Cinque A. & Messina P. (1996) - *Le superfici relitte della regione fucense (Appennino centrale) e loro possibile significato nella ricostruzione dell'evoluzione geologica.* Il Quaternario, **9**: 382-386.

Brozzetti F. & Lavecchia G. (1994) - *Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia seismic zone (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **8**, 1: 36-57.

Buccolini M., Gentili B., Marchetti P. & Pambianchi G. (1989) - *Il sovralluvionamento olocenico nell'alto bacino del Fiume Nera (Marche).* Mem. Soc. Geol. It., **42**: 343-349.

Bucefalo Palliani R. & Mattioli E. (1998) - *High resolution potential of the calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst integrated biostratigraphy in the Lower Jurassic of Central Italy.* Journal of Micropaleontology, **17**: 153-172.

Buonaora P. (1994) - *La Valle Umbra. Genesi e trasformazione di un sistema idraulico (secoli XVI-XIX).* Quad. monogr. di "Proposte e ricerche", **17**: 1-304.

PROGETTO CARG

Calamita F. (1990) - *Thrust and fold related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy).* Annales Tectonicae, **4**: 83-117.

Calamita C., Coltorti M., Piccinini D., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ripepe M., Scisciani V. & Turco E. (2000) - *Quaternary faults and sesimicity in the Umbro-Marchean Apennines (Central Italy): evidence from the 1997 Colfiorito earthquake.* J. Geodyn., **29**: 245-264.

Calamita F., Coltorti M., Pierantoni P.P., Farabollini P. & Pizzi A. (1994) - *Le faglie normali quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito.* Studi Geol.Camerti, **14**.

Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. & Pizzi A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'Appenino umbro-marchigiano tra il preappenino umbro e la costa adriatica.* Mem. Soc. Geol. It, **118**: 125-139.

Calamita F., Deiana G. & Dramis F. (1982) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 131 (Foligno, I° e II° quadrante) e 123 (Assisi, III° e IV° quadrante).* In: C.N.R., Prog. Fin. Geod., Sottoprog. Neotettonica, Contr. prel. alla realizz. della Carta Neotettonica d'Italia: 73-89.

Calamita F. & Pizzi A. (1993) - T*ettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati.* Studi Geol.Camerti, Vol. Spec. **1992/1**: 17-25.

Calamita F., Coltorti M., Piccinini, D. Pierantoni P.P., Pizzi A, Ripepe M., Scisciani V. & Turco E. (2000) - *Quaternary faults and seismicity in the Umbro-Marchean Apennines (Central Italy): evidence from the 1997 Colfiorito earthquake.* Tectonophysics, **29**, 245-264.

Canavari M. (1885) - *Sui fossili del Lias inferiore nell'Appennino centrale.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat.: 141-169.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Micarelli A., Potetti M. & Di Lorito L. (1986) - *Il Miocene delle Marche.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La geologia delle Marche": 35-55.

Capellini G. (1880) - *Resti di mastodonte rinvenuto a Spoleto in un giacimento di lignite.* Rend. Acc. delle Scienze (1879 - 1880), Bologna.

Carrara C., Brunamonte F., Ferreli L., Lorenzoni P., Margheriti L., Michetti A.M., Raglione M., Rosati M. & Serva L. (1993) - *I terrazzi della medio-bassa valle del F. Velino.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**: 97-102.

Cattuto C., Cencetti C. & Gregori L. (1988) - *Lo studio dei corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica come mezzo d'indagine sulla tettonica del Plio/Pleistocene.* Atti del Convegno: "I corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica - Aspetti ecologici e gestionali" Aulla, 22-24 giugno 1987. Boll. Mus. St. Lunigiana, **6-7** (1-2): 7-10.

Cattuto C., Conti M.A., Nicosia U., & Parisi G. (1979) - *Relazione sulla neotettonica dei Fogli 130, 131, 137 e 138*. In: C.N.R., Prog. Fin. Geod., Sottoprog. Neotettonica. Contr. prel. alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. no. **251**: 13-28.

Cattuto C., Gregori L., Melelli L., Taramelli A. & Broso D. (2005) - *I conoidi nell'evoluzione delle conche intermontane umbre*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. VII (2005): 89-95.

Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco E. (1997) - *Active tectonics in the Central Apennines and possible implication for seismic hazard analysis in peninsular Italy.* Tectonophysics, **272**: 43-68.

Cencetti C. (1989) - *Evoluzione del reticolo idrografico in un tratto umbro-marchigiano dello spartiacque principale dell'Appennino*. Geogr. Fis. Din. Quat., **11**, 1: 11-24.

Cencetti C. (1993) - *Morfotettonica ed evoluzione Plio/Pleistocenica del paesaggio nell'area appenninica compresa tra i monti di Foligno e la Val Nerina (umbria centro-orientale).* Boll. Soc. Geol. It, **112**: 235-250.

Cencetti C., Dragoni W. & Nejad Massoum M. (1989) - *Contributo alle conoscenze delle caratteristiche idrogeologiche del Fiume Nera (Appennino centro-settentrionale).* Geol. Applicata e Idrogeologia, **24**: 191-210.

PROGETTO CARG

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1969) - *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino Umbro- Marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 38-46.

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appenino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 7-89.

Centamore E., Deiana G., Micarelli A. & Potetti M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. "La geologia delle Marche": 9-27.

Centamore E., Deiana G., Dramis F., Pieruccini U. (1980) - *Morphotectonic characteristics of the Umbria-Marche Apennine*. Studi Geol. Camerti, **6**: 31-35.

Checcucci R., Dragoni W. & Marchetti G. (1999) - *Le risorse idriche strategiche in Umbria. Conoscenza e prospettive di utilizzo*. Atti del 3° Conv. Naz. sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio: 4133-4142. Quad. di Geologia Applicata, Pitagora Editrice Bologna.

Chiaraluce L., Barchi M., Collettini C., Mirabella F. & Pucci S. (2005) - *Connecting seismically active normal faults with Quaternary geological structures in a complex extensional environment: The Colfiorito 1997 case history (northern Apennines, Italy).* Tectonics, 24, TC1002, doi:10.1029/2004TC001627; pp.16.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994: 9-128.

Chiocchini & Mancinelli (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale).* Studi Geologici Camerti, **3**: 109-152.

Chiocchini & Mancinelli (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III-Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore.* Studi Geologici Camerti, **4**: 19-36.

Chiodini G., Del Giudice C., Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E. (1991) - *Il monitoraggio idrogeologico ed idrochimico del sistema alluvionale della Valle Umbra.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon editrice, Perugia: 83-94.

Ciaccio M.G., Pondrelli S. & Frepoli A. (2006) - *Earthquake fault-plane solutions and patterns of seismicity within the Umbria Region, Italy.* Annals of Geophysics, **49**, 987-1002.

Ciccacci S., D'Alessandro L., Dramis F., Fredi P. & Pambianchi G. (1985) - *Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche Ridge, Northern sector.* Studi Geologici Camerti, **10**: 7-15.

Cinti F. R. (2008) - *The 1997-1998 Umbria-Marche post-earthquakes investigation: perspective from a decade of analyses and debates on the surface fractures*. Annals of Geophysics, **51**, 361-381.

Cita M.B. *et alii* (a cura di, 2007) - *CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, Volume 7 - Fascicolo VI, 318 pp.

Cipollari P. & Cosentino D. (1997) - *Il bacino di Belvedere - Vallocchia (Monti di Spoleto): un trhust -top basin dell'Appennino Serravalliano.* Boll. Soc. Geol. It., **116**: 347-362.

Clerici E. (1894) - *Sul ritrovamento del Castoro nelle ligniti di Spoleto.* Boll. Soc. Geol. It., **13**: 169 e 199-202.

Clerici E. (1895) - *Rinvenimento di resti di Tapiro nelle ligniti di Spoleto.* Boll. Soc. Geol. It., **14**: 296-297.

Coccioni R., Franchi R., Nesci R., Perilli O., Wezel N. & Battistini F. (1987) - Atti del II Convegno Internazionale F.E.A. Pergola.

PROGETTO CARG

Coccioni, R., Galeotti, S., Ragni, D., 1992. *Litho- and biostratigraphy of the Scaglia Bianca Formation (late Albian-late Cenomanian) in the Umbria-Marche Apennines (Italy).* 6th Annual Meeting of IGCP 262 (Tethyan Cretaceous Correlation)-Cretaceous Facies in Orogenic Belts, Athens, 22-26 May, 1992, pp. 4.

Coccioni R. & Montanari A. (1994) - *L'orizzonte del bisciaro.* In: *Guide geologiche regionali: Appennino umbro-marchigiano* . Vol. **7**: 36-38.

Colacicchi (1994) - *Le successioni pelagiche del Giurassico. Appennino Umbro-Marchigiano.* Guide Geologiche Regionali, **7**: 27-31.

Colacicchi R. & Baldanza A. (1986) - *Carbonate turbidites in a mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, Apennines - Comparison with silicoclastic depositional models.* Sedimentary Geology, **48**: 81-105.

Colacicchi R., Baldanza A. & Parisi G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del bacino Umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche.* Geologica Romana, **24**: 35-72.

Colacicchi R., Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Baldanza A., Cresta S. & Pallini G. (1988) - *Paleoenvironmental analysis from Lias to Malm (Corniola to Maiolica Formations) in the Umbria-Marche basin, Central Italy (preliminary report).* In: Rocha R.B. & Soares A.F. (Eds.): "2nd Int. Symp. on Jurassic Strat.": 717-728, Sept.1987, Lisboa.

Colacicchi R. & Parisi G. (1999) - *A multidisciplinary approach to the geology of the Italian Jurassic: Twelve years of research into the Umbria-Marche Basin (Central Italy).* Paleopelagos, Spec. Publ., **3**: 85-88.

Colacicchi R., Passeri L. & Pialli G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale* Mem. Soc. Geol. It., **9** (4): 839-874.

Colacicchi R. & Pialli G. (1967) - *Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del Monte Cucco (Appennino Umbro).* Boll. Soc. Geol. It., **86** (3): 179-192.

Colacicchi R. & Pialli G. (1969) - *Relationship between some peculiar features of jurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (central Italy).* Preprints of Mediterranean Jurassic Colloquium. Budapest, 3-8 sept. 1969: pp. 14.

Colacicchi R. & Pialli G. (1973) - *Significato paleogeografico di alcuni depositi ad alta energia nella parte sommitale del calcare massiccio (nota preliminare).* Boll. Soc. Geol. It., **92** (suppl.): 173-187.

Collettini C. & Barchi M. (2004) - *A comparison of structural data and seismic images for low-angle normal faults in the Northern Apennines (Central Italy).* Geol. Soc., London, Sp. Publ., **224**: 94-112.

Collettini C., De Paola N., Holdsworth H. R. & Barchi M. (2006) - *The development and behaviour of low-angle normal faults during Cenozoic asymmetric extension in the Northern Apennines, Italy.* Journ. Struct. Geol. (0191-8141), **28**: 333-352.

Coltorti M. (1997) - *Geological and geomorphological events in the evolution of the hydrographic network of the Umbria-marche Apennines (Central Italy).* Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. III (28): 79-105.

Coltorti M., Albianelli A., Bertini A. Ficcarelli G., Laurenzi M.A., Napoleone G. & Torre D. (1998) - *The Colle Curti mammal site in the Colfiorito area (Umbria-Marchean Apennine, Italy): geomorphology, stratigraphy, paleomagnetism and palinology.* Quaternary International, **47/48**: 107-116.

Coltorti M. & Dramis F. (1995) - *The chronology of upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in central Italy.* Permafrost and Periglacial Processes, **6**(3): 235-242.

Coltorti M., Farabollini P., Gentili B. & Pambianchi G. (1996) - *Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-adriatic basin, Italy.* Geomorphology, **15**: 33-45.

PROGETTO CARG

Coltorti M. & Pieruccini P. (1997a) - *The Southeastern Tiber Basin (Spoleto, Central Italy): geology and stratigraphy of Plio-pleistocene sediments.* Il Quaternario, **10** (2): 159-180.

Coltorti M. & Pieruccini P. (1997b) - *Middle-Upper Pliocene "Compression" and Middle Pleistocene "Extension" in the East Tiber Basin: from "synform" to "extensional" basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy).* Il Quaternario, **10** (2): 521-528.

Coltorti M. & Pieruccini P. (1999a) - *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in Neotectonic studies.* Jurnal of geodynamics, **4** (2/2): 1-6.

Coltorti M. & Pieruccini P. (1999b) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi Plio-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano tra il pedappennino Umbro e la costa Adriatica.* Boll. Soc. Geol. It., **118**: 125-139.

Coltorti M. & Pieruccini P. (2002) - *The Late lower Pliocene Planation Surface and Mountain Building of the Apennines (Italy).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., Int. Workshop "Large-Scale vertical Movements and related gravitational processes". Camerino-Roma, 21-26/06/1999.

Consorzio della Bonificazione Umbra (1993) - *Il governo delle acque nella Valle Umbra.* Arti Grafiche Panetto & Petrelli, Spoleto, 1993.

Conti M.A. & Girotti O. (1977) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico.* Geol. Romana, **16**: 67-80.

Cresta S., Monechi S., Parisi G., Baldanza A. & Reale V. (1989) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. Itinerari geologici sull'Appenino Umbro-marchigiano.* Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **39**.

D'Agostino N., Mantenuto S., D'Anastasio E., Avallone A., Selvaggi G., Barchi M.R., Collettini C., Radicioni F., Stoppini A., Fastellini G. (2009) - *Contemporary crustal extension in the Umbria-Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation.* Tectonophysics, **476**, 3-12.

D'Argenio B. & Ferreri V. (1988) - *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia centro meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 861-868.

Dahlstrom, C.D.A. (1970) - *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains.* Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **18**, 332-407

Damiani A.V. (a cura di, 2011) - *Note Illustrative del Foglio 366 (Spoleto) della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000.*

Damiani A.V. (1977) - *Aspetti geomorfologici e possibile schema evolutivo dei monti Sibillini (App. umbro-marchigiano)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **96** (2), (1975): 231-314.

Damiani A.V., Tuscano F. & Cascella A. (1997) - *Inquadramento geologico-stratigrafico delle unità silico-clastiche affioranti in Umbria.* Boll. Serv. Geol. d'It., **114** (1995): 57-86.

Davis D., Suppe J. & Dahlen F. A. (1983) - *Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges.* J. G. R., **88**, 1153-1172.

Decandia F.A. (1982) - *Geologia dei monti di Spoleto (provincia di Perugia).* Boll. Soc. Geol. It., **101** (2): 291-315.

Decandia F.A. & Giannini E. (1977) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 2 - Le scaglie di copertura.* Boll. Soc. Geol. It., **96**: 723-734.

De Feyter & Menichetti M. (1986) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy).* Memorie della Soc. Geol. It., **35**: 357-370.

Deiana G. (1965) - *Analisi strutturale del sovrascorrimento tettonico di Scopoli (Foligno) - Trevi (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1): 173-184.

De Franco R., Berra F., Biella G., Boniolo G., Caielli G., Corsi A., Forcella F., Lazzati F., Lozej A., Morrone A. & Tondi R. (2004) - *Late Neogene-Quaternary evolution of the intermontane Clusone Basin (Southern Alps, Italy): integration of seismic and geological data.* Journal Quaternary Science, **19** (4): 409-421.

PROGETTO CARG

De Franco R., Biella G., Caielli G., Berra F., Guglielmin M., Lozej A., Piccin A. & Sciunnach D. (2009) - *Overview of high resolution seismic prospecting in pre-Alpine and Alpine basins*. Quaternary International, doi:10.1016/j.quaint.2009.02.011.

De Marchi L. (1881) - *Bacino lignitifero pliocenico di Spoleto.* Rel. Serv. Min., 1881; Riv. Min., 1884.

De Martini P. M., Pino N.A., Valensise G. & Mazza S. (2003), *Geodetic and seismologic evidence for slip variability along a blind normal fault in the Umbria Marche 1997.1998 earthquakes (central Italy)*. Geoph. J. Int., **155**, 819-829.

De Paola N., Collettini C., Trippetta F., Barchi M.R., Minelli G. (2007) - *A mechanical model for complex fault patterns induced by evaporites dehydration and cyclic fluid pressure increase.* Journal of structural geology, **29**, 1573-1584

Desplanques H.G. (1969) - *Campagnes Ombriennes.* CNRS, Paris: pp. 544.

Donati L. & Turrini M.C. (2002) - *An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the GIS methodology: application to an area of the Apennines (Valnerina; Perugia, Italy).* Eng. Geology ...: 277-289.

Dramis F. (1983) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati.* Geogr. Fis. Din. Quat., **6**: 180-182.

Dramis F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., **1992/1**: 9-15.

Dramis F., Pambianchi G., Nesci O. & Consoli M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1991/2**, CROP. 11: 287-293.

Du Riche Preller C.S. (1919) - *The ancient sea and lake basins of Central Italy.* The Scottish Geographical Magazine, **35**: 177-230.

Falcone M., Marchetti G., Martini E. & Pizzi G. (1991) - *Il modello matematico di flusso dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon editrice, Perugia: 67-82.

Farabollini P., Materazzi M., Miccadei E. & Piacentini T. (2005) - *I travertini dell'Italia centrale adriatica: genesi, cronologia e significato geomorfologico e paleoambientale.* Il Quaternario, **17** (2/1): 259 -272.

Faralli L. (1996) - *La faglia della Valnerina (Umbria sud-orientale): rilevamento geologico e caratterizzazione cinematica fra Meggiano e Scheggino.* Tesi di Laurea inedita. Univ. Perugia, Fac. Sc. MM. FF. NN., A.A. 1995 - 1996.

Fazi F. (1906) - *I bacini lignitiferi dell'Umbria e loro utilizzazione.* Campi, Foligno.

Ferreli L., Parotto M. & Serva L. (1990) - *Evoluzione del reticolo idrografico nella piana di Rieti negli ultimi 4000 anni.* Mem. Soc. Geol. It, **45**: 901-910.

Ficcarelli G., Abbazzi L., Albianelli A., Bertini A., Coltorti M., Magnatti M., Mazza P., Mezzabotta C., Napoleone G., Rook L., Rustioni M. & Torre D. (1997) - *Cesi, an early Middle Pleistocene site in the Colfiorito Basin (Umbro-Marchean Apennine, Central Italy).* Jorn. Quat. Sci., **12**: 507-518.

Ficcarelli G., Masini F., Mazza P. & Torre D. (1990) - *The mammal of the lastest Villafranchian in Italy.* SEQS Cromer Symp., Norwich, September 1990.

Ficcarelli G. & Mazza P. (1990) - *New fossil finding from the Colfiorito Basin (Umbria-Marchean Apennine).* Boll. Soc. Paleont. It., **29** (2): 245-248.

Ficcarelli G. & Silvestrini M. (1991) - *Biochronologic remarks on the Local Fauna of Colle Curti (Colfiorito Basin, Umbrian-Marchean Apennine, Central Italy).* Boll. Soc. Paleont. It., **30**: 197-200.

PROGETTO CARG

Foglietta M. (1992) - *Analisi strutturale e cinematica del fronte transpressivo di Scopoli-Trevi, nel settore compreso tra Castelluccio e Cancelli.* Tesi Sper. di Laurea, Univ. degli Studi di Perugia, A.A. 1991-1992.

Galadini F., Colini L., Giaccio B., Messina P., Salvi S. & Sposato A. (2003) - *Persisting effects of the Colfiorito (central Italy) Pleistocene paleolandslide in the land use planning: Upper Palaeolithic and proto-historical coexistence, Antique-Modern modifications.* Environmental Geology, **43**: 621-634.

Galli P., Bosi V., Galadini F., Meghraoui M., Messina P., Basili R., Moro M. & Sposato A. (1997) - *Fratturazione superficiale connessa ai terremoti umbro-marchigiani del settembre-ottobre 1997. Il Quaternario,* **10 (2): 255-262.**

Galli P., Bosi V., Galadini F., Meghraoui M., Messina P., Basili R., Moro M. & Sposato A. (1998) - *Evidenze tettoniche di superfici connesse ai terremoti umbro-marchigiani del settembre ottobre 1997.* Ing. Sismica, anno XV, **1**, gennaio-aprile.

Galluzzo F. & Santantonio M. (2002) - *The Sabina Plateau: a new element in a Mesozoic paleogeography in Central Apennines.* Boll. Soc. Geol. It., Vol. Sp., **1**: 561-588.

Ge.Mi.Na. (= Geomineraria Nazionale) (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale.* A cura di AA. VV., ILTE, Torino: pp. 319.

Giaccio B., Rolfo M.F., Bozzato S., Galadini F., Messina P., Silvestrini M. & Sposato A. (2004) - *La risposta ambientale ed umana alle oscillazioni climatiche sub-orbitali dell'ois3: evidenze geoarcheologiche dalla Piana di Colfiorito (Appennino centrale). Il Quaternario,* **17 (2/1): 231-247.**

Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Peruzzi L. (1991) - *Applicazione del metodo DRASTIC per la valutazione della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero alluvionale freatico della Valle Umbra Sud.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon Editrice, Perugia: 109-120.

Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Santucci A. (1991) - *L'idrochimica dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra Sud.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon editrice, Perugia: 95-108.

Giaquinto S. & Mattioli B. (1991) - *Il bacino delle sorgenti del Clitunno: lineamenti idrogeologici e idrogeochimici.* Pubbl. no. 413 del GNDCI-CNR "Le acque sotterranee in Umbria", a cura di Giaquinto S., Marchetti G., Martinelli A. & Martini E., Protagon editrice, Perugia: 191-200.

Giovagnotti Ce. & Giovagnotti Ch. (a cura di) (2003) - *Bibliografia geologico-ambientale dell'Umbria.* Provincia di Perugia.

Giuliano G. & Sciotti M. (1981) - *Schema idrogeologico del bacino del Tevere.* Pubbl. no. 3 "Istituto di Ricerca sulle Acque". CNR, Quaderno n. **48**: 1-128, Roma.

Gliozzi E., Abbazzi L., Ambrosetti P., Argenti P., Azzaroli A., Caloi L., Capasso Barbato L., Di Stefano G., Ficcarelli G., Kotsakis T., Masini F., Mazza T., Mezzabotta C., Palombo M. R., Petronio C., Rook L., Sala B., Sardella R., Zanalda E. & Torre D. (1997) - *Biochronology of selected mammals, molluscs and ostracods from the middle Pliocene to late Pleistocene in Italy. The State of Art*. Riv. It. Paleont. Strat., ...: 369-388.

Gliozzi E., Improta S., Mazzini I. & Sardella R. (1996) - *Preliminary results on the "Grotta del Lago" Holocene deposits (Triponzo, Nera River Valley, Umbria, Central Italy).* Il Quaternario, **9** (1/2): 745-752.

Gregori L. (1988) - *Il "bacino di Bastardo": genesi ed evoluzione nel quadro della tettonica recente*. Boll. Soc. Geol. It., 107: 141-151.

Gregori L. (1990) - *Geomorfologia e neotettonica dell'area di Colfiorito (Umbria).* Geogr. Fis. Din. Quat., **13** (1): 43-52.

PROGETTO CARG

Grun B. & Blau J. (1997) - *New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellidi zonal and subzonal division*. Rev. Paleobiol., **16** (1): 197-214.

Guarino F. (1985) - *Acque fluviali e bonifica nella pianura di Foligno durante il XVIII secolo.* Ediclio Foligno, 1985.

Guerrera F., Monaco P., Nocchi M., Parisi G., Franchi R., Vannucci S. & Giovannini G. (1988) - *La Scaglia Variegata eocenica nella sezione di Monte Cagnero (bacino marchigiano interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico.* Boll. Soc. Geol. It., **107**: 81-99.

Guzzetti F. & Cardinali M. (1991) - *Debris-flow phenomena in the Central Appenines of Italy.* Terra Nova, **3**: 619-627.

Guzzetti F., Cardinali M. & Reichenbach P. (1994) - *The AVI Project: a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy.* Environmental Management, **18**: 623-633.

Guzzetti F., Reichenbach P. & Ghighi S. (2004) - *Rockfall hazard and risk assestment along a transportation corridor in the Nera Valley, Central Italy.* Enviromental Management, **34** (2): 191-208.

Iaccarino S.M. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera.* Plankton stratigraphy, **1**: 283-314.

Iaccarino S.M., Premoli Silva I., Biolzi M., Foresi L.M., Lirer F. & Petrizzo M.R. (2005). *Practical manual of Oligocene to Middle Miocene planktonic Foraminifera (Perugia).* In: International School on Planktonic Foraminifera 2005, Perugia.

Jacobacci A. (1959) - *Considerazioni generali sulle ligniti dell'Umbria.* Atti Conv. "Mostra Naz. Ligniti", Perugia, 7 - 11 maggio 1959.

Lavecchia (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. 3) Lo stile deformativo.* Boll. Soc. Geol. It., **100**: 271-278.

Lavecchia G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale.* Boll. Soc. Geol. It., **104** (1): 161-194.

Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Keller J. & Menichetti M. (1994) - *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from the analysis of the Neogene to Present deformation and related stress field*. Soc. Geol. Am. Bull., **106**: 1107-1120.

Lavecchia G., Minelli G. & Pialli G.P. (1983) - *Strutture plicative minori dell'Appennino umbro-marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **102**: 95-112.

Lavecchia G., Minelli G. & Pialli G.P. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy).* Tectonophysics, **146**: 125-137.

Lotti B. (1909) - *Rilevamento geologico nell'alta Valnerina durante la campagna 1908.* Boll. Reale Com. Geol. d'It., **40**: 39-61.

Lotti B. (1912) - *Relazione preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911. Umbria: F° 131 (tav. Bevagna); F° 131 (tav. Foligno); F° 123 (tav. Gualdo Tadino); F° 123 (tav. Padule).* Boll. Reale Com. Geol. d'It., **43** (1): 19-24.

Lotti B. (1913) - *Sulle due facies del Cretaceo Umbro ed Abruzzese.* Boll. Reale Com. Geol. d'It., **32** (4): 64-66.

Lotti B. (1914) - *Relazione sulla campagna geologica dell'anno 1912. Umbria: F° 131, tav. Foligno; F° 123, tav. Gualdo Tadino, Padule e Gubbio.* Boll. Reale Com. Geol. d'It., **44**: 1-27.

Lotti B. (1917) - *L'antico Lago Tiberino e le ligniti dell'Umbria.* La Miniera Ital., 1, **7**: 274-275.

Lotti B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **21**: 1-320.

Lotti B. & Crema C. (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. Studi della zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa.* Boll. Reale Uff. Geol. d'It., **52** (14): 1-15.

Lowrie W., Alvarez W., Napoleone G., Perch-Nielsen K., Premoli Silva I. & Toumarkine M. (1982) - *Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks; Contessa Section, Gubbio.* Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 5: 414-432.

PROGETTO CARG

Luterbacher H.P. & premoli Silva I. (1964) - *Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino centrale.* Riv. It. di Paleont. e Strat., **70**, 1:67-128.

Mancinelli F. (1929) - *Lago umbro pliocenico.* pp. 103, Annuario Ist. Tecn. G. Spagna, Spoleto, Tip. dell'Umbria.

Marchetti G. & Martinelli A. (1991) - *Gli acquiferi alluvionali dell'Umbria*. In: "*Le acque sotterranee in Umbria"*, pp. 209, Protagon Editrice, Bologna.

Marchetti G. & Martini E. (1991, a cura di) - *Carta della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento della Valle Umbra Sud.* Consiglio Nazionale delle Ricerche, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Regione dell'Umbria.

Masini F., Ficcarelli G. & Torre D. (1994) - *Late Villafranchian and earliest Galerian Mammal fuanas from some intermontane basins of north-central Italy. Mem. Soc. Geol. It.,* **48: 381-389.**

Massoli D., Koyi H.A., Barchi M.R. (2006) - *Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements. Analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy).* Journal Of Structural Geology, **28**, 185-199.

Mattioli B. (1992) - *Il Fiume Nera. Esigenze produttive e tutela ambientale.* In: Mattioli B. - Il Fiume segreto. Italia Nostra. Scheggino. 26-27 settembre 1992.

Mazzanti R. & Trevisan C. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino Centro Settentrionale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **1**: 55-62.

Melelli A. (1986) - *Le acque nella vita e nell'economia dell'Umbria sud-orientale*. Umbria economica, **7** (3-4): 139-184.

Menichetti M. (1991) - *Sismogenesi e faglie dirette nell'area umbro-marchigiana.* Atti del XVI Conv. Ann. G.N.G.T.S., Roma, 6-8 novembre 1991.

Menichetti M. & Pialli G. (1986) - *Geologia strutturale del Preappennino umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco (Appennino Umbro-Marchigiano).* Memorie della Società Geologica Italiana, **35**, 1, 371-88.

Merla G. (1944) - *Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino.* Serv. Idrografico, Min. LL. PP., Pubbl. n. 22, Roma: pp. 130.

Messina P. & Galadini F. (2004) - *Evoluzione Morfologica Stratigrafica delle conche in tramontane abruzzesi e relative implicazioni tettoniche.* Convegno sul tema: la Geologia del Quaternario in Italia, temi emergenti e zone d'ombra, Roma: 16-18.

Messina P., Galadini F., Galli P. & Sposato A. (2002) - *Quaternary basin evolution and present tectonic regime in the area of the 1997-1998 Umbria-Marche seismic sequence (central Italy).* Geomorphology, **42**: 97-116.

Minissale, A., Kerrick, D. M., Magro, G., Murrell, M. T., Paladini, M., Rihs, S., ... & Vaselli, O. (2002). *Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications.* Earth and Planetary Science Letters, 709-728.

Mirabella F., Boccali V., Barchi M.R. (2005) - *Segmentation and interaction of normal faults within the Colfiorito fault system (central Italy)*. Journal Of The Geological Society, Spec. Publ. **243**, 25-36.

Mirabella F., Barchi M.R., Lupattelli A., Stucchi E., Ciaccio M.G. 2008 - *Insights on the seismogenic layer thickness from the upper crust structure of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy).* Tectonics (0278-7407), **27**, TC1010.

Moderni P. (1905) - *Rilevamento geologico della tavoletta Norcia.* Boll. Reale Com. Geol. It., **36**: 42-43.

Monaco P. (1989) - *La sedimentazione biodetritica del bacino umbro sud-orientale durante il Paleogene. Indicazioni per la ricostruzione del margine occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e confronto con altre aree tetidee.* Mem. Sc. Geol. Padova, **41**: 191-253.

PROGETTO CARG

Monaco P., Nocchi M. &, Parisi G. (1987) - *Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore.* Boll. Soc. Geol. It., **106**: 71-91.

Nesci O., Savelli D. & Veneri F. (1990) - *Alluvioni terrazzate, depositi di versante e travertini (Quaternario). In:* Soc. Geol. It. (a cura di, 1994) - *Guide geologiche regionali. Appennino Umbro-Marchigiano*. BE-MA Ed., 301 pp..

Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Monechi S. & Madile M. (1986) - *Biostratigraphy and paleoenvironmental changes of the foraminifera and calcareous nannofossil assemblages from Middle Eocene to Early Oligocene south eastern Umbria Scaglia sequences, Italy.* Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., 1986.

Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Monechi S. & Madile M. (1988) - *Eocene and Early Oligocene micropaleontology and Paleoenvironments in SE Umbria, Italy.* Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., **67**: 181-244.

Ori, G. G., Roveri, M., and Vannoni, F., 1986, *Plio-pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*, in Allen, P. A., Homewood, P., and Williams, G., editors, *Foreland Basins*: International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 183-198.

Pantanelli D. (1886) - *Vertebrati fossili delle ligniti di Spoleto.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **7**: 93-99.

Parisi G., Ortega-Huertas M., Nocchi M., Palomo I. & Monaco P. (1996) - *Stratigraphy and geochemical anomalies of the early Toarcian oxigen - poor interval in the Umbria - Marche Apennines (Italy)*. Geobios., **29** (4): 469-484.

Parona C.F. (1883) - *Contributo allo studio della fauna liassica dell'Appennino centrale.* Mem. Reale Acc. Lincei, **15**: 643-674.

Parona C.F. (1905) - *Sulla fauna e sull'età dei calcari a Megalodontidi delle cave di Trevi (Spoleto).* Atti Reale Acc. d. Sc., **41**: pp. 9.

Pascucci V., Merlini S. & Martini I.P. (1999) - *Seismic stratigraphy of the Miocene-Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and western Tuscany (Italy).* Basin Research, **11**(4): 337-356.

Passeri L. (1971) - *Stratigrafia e sedimentologia dei calcari Giurassici del M. Cucco (Appennino umbro)*. Geologica Romana, **10**: 93-130.

Perrone E. (1908) - *Il Tevere.* Carta Idrografica d'Italia. pp. 486.

Pialli G.P. (1969) - *Un episodio marnoso del Lias superiore nel bacino umbro-marchigiano: le Marne di M. Serrone*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **78**: 3-23.

Pialli G.P. (1970) - *Geologia delle formazioni giuresi dei monti ad Est di Foligno (Appennino umbro).* Geologica Romana, **9**: 1-30.

Pialli G., Plesi G., Damiani A.V. & Brozzetti F. (a cura di, 2009) - *Note illustrative dle Foglio 289 (Città di Castello) della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000.*

Piergiovanni F. (1989) - *Eveti lito-biostratigrafici nella Scaglia Bianca umbro-marchigiana in connessione con l'episodio anossico del "Livello Bonarelli" (limite Cenomaniano-Turoniano).* Boll. Soc.Geol. It., **108** (2): 289-314

Plesi G. (a cura di, 2010) - *Note illustrative dle Foglio 299 (Umbertide) della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000.*

Pozza G. & Bagaglia A. (2001) - *A Konickella fauna recorded from the s.s. type-locality of the Marne di M. Serrone Formation (Umbria, Central Italy, Northern Apennine).* 1 Part. Revue Paléobiol., Genevè, **20** (1): 19-29.

Premoli Silva I., Rettori R. & Verga D. (2003) - *Practical manual of Paleocene and Eocene planktonic Foraminifera - taxonomical implications.* International school on Planktonic Foraminifera, 2nd Course: Paleocene and Eocene. Verga & Rettori eds. Universities of Perugia and Milano, Perugia (Italy).

PROGETTO CARG

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy.* Paleont. Italica, **82**: 1-89.

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (2001) - *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera.* pp. 442. In: Premoli Silva I. & Rettori R. (Eds). ENI-AGIP, S. Donato Milanese.

Premoli Silva I. & Verga, D. (2004) - *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera.* International school on Planktonic Foraminifera, 3rd Course: Cretaceous. Verga D. & Rettori R. (Eds.), Perugia, pp. 283.

Principi P. (1922) - *I bacini pliocenici e quaternari dell'Umbria Centrale.* Atti Soc. Ligustica di Sc. e Lett., **1** (2): 63-114.

Pucci S., De Martini P.M., Pantosti D. & Valensise G. (2003) - *Geomorphology of the Gubbio Basin (Central Italy): understanding the active tectonics and earthquake potential.* Annals of Geophysics.

Raffy J. (1979) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin Central. Etude géomorphologique.* Thése Doct. Univ. Paris I, pp. 441.

Ravagli T. & Mattioli B. (1990) - *I caratteri geologici della zona di Pietrarossa.* Boll. Storia Patria per l'Umbria, **87**: 19-33.

Regione Umbria (1998) - *Acquisizione dati sismologici sperimentali per la micro zonazione sismica di Foligno.*Servizio Geologico- Contratto di ricerca RU/CNR.IRRS di MIlano.

Regione Umbria (1995) - *Carta Geologica della Valnerina in scala 1:10.000. Sez. 324120 Sellano, Sez. 324160 Cerreto di Spoleto.*Servizio Geologico.

Regione Umbria (1998) - *Indagini urgenti di microzonazione sismica speditiva - Progetto di rilevamento ed identificazione delle zone suscettibili di amplificazioni o instabilità dinamiche locali (D.L. n.6 del 30.01.1998 e L.N. n.61 del 30.03.1998).* Servizio Geologico

Regione Umbria (2000) - *L. R. n. 27/00 "Piano Urbanistico Territoriale"*.

Regione Umbria (2005) - *D.C.R.. n. 465 del 09/02/05 Piano Regionale delle Attività Estrattive*.

Regione Umbria (2008) - *Redazione informatizzata della cartografia idrogeologica tematica del territorio della Regione Umbria-Allegato 2.* Servizio Geologico.

Regione Umbria (2002) - *Rilevamento geologico e geotematico delle aree terremotate - Carte geologiche e di pericolosità sismica locale.* CD-ROM, consorzio esc, Perugia, 2002. Servizio Geologico.

Regione Umbria (2004) - *Progetto di rilevamento geologico e geotematico per l'individuazione delle aree suscettibili di amplificazioni sismiche locali sui territori comunali con elevata pericolosità sismica di base (DGR n. 199/03).* Servizio Geologico.

Regione Marche (2001) - *Realizzazione della cartografia geologica e geotematica e dei relativi supporti informatici alla scala 1:10.000. Progetto n. 2 - Zona Sud. Interventi strutturali comunitari DOCUP "Obiettivo 5B"*. Aquater.

Renz O. (1936) - *Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Krestide Tertiar) in zentralen Apennin.* Eclogae Geol. Elvetiae., **29**: 11-35.

Renz O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla Scaglia (Cretaceo superiore - Terziario) dell'Appennino centrale.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **29**: 1-173.

Ricci A. (1882) - *Ricerche minerarie sulla lignite di S. Angelo in Mercole di Spoleto.* pp. 42. Tip. Bossi, Spoleto.

Robaszynski F. & Caron M. (1995) - *Foraminifères planctonique du crètacè: commentaire de la zonation Europe-Mediterranée*. Bull. Soc. Gèol. France, **166** (6): 681-692.

Sabella A. (1959) - *Le miniere di lignite xiloide dell'Umbria.* Atti Conv. Ligniti: 93-104, Perugia.

Salvador A. (1987a) - *Uncorformity Bounded Stratigraphic Units.* Geological Society of American Bullettin, **98**: 232-237.

Salvador A. (1987b) - *Stratigraphic classification and Nomenclature Igneous and Metamorphic Rock Bodies.* ISSC. Geological Society of American Bullettin, **99**: 440-442.

PROGETTO CARG

Sani F., Bonini M., Piccardi L., Vannucci G., Delle Donne D., Benvenuti M., Moratti G., Corti G., Montanari D., Sedda L., Tanini C. (2008) - *Late Pliocene-Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics*. Tectonophysics, **476**, 336-356.

Scarsella F. (1934) - *Nuove osservazioni nella scaglia della zona di transizione della Valnerina.* Boll. Reale Uff. Geol. d'It., LIX, **12** (1934).

Scarsella F. (1951) - *Un raggruppamento di pieghe dell'Appennino Umbro-marchigiano. La catena: M. Nerone - M. Catria - M. Cucco - M. Penna - Colfiorito - M. Serano.* Boll. Serv. Geol. d'It., **73** (2): 309-320.

Servizio Geologico d'Italia (1941) - *F.° 132 "Norcia" alla scala 1:100.000.*

Servizio Geologico d'Italia (1968) - *F.° 131 "Foligno" alla scala 1:100.000.*

Sestini R. (1981) - *Un'antica superficie di erosione nei monti del Chianti*. Rivista Geografica Italiana, **88**: 214-220.

Signorini R. (1941) - *Fauna nummulitica della scaglia cinerea tra Visso e Cascia nell'Umbria orientale.* Boll. Soc. Geol. It., **40** (2-3): 298-302.

Sliter W. V. (1989) - *Biostratigraphic zonation for the Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section.* Journ. of Foraminiferal Res., **19** (1): 1-19.

Società Geologica Italiana (1994, a cura di) - *Guide geologiche regionali: Appennino Umbro Marchigiano (Coordinatore: L. Passeri).* BE-MA Editrice, 301 pp..

Taliana D., Alessio M., Allegri L., Capasso Barbato L., De Angelis C., Esu D., O. Girotti, Gliozzi E., Improta S., Mazzini I. & Sardella R. (1996) - *Preliminary results on the Grotta del Lago Holocene deposits (Triponzo, Nera River Valley, Umbria, Central (Italy).* Convegno: "Paleoclimatologia del Tardiglaciale e dell'Olocene antico in Italia", 1997. **9** (2): 745-752.

Taliana D. & De Angelis M.C. (2003) - *La grotta del lago di Triponzo. Testimonianze funerarie e paleoambientali.* Boll. della Deputazione di Storia Patria per l'Umbria, **C (1)**: 231-240.

Taramelli T. (1896) - *Dei terremoti di Spoleto nell'anno 1895 (con catalogo dei terremoti storici nella valle umbra).* Mem. Reale Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat., **2**: 143-181.

Taramelli A., Cattuto C., Gregori L. & Melelli L. (2003) - *Debris flow hazard mitigation using GIS: an example in the F. Menotre Basin (central Italy).* Int. Conference on: "Fast Slope Movements - Prediction and Prevention for Risk Mitigation", Napoli, 11-13 May 2003: 485-489.

Tavarnelli E. (1996 a) - *Ancient synsedimentary structural control on thrust ramp development: examples from the Northern Apennines, Italy.* Terra Nova, **8**: 65-74.

Tavarnelli E. (1996 b) - *Tethyan heritage in the development of the Neogene Umbria-Marche fold-and-thrust belt, Italy: a 3D approach.* Terra Nova, **8**: 470-478.

Tavarnelli E. (1996 c) - *The effects of pre-existing normal fault on thrust ramp development: an example from the Northern Apennines.* Geologische Rundschau.

Tavarnelli E. (1997) - *Structural evolution of a foreland fold-and-thrust belt: the Umbria-Marche Apennines, Italy*. Journal of Structural Geology, **19**: 523-534.

Tavarnelli E. & Alvarez A.W. (2002) - *The mesoscopic response to positive tectonic inversion processes: an example from the Umbria-Marche Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., 2002, **121**, 715-727.

Van Morkhoven F.P., Berggren W.A., Edwards A.S. & Oertli H.J. (1986) - *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera.* Vol. 11. Elf Aquitaine.

Venturi F. (1972) - *Ammoniti toarciane dei generi Mercaticeras, Pseudomercaticeras, Crassiceras e Brodieia (famiglia Hildoceratidi) di Monte Serano (Umbria Centrale) e Monte Aspra (Umbria Meridionale).* Boll. Soc. Paleont. It., **11** (2): 198-228.

PROGETTO CARG

VERRI A. (1878) - *Sul canale pliocenico della Nera.* Atti Soc. It. Sc. Nat., **21**, Milano.

VERRI A. (1886) - *Bibliografia geologica e paleontologica delle valli del Nera e del Velino.* Boll. Soc. Geol. It., **5**: 408-483, nota 1.

VERRI A. (1892) - *Sullo studio dei fiumi Nera e Velino.* Rassegna delle Sc. Geolog. in Italia, **2**, Roma.

VERRI A. (1893) - *Sulla carta idrografica del bacino dei fiumi Nera e Velino.* Rassegna delle Sc. Geolog. in Italia, **2**, Roma.

VETTURINI E. (1995) - *Terre e acque in Valle Umbra*. Bastia Umbra.

VINKEN R. (1968) - *Zur Entstehung und Alterstellung der travertine limnichen Sedimente und fluviatilen Terrassen in Gebiet der Mitteler Nera und des Corno (Umbrien, Mittelitalien).* Eiszeitalter und Gegenwart, **19**: 5-30; Ohringen (Württ).

VISUAL_SUNT (2004) - W*indows Radar & Seismic processing interface with Seismic Unix for NT. Program and User manual,* W_Geosoft Jacques Jenny ed., Avully Geneve, 74 p.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG