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 289

CITTÀ DI CASTELLO

a cura di

G. Pialli[†1], G. Plesi[†2], A. V. Damiani[1] e F. Brozzetti[1]

Con il contributo di:

A. Boscherini[3], R. Bucefalo Palliani[1], M. Cardinali[4], R. Checcucci[3], G. Daniele[2], M. Galli[5], L. Luchetti[1], A. Motti[3], M. Nocchi[1], F. Ponziani[3], R. Rettori[1]

Hanno inoltre collaborato:

G. Aruta[6], A. Bigozzi[1], G. Ermini[5], G. Natale[3], A. Negri[7]

1- Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia
2- Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa
3- Regione Umbria - Servizio Geologico
4- CNR-IRPI di Perugia
5- Consulente della Regione Umbria
6- Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze
7- Dipartimento di Scienze del Mare - Università Politecnica delle Marche

Ente Realizzatore **Regione Umbria - Servizio Geologico**

PROGETTO CARG

Direttore Responsabile del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA):
A. TODISCO
Responsabile del Progetto CARG per ISPRA - Servizio Geologico d'Italia:
F. GALLUZZO
Responsabile del Progetto CARG per la Regione Umbria:
A. BOSCHERINI, E. MARTINI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
F. Capotorti (coord.), **D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio**

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **F. Pilato**

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
F. Pilato, D. Tacchia

PER LA REGIONE UMBRIA:

Allestimento editoriale e cartografico:
A. Boscherini (coord.), **L. Luchetti, A. Motti, F. Brozzetti, M. Galli**

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:
Centro di GeoTecnologie - Università di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
A. Motti, G. Simone

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M. T. Lettieri

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

Stampa: **A.T.I.** - **S.EL.CA.** srl - **L.A.C.** srl - **SISTEMCART** srl - 2009

PROGETTO CARG

INDICE

I - **INTRODUZIONE** . . . . . Pag. 7
1. - ASPETTI RIGUARDANTI IL COORDINAMENTO CON IL FOGLIO GEOMORFOLOGICO . . . . . » 9

II - **CENNI STORICI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO** . . . . . » 11

III - **STRATIGRAFIA** . . . . . » 17

1. - METODI DI ANALISI PETROGRAFICA E BIOSTRATIGRAFICA . . . . . » 17
2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI . . . . . » 21
2.1. - UNITA' QUATERNARIE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA . . . . . » 21
2.1.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_n**). . . . . » 21
2.1.2. - *Depositi alluvionali attuali e recenti di fondovalle* (**b**) . . . . » 22
2.1.3. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**) . . . . . » 23
2.1.4. - *Depositi di frana* (**a_1**) . . . . . » 24
2.1.5. - *Strutture Antropiche* . . . . . » 25
2.2. - UNITA' STRATIGRAFICHE (*UNCONFORMITY-BOUNDED*) PLEISTOCENICHE . . . . . » 26
2.2.1. - *Supersintema Tiberino* . . . . . » 26
2.2.1.1. - Sintema di Fighille (**FHL**) . . . . . » 26
2.2.1.2. - Sintema di Citerna (**CTA**) . . . . . » 28
2.2.1.3. - Sintema di Monterchi (**MCT**) . . . . . » 31
2.2.1.4. - Sintema di Selci Lama (**SLA**) . . . . . » 33
3. - LA SUCCESSIONE DELL' UNITA' OFIOLITICA DEI M. ROGNOSI. . . . . » 34
3.1. - OFIOLITI. . . . . » 34
3.1.1. - *Peridotiti tettonitiche* (**TRG**) . . . . . » 35
3.1.2. - *Peridotiti serpentinizzate* (**PRN**) . . . . . » 36
3.1.3. - *Gabbri* (**GRG**) . . . . . » 37
3.1.4. - *Brecce ofiolitiche di Pian della Croce* (**BPC**) . . . . . » 38
3.1.5. - *Basalti* (**BRG**). . . . . » 39
3.1.6. - *Diaspri* (**DSD**) . . . . . » 36
3.1.7. - *Argille a Palombini* (**APA**) . . . . . » 39
3.1.8. - *Brecce di Case Bagnolo* (**BCB**) . . . . . » 40
3.1.9. - *Formazione di Sillano* (**SIL**). . . . . » 42

PROGETTO CARG

3.1.10. - *Formazione di Monte Morello* (**MLL**) . . . . . » 43
4. - LA SUCCESSIONE TOSCANA . . . . . » 45
4.1. - SCAGLIA TOSCANA (**STO**) . . . . . » 45
4.2. - MACIGNO (**MAC**) . . . . . » 46
4.2.1. - *Membro di Molin Nuovo* (**MAC_1**) . . . . . » 46
4.2.2. - *Membro del Poggio Belvedere* (**MAC_2**) . . . . . » 48
4.2.3. - *Membro di Lippiano* (**MAC_3**) . . . . . » 49
4.3. - ARENARIE DI CELLE (**CLE**) . . . . . » 52
4.4. - MARNE DI VICCHIO (**VIC**) . . . . . » 54
5. - LE SUCCESSIONI UMBRE . . . . . » 56
5.1. - FORMAZIONE DI MONTE S. MARIA TIBERINA (**SMT**) . . . . . » 56
5.1.1. - *Membro di S. Lorenzo* (**SMT_1**) . . . . . » 56
5.1.2 - *Membro di Serrone* (**SMT_2**) . . . . . » 57
5.1.3. - *Membro di Poggio Strada* (**SMT_3**) . . . . . » 59
5.1.3.1. - Strato Palazzetto (**P_Z**) . . . . . » 59
5.1.3.2. - Strato Strada (**St**) . . . . . » 60
5.1.3.3. - Strato Le Cime (**Lc**) . . . . . » 60
5.1.4. - *Membro di Talacchio* (**SMT_4**) . . . . . » 61
5.2. - SUCCESSIONI UMBRE DELL'AREA ORIENTALE «SCHLIER (**SCH**)
FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA UMBRA (**MUM**)
E FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (**FMA**) . . » 61
5.2.1. - *Schlier* (**SCH**) . . . . . » 62
5.2.2. - *Formazione Marnoso-Arenacea Umbra* (**MUM**) . . . . . » 62
5.2.2.1. - Membro di Casa Spertaglia (**MUM_1**) . . . . . » 63
5.2.2.2. - Membro di Monte Casale (**MUM_2**) . . . . . » 65
5.2.2.3. - Membro di Vesina (**MUM_3**) . . . . . » 66
5.2.3. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* - (**FMA**) . . . . . » 68
5.2.3.1. - Membro di Galeata (**FMA_4**) . . . . . » 68
5.2.3.2. - Membro di Nespoli (**FMA_8**) . . . . . » 69
5.2.3.2. - Membro di Civitella (**FMA_9**) . . . . . » 70

IV - **TETTONICA** . . . . . » 71
1. - L'UNITA' OFIOLITICA DEI M. ROGNOSI . . . . . » 72
2. - LA FALDA TOSCANA E LE MARNE DI VICCHIO . . . . » 77
3. - LA SUCCESSIONE UMBRO-ROMAGNOLA . . . . . » 89
4. - TETTONICA DEI DEPOSITI CONTINENTALI
DEL BACINO ALTO TIBERINO . . . . . » 92
5. - LA TETTONICA DISTENSIVA TARDIVA
E SUO SIGNIFICATO REGIONALE
IN RAPPORTO AI DATI DI SOTTOSUOLO . . . . . » 93
V - **FOTOGEOLOGIA** . . . . . » 95

PROGETTO SARG

1. - METODI E TECNICHE . . . . . » 95
2. - DATI FOTOGEOLOGICI . . . . . » 97
2.1. - Litologia . . . . . » 97
2.2. - Assetto giaciturale . . . . . » 98
2.3 - Fratture. . . . . » 99
2.4. - Pieghe . . . . . » 99
2.5. - Coltri detritiche . . . . . » 100
2.6. - Frane . . . . . » 100
2.7. - Affioramenti . . . . . » 102

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA DEI DEPOSITI CONTINENTALI . . . » 103
1. - DATI ACQUISITI NELLO STUDIO GEOTECNICO PER MICROZONAZIONE SISMICA . . . . . » 106

VII - ATTIVITA' ESTRATTIVE . . . . . » 109

VIII - SISMICITA' STORICA . . . . . » 111

IX - IDROGEOLOGIA . . . . . » 113
1. - L'ACQUIFERO ALLUVIONALE DELL'ALTA VALLE DEL TEVERE . . . . . » 113
2. - I DEPOSITI CONTINENTALI PLEISTOCENICI . . . . . » 115
3. - LE SUCCESSIONI TORBIDITICHE . . . . . » 115
4. - LE OFIOLITI DEI MONTI ROGNOSI. . . . . » 115

X - BIBLIOGRAFIA . . . . . » 117

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Prima dell'allestimento finale della Carta Geologica in scala 1:50.000 e delle note illustrative sono venuti a mancare il Prof. Giampaolo Pialli nel 1999 e il Prof. Graziano Plesi nel 2002. Quest'ultimo ha svolto le funzioni di Coordinatore Scientifico in sostituzione del Prof. Giampaolo Pialli portando a conclusione l'avanzato stato del lavoro. A Loro rivolgiamo un commosso ringraziamento.

La Carta Geologica del Foglio 289 "Città di Castello" è basata sui rilevamenti originali in scala 1: 10. 000 condotti a partire dal 1994 nell'ambito del Progetto Cartografia Geologica della Regione dell'Umbria.

Il Foglio 289 si estende fra il parallelo di Bocca Trabaria, a Nord, e quello di S. Secondo, a Sud. A occidente è limitato dal meridiano del Poggio delle Trappole, a oriente da quello del M. Fiorino.

Amministrativamente quest'area appartiene in gran parte alla Regione Umbria (Provincia di Perugia), in parte minore alla Regione Toscana (Provincia di Arezzo).

Si tratta per lo più di un'area di alta collina, interrotta nella parte centrale dalla vasta depressione del F. Tevere. Il reticolo idrografico è costituito dal F. Tevere e relativi affluenti. Fra questi i più importanti sono il T. Sovara sul versante destro, l'Afra, sul versante sinistro. Le cime più alte sono rappresentate dal M. Favalto (1083m) nella parte sudoccidentale del Foglio e dal M. S. Antonio nella parte settentrionale (1177m).

Il rilevamento è stato condotto su basi litostratigrafiche descrivendo le varie

unità riconosciute sotto forma di formazioni e membri. Per la definizione delle unità del Quaternario antico affiorante nei dintorni di Anghiari sono state utilizzate le unità *unconformity-bounded*.

Di pari passo si è proceduto alla definizione delle unità tettoniche e alla loro caratterizzazione (in senso geometrico, cronologico, stratigrafico, strutturale, paleogeografico ecc.). Da un punto di vista gerarchico oltre al termine di "Unità tettonica" (es.: Unità ofiolitica dei M. Rognosi), qui utilizzato nella sua accezione originaria come sinonimo di falda, viene impiegato anche il termine di "Elemento tettonico" (es.: Elemento Marcignano) per indicare i raddoppi all'interno della medesima successione o di una pila di unità già precostituita. Secondo la nostra terminologia nel concetto di unità tettonica è dunque implicito anche il concetto di alloctonia, mentre le traslazioni relative agli elementi tettonici non comportano alloctonia. Nella Legenda le varie formazioni e successioni sono raggruppate in unità tettoniche e per ogni unità tettonica nello Schema Tettonico è indicata la fase in cui l'unità stessa si è formata e il dominio paleogeografico cui l'unità viene attribuita.

La realizzazione di questo prodotto di sintesi al 50.000 ha comportato varie revisioni e modificazioni dei 10.000 originari, eseguite dal Gruppo di Coordinamento fra il 1998 e il 2000, anche in relazione agli approfondimenti di tipo petrografico e biostratigrafico compiuti nelle fasi finali del rilevamento o dopo il rilevamento. Nel prodotto finale sono state apportate quindi alcune modifiche rispetto ai 10.000 di partenza.

Nella convinzione di realizzare uno strumento più utile sia ai fini scientifici che pratici nella elaborazione del 50.000 gli Autori hanno scelto di conservare al massimo il dettaglio delle carte al 10.000, anche a costo di qualche difficoltà di lettura.

Il nuovo rilevamento del Foglio 289, e i vari tipi di analisi che lo hanno accompagnato, hanno permesso di affrontare su nuove basi i vari e interessanti problemi di quest'area.

Nell'area del Foglio 289 affiora uno spaccato dell'edificio appenninico che comprende: la Successione umbra; una successione di argilliti e arenarie attribuite in questa sede alla Falda toscana (formazioni della Scaglia Toscana, del Macigno e delle Arenarie di Celle), l'Unità ofiolitica dei M. Rognosi; la successione di Monte S. Maria Tiberina (parte meridionale del Foglio). Nella parte centrale del Foglio affiorano infine, come già accennato, potenti successioni pleistoceniche costituite da sedimenti fluvio-lacustri.

Come apparirà chiaro anche dall'esposizione successiva alcune tematiche sono state chiaramente privilegiate, mentre altri temi, anche importanti, non sono stati approfonditi col medesimo dettaglio. Gli argomenti su cui maggiormente si

PROGETTO CARG

è centrata l'attenzione, sia nella fase di rilevamento che nelle fasi successive di revisione e approfondimento, riguardano in particolare:

- l'inquadramento stratigrafico e biostratigrafico dei depositi d'avanfossa dell'Oligo-Miocene (Macigno e Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola); la stratigrafia e l'assetto strutturale dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi; la fotointerpretazione delle unità del substrato, sia per una più completa interpretazione dei processi morfogenetici dei depositi di copertura sia come supporto all'interpretazione delle strutture geologiche.

Fra le tematiche che invece nell'ambito di questo lavoro non sono state approfondite in modo particolare si possono citare i problemi petrografici e geochimici relativi alle ofioliti dei M. Rognosi, l'analisi mesostrutturale delle successioni toscane e umbre.

Crediamo comunque che anche in merito alle tematiche meno approfondite, e nelle aree di minor dettaglio, il nuovo rilevamento fornisca un contributo non indifferente di nuovi dati cartografici per chiunque si proponga di utilizzare il rilevamento a fini pratici o di approfondire i vari problemi.

1. - ASPETTI RIGUARDANTI IL COORDINAMENTO CON IL FOGLIO GEOMORFOLOGICO

(A. Boscherini)

Sul Foglio Città di Castello sono stati contemporaneamente finanziati, come unico progetto CARG, il tematismo geologico e quello geomorfologico. L'esecuzione del Foglio geomorfologico è stata avviata, come prevedevano le linee guida, a conclusione dei rilevamenti per il Foglio geologico.

I lavori di campagna e di allestimento delle sezioni in scala 1:25.000 e del definitivo Foglio geomorfologico in scala 1:50.000 sono stati effettuati nel periodo compreso tra il 1998 e il 2003. Nel corso dei lavori, alcuni accumuli e forme d'erosione riguardanti i depositi continentali, ereditati dal tematismo geologico, sono stati nuovamente analizzati e, su indicazione del Coordinatore Scientifico del Foglio geomorfologico, diversamente interpretati e raffigurati nello stesso Foglio geomorfologico.

Si tratta principalmente:

- dell'interpretazione come semplici depositi colluviali di alcuni corpi di frana, per i quali non sono stati riconosciuti evidenti indizi di movimento né aree di denudazione e d'accumulo;
- dell'aggiunta di alcune conoidi alluvionali o della revisione di alcuni loro perimetri in base al riconoscimento della tipicità della forma;
- dell'inserimento o ampliamento di una fascia colluviale pedemontana di raccordo fra depositi alluvionali e substrato, con acclività più blanda rispetto al sovrastante versante;

PROGETTO CARG

- della revisione o soppressione di alcuni orli di terrazzi, specialmente laddove vi erano modesti salti di quota scambiabili con opere antropiche o con litoselezione.

La necessità di avere una banca dati unica alla scala 1:25.000 e una raffigurazione omogenea degli elementi comuni ai due fogli alla scala 1:50.000 ha indotto gli operatori regionali, responsabili del progetto, a recepire, modificare e più raramente eliminare nel foglio geologico alcuni depositi continentali in dipendenza della presenza delle forme di accumulo e di erosione riportate nel foglio geomorfologico.

Rimangono naturalmente invariati gli originali d'autore in scala 1:10.000 sia del foglio geologico sia del foglio geomorfologico, disponibili per consultazione presso il Servizio Geologico Regionale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - CENNI STORICI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Vari A. A. si sono occupati in passato dei problemi geologici relativi all'area del Foglio 289 "Città di Castello". Una breve rassegna della letteratura relativa ai problemi delle successioni liguri, toscane e umbre e dei lavori di tipo biostratigrafico e petrografico relativi al settore è necessaria per un migliore inquadramento dei problemi stessi. Per un inquadramento generale della geologia di quest'area si può fare riferimento allo Schema Geologico semplificato dell'area del Foglio 289 e aree limitrofe, allo Schema Tettonico e alle Sezioni Geologiche allegati alla carta.

Sulla succesione ofiolitica dei Monti Rognosi è disponibile una letteratura relativamente abbondante anche se sfortunatamente piuttosto obsoleta. Agli anni sessanta appartengono le prime pubblicazioni di Bortolotti (1961, 1962a, 1962b, 1963, 1964) relative all'area dell'alta Valle del Tevere (e più in generale all'Appennino settentrionale a SE del Taro e del Magra), riguardanti i caratteri stratigrafico-strutturali della successione ofiolitica e i rapporti tra le ofioliti e l'"Alberese". In questi lavori le ofioliti, ivi incluse le grandi masse di dimensioni plurichilometriche, sono considerate olistostromi e olistoliti incluse dal punto di vista sedimentario nella Formazione del M. Morello. La successione flyschoide Sillano-M. Morello è attribuita alla parte esterna del Dominio Ligure Esterno, senza ulteriori specificazioni circa la posizione di questa successione rispetto ad altre dello stesso Dominio.

Osservazioni più recenti sulle ofioliti dei M. Rognosi e coperture sedimentarie

associate sono contenute nei lavori a carattere petrografico di Bini et al. (1974) e Bini (1977) e nel Volume 4 delle Guide Geologiche Regionali - Itinerario n° 12 (Bortolotti, 1992).

Le caratteristiche petrografiche e sedimentologiche delle successioni liguri, nella specifica area dei Monti Rognosi, sono state trattate solo in quattro precedenti lavori (Bortolotti, 1962c, 1964, 1992 e Note Illustrative Foglio 115 "Città di Castello" scala 1:100.000). Negli stessi lavori è stata presentata una ricostruzione paleogeografica dei bacini di sedimentazione cretaceo-terziari in cui si ipotizza la messa in posto delle masse ofiolitiche attraverso fenomeni gravitativi.

Gli studi relativi alle successioni toscane di quest'area o aree limitrofe sono iniziati già nel secolo scorso (Lotti, 1899) e sono proseguiti nelle prime decadi di quello attuale (Lotti, 1926; Principi 1933; Renz 1933, 1936a, 1936b; Signorini, 1936, 1941). Essi hanno avuto all'inizio carattere prevalentemente stratigrafico-micropaleontologico ma hanno evidenziato, senza considerare le Liguridi, la presenza di due successioni distinte: una successione autoctona ("Serie umbra" *Auct*.) e una successione sovrascorsa, comprendente gli "scisti varicolori" e il sovrastante flysch arenaceo. Nel suo lavoro di sintesi sulla Geologia dell'Appennino settentrionale Merla (1951) ha considerato gli scisti varicolori come appartenenti alla "Serie toscana", assimilandoli alla Scaglia. Le sovrastanti arenarie sono state assimilate al Macigno. Questa stessa opinione è stata confermata dagli A.A. che negli anni '50 e primi anni '60 hanno riesaminato la geologia della zona (Ghelardoni & Maioli, 1958; Fazzini, 1959; Nocchi, 1961). Successivamente, soprattutto come conseguenza dei lavori di Nardi & Tongiorgi (1962) e Nardi (1965) nella Valle dello Scoltenna e di Giannini & Tongiorgi (1962) in Toscana meridionale, c'è stata la tendenza a considerare la successione che affiora fra il Pratomagno e il Lago Trasimeno come una unità differenziabile dalla successione toscana affiorante nelle zone più interne. Nei lavori di Giannini et al. (1962), Nardi & Tongiorgi (1962), Nardi (1965), Dallan Nardi & Nardi (1974) tale successione è stata esplicitamente correlata con le formazioni che, nella opinione degli A.A. stessi, rappresenterebbero la parte alta della successione toscana cioè la "Formazione di Pievepelago" e le Arenarie del M. Cervarola. Anche i Geologi di Firenze (a partire da Bortolotti et al., 1970) hanno interpretato la successione del Pratomagno-Trasimeno come estesamente costituita dalle Arenarie del M. Cervarola, legate direttamente al Macigno, alle Arenarie del M. Falterona (Abbate & Bruni, 1989) o del Falterona-Trasimeno (Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale). Queste opinioni più generali sono state per un certo periodo assorbite dalla letteratura locale che è sembrata adeguarsi alle nuove proposte di correlazione: si vedano ad esempio i lavori di Nocchi & Catinelli (1965) che hanno adottato il termine di Arenarie del

PROGETTO CARG

Falterona o del Trasimeno e di Boscherini et al. (1982) che hanno parlato esplicitamente di "Complesso Scisti varicolori-Arenarie del Cervarola". In tempi ancora più recenti si è tornati ad una certa prudenza interpretativa: la successione del Trasimeno è stata definita "toscana", senza ulteriori più precise proposte di correlazione a scala regionale da Damiani et al. (1983) e da Damiani & Pannuzi (1984). Alcuni lavori degli anni '90 (Costa et al., 1991; 1997), hanno mostrato con nuovi dati di tipo biostratigrafico e petrografico che le successioni toscane dell'area compresa fra il Pratomagno e il Lago Trasimeno sono confrontabili per età e composizione petrografica al Macigno delle aree più interne e delle sezioni più settentrionali della catena (Costa et al., 1993; 1997). E' sembrata invece da escludere una correlazione con le Arenarie del M. Cervarola delle aree tipo (Chicchi & Plesi, 1992; Plesi et al., 2000; Botti et al., in preparazione).

L'area rilevata propone situazioni stratigrafiche e tettoniche interessanti per lo studio delle successioni umbre (Schlier, Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola, estesamente affioranti con buone esposizioni nella parte orientale del Foglio 289) e della successione di M. S. Maria Tiberina nella parte centro-meridionale del Foglio stesso .

I lavori precedenti relativi a queste successioni sono risultati concordi nel collocare il fronte esterno delle unità toscane lungo l'allineamento Erchi - S. Martino - Poggio Colcellone - Trevine.

Ad Est di tale allineamento è stata riconosciuta una successione costituita da:

- a) un'unità marnoso-calcareo-silicea contenente a più livelli selci nere o listate ed episodi vulcanoclastici;
- b) un'unità prevalentemente marnosa ma interessata da una potente intercalazione di calcareniti bioclastiche grossolane ("Calcareniti di Erchi" di De Feyter, 1982);
- c) una successione pelitico-arenacea torbiditica.

Alcuni Autori hanno ritenuto tali unità in regolare successione stratigrafica e le hanno riferite al Dominio Umbro, quindi ad una successione di tipo Bisciaro-Schlier-Formazione Marnoso-Arenacea *s.l.* (Foglio 115 "Città di Castello": Jacobacci et al., 1970; Centamore & Chiocchini, 1985) in continuità di sedimentazione sulla Scaglia Cinerea.

In linea con le interpretazioni che attorno agli anni '60-70 sono state messe a punto anche per l'area più meridionale dei Massicci Perugini, i suddetti A.A. hanno ipotizzato che anche nell'area in esame la Formazione Marnoso-Arenacea e il "Macigno del Mugello" fossero entrambi da ritenere di età langhiana e in parziale eteropia.

La Sezione geologica n°1 del Foglio 115 "Città di Castello" scala 1:100.000 è espressione di tale visione autoctonista: la zona di separazione fra il Dominio Toscano e il Dominio Umbro è rappresentata dall'anticlinale di M. S. M. Tiberina.

PROGETTO CARG

La ricostruzione che De Feyter (1982) ha fornito per quest'area è sensibilmente differente da quella sopradescritta, sia dal punto di vista stratigrafico che da quello strutturale.

Questo A. ha ipotizzato infatti che le marne calcareo selcifere dell'unità a) siano da attribuire al Dominio Toscano e siano poste in posizione stratigrafica intermedia fra le "argille varicolori" e le "Arenarie di Lippiano" (corrispondenti nella nostra opinione alla parte superiore del Macigno) di età miocenica inferiore-media. In corrispondenza dell'allineamento Poggio di Montriolo - Monte Santa Maria Tiberina - Trevine, tale successione sarebbe sovrascorsa sulla più interna unità di pertinenza umbra, denominata "Unità di M. Nero", in accordo con Teen Haaf & Van Wamel (1979), che comprenderebbe, dal basso verso l'alto, le "Calcareniti di Erchi", le "Marne di Gattanera" e le "Arenarie di M. Ranconuovo".

Centamore & Chiocchini (1985) e Chiocchini et al. (1986) non sono entrati direttamente nel merito dei rapporti tettonico-stratigrafici fra successione toscana e successione umbra; tuttavia hanno concordato con Jacobacci et al. (1970) nell'attribuire al Dominio Umbro la successione marnoso-selcifera di M. S. Maria Tiberina. Hanno ritenuto inoltre che la stratigrafia dell'"Unità di M. Nero" (Ten Haaf & Van Wamel, 1979), cui è stata generalmente riferita anche la successione torbiditica ad Est di M. S. Maria Tiberina (De Feyter et al., 1990; Delle Rose et al., 1990; Delle Rose et al., 1991), si differenziasse dalla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola posta in posizione più esterna solo nel membro inferiore (membro a torbiditi arcosiche noto come successione dell'Alpe della Luna). Per ciò che riguarda la porzione superiore della successione l'appartenenza ad uno stesso bacino sarebbe dimostrata dalla comune presenza dello Strato Contessa.

Amorosi et al. (1994) infine hanno analizzato da un punto di vista lito e biostratigrafico numerose sezioni riferibili alla formazione del Bisciaro nel settore umbro-marchigiano settentrionale e hanno inserito fra queste la successione marnoso-calcareo-silicea di M. S. Maria Tiberina, senza approfondire il problema dei rapporti con le formazioni sopra e sottostanti.

Per ciò che si riferisce agli studi petrografici relativi alle unità toscane di zone vicine al Foglio 289 "Città di Castello" e alle successioni umbre Costa et al. (1991) hanno effettuato uno studio petrografico delle arenarie affioranti in un settore compreso fra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria. Sulla base dei risultati delle analisi la successione del Trasimeno, che mostra una composizione principale poco dispersa attorno ad un valore medio di Q57 F27 L+CE16 e composizione media dei frammenti litici a grana fine Lm78 Lv15 Ls+CE7, viene considerata in tutto analoga al Macigno del Chianti. Gli A.A. individuano inoltre, anche nel Macigno del Trasimeno, un *trend* composizionale riconosciuto anche in settori più settentrionali. Le areniti della successione di S. Sepolcro-Bocca Trabaria, considerate di tipo umbro, sono per lo più arcose con una composizione

PROGETTO CARG

principale poco dispersa attorno ad un valore medio di Q54 F40 L6 e composizione media dei frammenti litici a grana fine Lm49 Lv14 Ls37. La provenienza di questi sedimenti è secondo gli A.A. appenninica e potrebbe derivare dal riciclo delle arenarie tipo Loiano. COSTA et al. (1997) hanno analizzato le areniti del Macigno affioranti sulla trasversale Toscana meridionale-Casentino, e vi hanno riconosciuto tre petrofacies, la prima con percentuale di Lv>18%, la seconda con percentuale di Lv compresa fra 18% ed 8%, la terza con percentuale di Lv<8%, che risultano secondo gli A.A. scalate nel tempo. Le successioni analizzate sono caratterizzate dalla presenza della petrofacies più antica nell'area costiera (Calafuria, la Badiola), e in minor misura nel Chianti (Ponte agli Stolli), dove compaiono successioni appartenenti alle petrofacies più giovani; la petrofacies più antica è assente nella parte più esterna, dove predominano le petrofacies più recenti. Questo trend suggerisce agli AA uno spostamento progressivo dei depocentri deposizionali dall'interno all'esterno della catena.

CENTAMORE & CHIOCCHINI (1985) e CHIOCCHINI et al. (1986) hanno riconosciuto nelle unità torbiditiche nella parte inferiore-media della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra affioranti tra M. S. Maria Tiberina e il Passo della Calla due tipi di apporti torbiditici trasversali con provenienza occidentale:

- un apporto rappresentato da torbiditi calcareo-organogeno-silicatiche (indicate come torbiditi miste) del Burdigaliano superiore- Langhiano basale, caratterizzate dalla prevalenza di bioclasti derivati dall'erosione di un altofondo carbonatico, mescolato, durante il percorso, con materiale detritico eroso dal fondo;
- un apporto arcosico ("Arenarie di Celle-Lerchi") del Langhiano, derivato dall'erosione di rocce granitiche *s.l.*

Le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra sono, secondo gli A.A., delle subarcose, alimentate in prevalenza da rocce metamorfiche ed in minor misura da rocce granitiche e carbonatiche.

Gli studi biostratigrafici relativi all'area relativa al Foglio 289 "Città di Castello" sono precedenti al 1970 e derivano esclusivamente dall'esame di foraminiferi planctonici e macroforaminiferi. Le loro conclusioni sono da considerare in gran parte superate alla luce dei risultati dei lavori più recenti

Nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, 1:100.000, F. 115 "Città di Castello" (JACOBACCI et al., 1970), in MICARELLI (1969) e MOLENAAR & DE FEYTER (1983), vengono riportati gli unici dati biostratigrafici relativi all'area investigata per il presente rilevamento. In base all'esame della letteratura risulta difficile correlare le unità stratigrafiche riconosciute dai diversi A.A. e di confrontarne le datazioni, a causa delle differenti scale biostratigrafiche utilizzate e dell'uso generalizzato di una nomenclatura stratigrafica a carattere locale.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - STRATIGRAFIA

1. - METODI DI ANALISI PETROGRAFICA E BIOSTRATIGRAFICA

(G. Daniele, R. Bucefalo Palliani, L. Luchetti, M. Nocchi & R. Rettori)

Per le analisi petrografiche eseguite sulle areniti dei flysch oligo-miocenici (Macigno, Arenarie di Celle, Formazione di M. S. Maria Tiberina, Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola) sono stati adottati i seguenti metodi: l'analisi modale è stata condotta al microscopio ottico tramite conteggio per punti; su ogni campione, dove necessario, è stato effettuato un doppio conteggio. Il primo esteso a tutti i costituenti della roccia solida (ossatura + interstizio) protratto fino a caratterizzare almeno 250-300 grani essenziali dell'ossatura; sulla base di questo primo conteggio è stata ricalcolata la Composizione Principale (espressa in forma di parametri NCE-CE-CI+NCI, Q-F-L+CE, Q-P-K e relativi diagrammi); il secondo conteggio ha invece riguardato i soli frammenti di roccia a tessitura fine (costituiti da cristalli < 0.062 mm) ed è stato protratto fino a caratterizzare almeno 200 di tali frammenti; sulla base di tali dati è stata ottenuta la Composizione della Frazione Litica dell'ossatura espressa in forma di parametri Lm-Lv-Ls+CE (frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche, sedimentarie) e relativo diagramma; l'analisi di tale frazione dell'ossatura ha avuto lo scopo di evidenziare le sottili differenze esistenti tra le areniti dei diversi sedimenti dell'avanfossa appenninica. Per maggiori informazioni sul significato dei parametri adottati e delle classi composizionali usate si rimanda a Zuffa

(1980, 1985, 1987), Di Giulio & Valloni (1992), Costa et al. (1993, *cum bibl.*). Le sezioni sono state colorate per la distinzione dei k-feldspati e dei plagioclasi e per la distinzione delle fasi carbonatiche.

Negli affioramenti della parte occidentale del Foglio 289 "Città di Castello", è stato analizzato un elevato numero di campioni per lo studio biostratigrafico basato su foraminiferi planctonici, macroforaminiferi, dinocisti e nannofossili calcarei. I radiolari sono stati considerati solo in termini di abbondanza qualitativa per il riconoscimento degli intervalli silicei infra-miocenici. Nella parte orientale del Foglio lo studio biostratigrafico è stato condotto quasi esclusivamente sulle associazioni di nannofossili calcarei.

I lavati per dinoflagellati sono stati ottenuti dai litotipi siltosi o siltoso-marnosi, su una quantità di partenza pari a circa 300g. Per ogni campione produttivo sono stati studiati tre vetrini ed è stato eseguito un conteggio semiquantitativo sul totale dei dinocisti presenti. I dinocisti sono stati utilizzati prevalentemente per datare la transizione Oligocene-Miocene, dato che in tale intervallo questo gruppo fossile presenta un elevato potenziale biostratigrafico. La biozonazione e i bioeventi utilizzati sono quelli proposti da Brinkhius et al. (1992). A tale schema biozonale sono state riportate le modificazioni proposte successivamente da Zevenboon (1995) e da Whipshaar et al. (1996).

L'analisi dei foraminiferi è stata eseguita mediante residui di lavaggio per i litotipi incoerenti o semiincoerenti, secondo le metodologie *standard* e mediante sezioni sottili per i litotipi coerenti quali le calcareniti. Lo stato di preservazione dei foraminiferi planctonici è da scarso a mediocre essendo gli esemplari sempre completamente ricristallizzati, spesso con tracce di dissoluzione sinsedimentaria e deformazione diagenetica. Ciò ha reso difficile l'identificazione tassonomica specialmente quando basata su caratteri diagnostici facilmente obliterabili, quali le aperture secondarie nel genere *Globigerinoides*, l'ultrastruttura del guscio, la presenza di bulle ecc. Le forme di dimensioni al di sotto di 150 m, come ad esempio *Paragloborotalia kugleri* che presenta variazioni dimensionali ridotte nel materiale esaminato, sono le più soggette a dissoluzione, ma sono anche quelle di maggiore valore biostratigrafico. Le calcareniti analizzate in sezione sottile sono dei *packstones* a macroforaminiferi e resti di altri invertebrati di piattaforma carbonatica e di alghe corallinacee. La frazione più fine è costituita da un fango a foraminiferi planctonici per lo più indeterminabili e piccoli frammenti di macroforaminiferi. Le associazioni a macroforaminiferi risultano in genere coeve delle associazioni a foraminiferi planctonici associate. Per i foraminiferi planctonici dell'Oligocene si è fatto riferimento alla zonazione *standard* di Blow (1969). Per il Miocene le biozone di Blow (1969) sono state integrate sia con la suddivisione in sottozone di Berggren & Miller (1988), sia con la zonazione del Miocene Mediterraneo di Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1985).

PROGETTO CARG

Facendo riferimento a IACCARINO (1985) le principali associazioni biostratigrafiche sono state utilizzate per l'interpretazione cronologica nel modo seguente:

- L'associazione a *Globigerinoides trilobus* e *G. bisphaericus* come indicativa del Burdigaliano. L'attribuzione di questa associazione alla parte superiore del Burdigaliano può essere dubbia se nell'associazione non compare *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, specie comunque molto rara nella parte superiore del suo *range* stratigrafico, come anche indicato da DAMIANI et al. (1997).
- Le associazioni a *Praeorbulina* come riferibili al Miocene medio, e in particolare il limite Burdigaliano/Langhiano; quelle a *Orbulina suturalis* come indicative della parte media del Langhiano; la presenza di *O. universa* come indicativa di un intervallo che si può estendere dal Langhiano superiore al Serravalliano. Nell'attuale revisione dello stratotipo del Serravalliano e secondo la proposta di RIO et al. (1997), l'inizio del Serravalliano non può coincidere con la prima comparsa di *O. universa*, che è già presente al di sotto del limite inferiore dello stratotipo, ma sulla ultima comparsa di *Sphenolitus heteromorphus.*

La presenza di *Praeorbulina* nelle associazioni a foraminiferi planctonici risulta quindi l'indicatore più importante per la distinzione del Miocene inferiore e medio.

L'analisi dei nannofossili calcarei è stata effettuata su *smear slides* al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti, sia a nicols paralleli che a nicols incrociati. Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei è stato condotto eseguendo due tipi di conteggio:

- un primo conteggio relativo a forme significative entro un numero totale di 300 individui;
- un secondo conteggio relativo a forme significative entro un numero prefissato di individui, appartenenti allo stesso genere (percentuale di distribuzione di *S. heteromorphus* rispetto a 50 sphenoliti, oppure 20, nel caso di associazioni impoverite).

L'utilizzo di una metodologia quantitativa si rende necessario quando occorre individuare, nell'ambito di una sequenza verticale di campioni, le variazioni di frequenza sia in senso positivo che negativo.

Uno dei principali obiettivi dei metodi quantitativi è la discriminazione, in seno all'associazione totale, delle forme derivanti dal rimaneggiamento di sedimenti preesistenti.

Gli schemi biostratigrafici utilizzati per i nannofossili calcarei sono quelli recentemente proposti da FORNACIARI & RIO (1996) e da FORNACIARI et al. (1996) per l'intervallo Oligocene superiore - Miocene medio dell'area Mediterranea, codificate con le sigle MNP (Mediterranean Nannoplancton Paleogene), MNN (Mediterranean Nannoplancton Neogene) seguite da un numero progressivo. Relativamente all'intervallo Cretacico - Oligocene superiore si è fatto riferimento

PROGETTO CARG

agli schemi biozonali di MARTINI (1971) e di SISSINGH (1977) codificate, rispettivamente, con le sigle NP, NN (Nannoplacton Paleogene e Nannoplancton Neogene) e CC (Coccolithus Cretaceous), seguite da un numero progressivo.

I bioeventi relativi ai *taxa* di ogni singolo gruppo fossile qui considerato e la loro relativa biozonazione definiscono gli schemi biostratigrafici illustrati in Tab. 1.

Nello schema cronostratigrafico adottato (Tab. 1), basato su quello proposto da BERGGREN et al. (1995) figurano sette diverse scale stratigrafiche tra loro correlate. Nella tabella sono riportate la Scala Cronometrica espressa in milioni di anni (Ma), la Scala delle Inversioni di Polarità del campo magnetico terrestre (GPTS) e la Scala Cronostratigrafica globale standard (SCG). Queste scale sono state correlate con quelle bio-cronostratigrafiche basate sui formaminiferi planctonici, macroforaminiferi, dinocisti e nannofossili calcarei. Agli schemi bio-cronostratigrafici sono state affiancate le successioni dei relativi bioeventi.

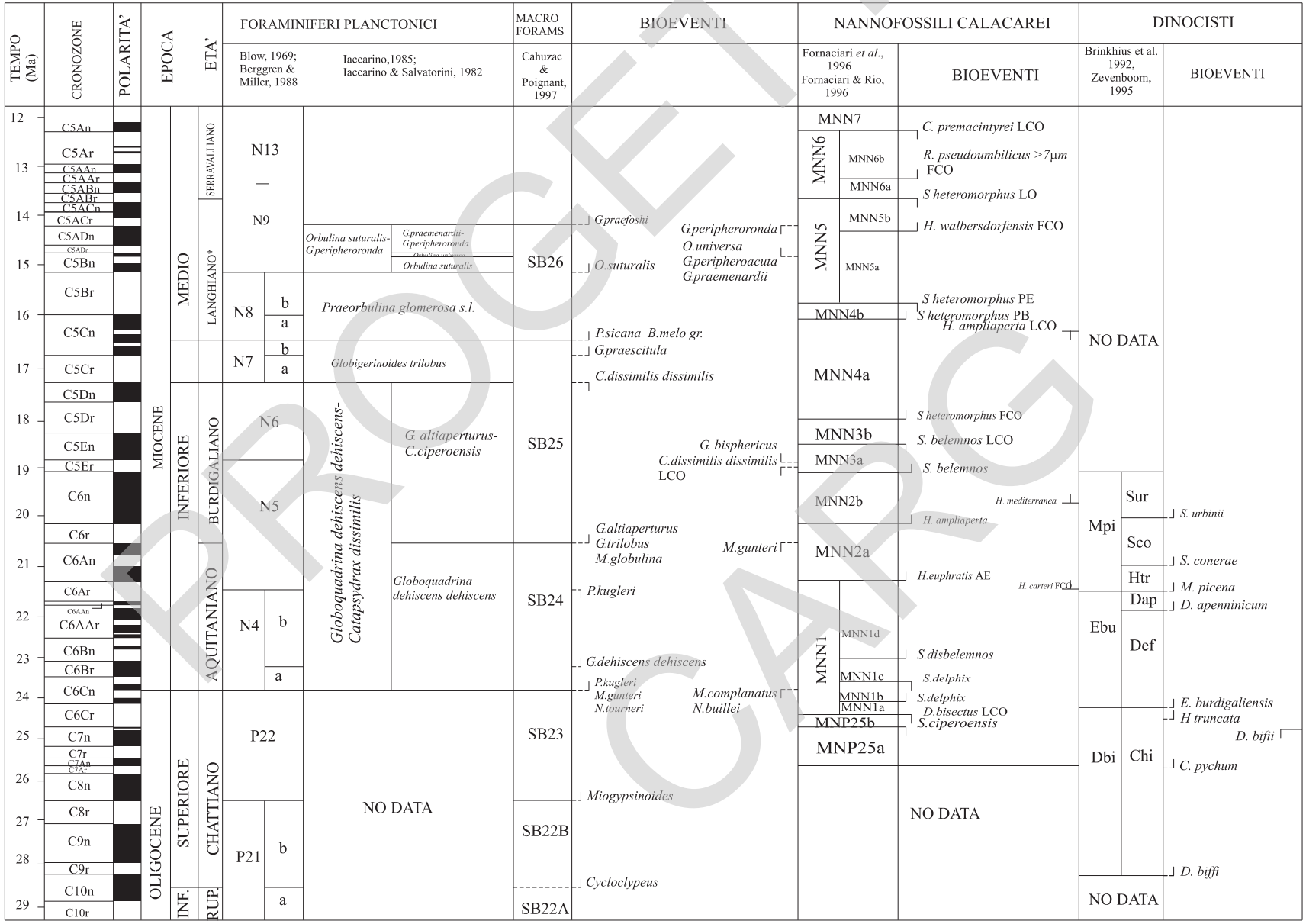
Nel presente lavoro per Burdigaliano inferiore si intende l'intervallo anteriore alla LCO di *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, alla FO di *Globigerinoides bisphaericus* e alla FO di *Sphenolithus belemnos*.

Per Burdigaliano medio si intende la parte alta della Zona N5 e N6 caratterizzata dalla presenza comune di *Globigerinoides trilobus* in associazione con rari *G bisphaericus* e rari *C. dissimilis dissimilis*; per quanto riguarda i nannofossili esso è definito dalle biozone MNN3a e MNN3b caratterizzate dalla prima presenza ed ultima presenza comune di *S. belemnos* in associazione con rari *R. pseudoumbilicus* >7μm e, nella porzione superiore, con rari *S. heteromorphus*. Per Burdigaliano superiore si intende la Zona N7 dove si registra la scomparsa di *C. dissimilis dissimilis* e dove non è ancora comparso il taxon *Praeorbulina*; per i nannofossili questo intervallo è definito dalla comparsa comune di *S. heteromorphus* e, nella parte superiore, dalla LCO di *Helicosphaera ampliaperta*.

Per quello che riguarda il limite Langhiano/Serravalliano è stato tenuto conto della proposta di RIO et al. (1997) che basandosi sulla LO di *Sphenolithus heteromorphus*, lo hanno collocato dentro la Zona N10 (Chron C5ABr, secondo BERGGREN et al., 1995).

Per la definizione biostratigrafica dei macroforaminiferi è stata utilizzata la biozonazione dell'Oligo-Miocene recentemente proposta da CAHUZAC & POIGNANT (1997). L'interpretazione paleoambientale basata sui foraminiferi bentonici fa principalmente riferimento alla distribuzione paleobatimetrica proposta da VAN MORKHOVEN et al. (1986).

PROGETTO CARG



* da Rio et al. 1997.

Tab. 1 - *Schema bio-cronostratigrafico per l'intervallo Oligocene-Miocene medio riferito ai gruppi di microfossili analizzati.*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

(A. V. Damiani in collaborazione con A. Boscherini, A. Motti & G. Ermini)

Il rilevamento di queste successioni è stato ostacolato dalla scarsità e discontinuità delle esposizioni e dalle intense attività antropiche, specialmente quella agricola. Un contributo notevole è derivato dalla raccolta di dati di sottosuolo (relativi a circa 700 sondaggi, di profondità compresa fra 2 e 200 m) eseguita dal Dott. Giorgio Ermini presso vari Uffici ed Enti Pubblici, ora omogeneizzati ed archiviati nel *data base* del Servizio Geologico della Regione Umbria. Sulla base di questi dati sono state costruite carte del sottosuolo a varie profondità e carte delle isopache le quali, confrontate con i dati di superficie, hanno consentito una migliore definizione della giacitura di numerosi corpi geologici.

Nei depositi continentali dei dintorni di Anghiari sono state individuate tredici unità stratigrafiche la cui distinzione è stata basata su criteri litologici e di facies, non su criteri geomorfologici. Quattro di queste unità (Depositi alluvionali terrazzati; Depositi alluvionali attuali e recenti di fondovalle; Depositi eluvio colluviali; Depositi di frana) risultano non distinte in base ai bacini di appartenenza, mentre le rimanenti 9 unità *unconformity-bounded* sono state raggruppate nel Supersintema Tiberino che, grosso modo, corrisponde ai sedimenti dell'ex ciclo "Villafranchiano" dei vecchi A.A. Questo supersintema a sua volta è stato suddiviso in quattro sintemi (Sintema di Selci Lama, Sintema di Monterchi, Sintema di Citerna, Sintema di Fighille).

2.1. - Unita' quaternarie non distinte in base al bacino di appartenenza

2.1.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* - ($\mathbf{b_n}$)

I depositi terrazzati bordano in modo più o meno continuo le rive dei principali corsi d'acqua (T. Afra, T. Soara, T. Selci, T. Regnano, T. Vertola, ecc.). Affioramenti ben esposti si sono osservati nella Sezione San Leo. Questi depositi, principalmente costituiti da materiali siltosi spesso di colore bruno, talvolta in strati di spessore metrico, presentano intercalazioni di ghiaia poligenica in matrice sabbiosa e/o di noduli carbonatici biancastri ("calcinoli"). Sia procedendo da monte verso valle, sia dal basso verso l'alto di ogni singolo deposito, la grana del sedimento tende a divenire più fine e gli elementi clastici più grossolani risultano più dispersi. Intercalazioni torbose o argilloso-torbose sono state individuate da sondaggi nella Sezione San Leo.

PROGETTO CARG

Questi depositi sono riferibili a più ordini, ciascuno di differente età e di diverso dislivello rispetto agli attuali *talweg,* le cui quote di norma decrescono progressivamente verso valle. I singoli ordini sono esaminati dettagliatamente nella Carta geomorfologica di questo stesso Foglio.

I depositi in sinistra del F. Tevere appaiono più grossolani e prevalentemente costituiti da ciottoli di arenarie o, subordinatamente, da siltiti. In particolare quelli dei dintorni di S. Lucia (Sezione Gioiello) sono costituiti essenzialmente da ghiaie anche in corpi canalizzati. Quelli del T. Afra (Sezioni S. Sepolcro e San Giustino) sono costituiti da ciottoli appiattiti che raggiungono dimensioni anche di 20 cm.

I depositi alluvionali terrazzati poggiano indifferentemente su tutte le unità preesistenti: quelli più antichi sono posti prevalentemente sulle successioni marine torbiditiche, mentre quelli più recenti poggiano su unità continentali. I loro spessori, variabili da ordine a ordine, sono mal osservabili in campagna, ad eccezione di particolari situazioni. Gli spessori tendono progressivamente ad aumentare verso il centro degli impluvi. I valori massimi osservati e/o ricostruiti si aggirano in genere intono a 3-15 m (Sezioni San Leo, S. Lucia). Le alluvioni terrazzate sono geneticamente collegate a momenti erosivi conseguenti a variazioni/oscillazioni del livello di base (imputabili anche alle fasi di svuotamento del bacino lacustre). Il loro studio riveste particolare importanza anche per le considerazioni sulla tettonica recente.

I depositi di conoide rappresentati in carta sono costituiti da prevalenti ghiaie, con clasti anche appiattiti di dimensioni da centimetriche (Madonna del Giglio - Sezione Selci Lama) a pluridecimetriche (Pitigliano - Sezione Selci Lama). Sul terreno sono definibili solo in modo incerto, a causa della loro intensa antropizzazione, del loro bassissimo angolo di riposo, specie in sinistra del fiume Tevere (ad es. nelle località Selci Lama, S. Giustino, Petricce, Celalba, Fiscale, Lama, Urbano, Molinello, Regghione e Pitigliano). Le forme risultano meglio riconoscibili mediante l'interpretazione delle fotografie aeree (cfr. cap. V).

I rapporti fra i corpi di conoide e i vari ordini di depositi terrazzati sono complessi, a volte sfumati, interdigitati (Loc. T. Afra), erosivi e spesso livellati dall'azione antropica e pur se difficilmente descrivibili punto per punto sono complessivamente intuibili osservando la Carta.

Pleistocene medio superiore

2.1.2. - *Depositi alluvionali attuali e recenti di fondovalle* (**b**)

Le alluvioni recenti occupano con continuità i fondovalle di tutti i corsi d'acqua attuali e di taluni alvei abbandonati in tempi subattuali (Sezioni San

PROGETTO CARG

Sepolcro e Città di Castello) o sepolti (da Baiocco a San Romano a Ca' de Conte - Sezione San Leo). Nella valle del F. Tevere la fascia occupata dalle alluvioni recenti si estende trasversalmente da circa 0,5 a 6,5 km, ma vi si osserva una stretta di 0,45 km immediatamente a Sud di Città di Castello (Sezione Gioiello). Nella valle del T. Sovara questa fascia risulta larga da 0,4 a 1 km.

I depositi sono costituiti in superficie principalmente da sabbie (ben classate lungo il T. Cerfone) limoso-argillose, in genere di color bruno, di spessore da pluridecimetrico (Sezioni Viaio e San Sepolcro) a metrico (2-4 m nella Sezione San Leo**,** 3-8 m nella Sezione Città di Castello) con granulometria che sembra diminuire procedendo verso Sud. Al di sotto di questi sedimenti superficiali fini si trovano ghiaie poligeniche, con ciottoli anche del diametro di 2-30 cm nella Sezione Viaio, immersi in matrice generalmente sabbiosa, talora interdigitate con corpi a granulometria minore.

Sui fronti di cava a Nord di Santa Croce (Sezione Viaio), sono state misurate embriciature che indicano paleocorrenti dirette verso Est con direzione compresa fra N50° e N110°. Le direzioni delle paleocorrenti sono conformi alle attuali correnti del F. Tevere in quella zona.

Questi depositi risultano incassati nelle preesistenti unità continentali e nella parte nordoccidentale del Foglio, sono direttamente in contatto con le unità alloctone: ad es. con l'Unità dei M. Rognosi nella Sezione Viaio.

Gli spessori maggiori sono in genere compresi fra i 10 ed i 15 m (nei pressi della diga di Montedoglio, nei pressi del depuratore di San Giustino, nella Sezione Città di Castello). In corrispondenza della citata stretta nella Sezione Gioiello, in relazione ad una probabile soglia, gli spessori si riducono a 5 m ed a 1-2 m alla confluenza fra il T. Regnano ed il F. Tevere.

Gli alvei degli attuali corsi d'acqua sono costituiti da sabbie e ghiaie prevalenti. In corrispondenza del T. Regnano (Sezione Selci Lama) i depositi sono dovuti ad un ex sbarramento artificiale reinciso dal torrente.

L'età dei depositi fluviali è *olocenica.*

2.1.3. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)

All'interno di queste categorie di depositi detritici la parte predominante è rappresentata dai depositi colluviali. Sia i depositi eluviali che i detriti di falda sono infatti limitati a zone così esigue che non si è ritenuto opportuno riportarli in carta.

PROGETTO CARG

I depositi sono massivi o mal stratificati e caratterizzati da clasti centimetrici e decimetrici, per lo più arenitici, inglobati in una abbondante matrice limo-argillosa.

Presentano una spiccata tendenza all'alterazione a causa dei litotipi che in prevalenza li costituiscono.

Affiorano estesamente in presenza delle successioni torbiditiche da cui spesso si originano per alterazione. Nella Sezione San Sepolcro, a monte dell'omonimo abitato, si hanno corpi costituiti da clasti di dimensioni anche decimetriche, prevalentemente calcarei nella parte più settentrionale, arenacei ed immersi in matrice prevalentemente limoso argillosa nella parte meridionale. Nella Sezione Città di Castello si hanno accumuli spessi due o tre metri di natura calcarenitica (a Nord di M. Arnato) con clasti di dimensioni da centimetriche a metriche.

Alcuni di questi depositi colluviali sono stati interpretati come depositi di frana dall'analisi fotogeologica (Cap. V- Fotogeologia).

Pleistocene superiore (?) - Olocene

2.1.4. - *Depositi di frana* (**a_1**)

Ammassi caotici per lo più costituiti da una matrice limo-argillosa spesso inglobante clasti eterometrici di varia natura, prevalentemente arenitica.

Nelle zone di affioramento delle successioni torbiditiche, soprattutto in presenza della Marnoso-arenacea romagnola e umbra, sono diffuse le frane di scorrimento. Nelle zone di affioramento dei depositi continentali pleistocenici sono prevalenti gli scorrimenti-colata.

La superficie dei corpi franosi, più spesso compresa tra 1 e 5 ettari, può raggiungere eccezionalmente anche il kmq. Le frane riportate nella cartografia sono state in gran parte osservate sia durante i rilevamenti del Foglio geologico che durante quelli del Foglio geomorfologico. Al fine di ottenere però una banca dati con indicazioni omogenee e concordanti sono stati riportati sul Foglio geologico solo i corpi di frana indicati nel Foglio geomorfologico e riconosciuti in base ad evidenti indizi di movimento in zone con presenza di fenomeni di distacco e di accumulo. (Vedi Cap I - Introduzione).

I movimenti superficiali, individuati in foto aerea sui litotipi pleistocenici con elevata componente argillosa, sono mal riconoscibili dall'osservazione di campagna e talvolta non sono stati rappresentati in carta.

Pleistocene superiore (?) - Olocene.

PROGETTO CARG

2.1.5. - *Strutture Antropiche*

La natura e la quantità (spessori ed estensioni) delle strutture varia da zona a zona in funzione della causa che ne ha determinato la messa in posto.

Nella Sezione Viaio, a valle della diga di Montedoglio, gli accumuli antropici presentano dimensioni imponenti e sono parzialmente modellati e/o gradonati. Ben più ridotti sono quelli a Nord di Alviano.

Nella Sezione Citerna, in località Marinello, si segnala la discarica di una miniera di lignite ubicata nel Sintema di Fighille. Questo accumulo è costituito, per uno spessore da 1 a 4 m, da argille limose e limi argillosi in cui è dispersa una notevole quantità di resti vegetali che conferiscono all'accumulo ed all'affioramento una colorazione grigio-scura.

Nella Sezione Città di Castello si sono riconosciuti accumuli antropici in varie località:

- ad Ovest del centro abitato di Città di Castello, in sinistra del F. Tevere, in relazione alla zona di espansione industriale, dove poggiano sui depositi alluvionali attuali e recenti di fondovalle (b) a loro volta sovrapposti al Sintema di Fighille. Essi sono costituiti : in basso da 2 m di argille sabbiose con inclusi clasti litoidi di varie dimensioni e frammenti di laterizi; in alto da circa 1 m di ghiaie;
- nella zona della stazione ferroviaria di Città di Castello dove clasti litoidi, misti a frammenti di laterizi, in matrice limoso-argillosa,spessi circa 7 m, poggiano su ghiaie sabbiose acquifere;
- all'interno di Villa Franchetti, localmente nota come Montesca, il cui parco, di alcuni ettari, è interamente costituito da materiali di riporto variamente pedogenizzati con matrice a grana finissima;
- presso Villa Signoretti, in destra del T. Veschi.

Nella Sezione S. Lucia, in località Belladanza, si hanno due discariche di rifiuti solidi urbani i cui banchi raggiungono uno spessore anche di 7 m. La discarica più occidentale, ormai in disuso, è stata utilizzata a cavallo degli anni '70-'80; quella più orientale, ubicata dentro una ex-cava di ghiaia e di sabbia è tuttora in esercizio.

Olocene

PROGETTO CARG

2.2. - Unita' stratigrafiche (*unconformity-bounded*) Pleistoceniche

2.2.1. - *Supersintema Tiberino*

2.2.1.1. - Sintema di Fighille (**FHL**)

E' costituito essenzialmente da argille limose (Fig. 1) normalmente di colore grigio ben esposte nelle cave a Nord di Fighille lungo il fianco della dorsale di Citerna (Sezione San Leo), a Nord di Monte Bello (Sezione Citerna), in una piccola area fra Vigna Bassa e Meltina Alta (Sezione Belvedere) e più estesamente nella Sezione S. Lucia.

Ai livelli di argille, potenti alcuni metri, si intercalano numerosi strati sabbiosi o sabbioso-limosi (spessi da pochi decimetri a 2 m) che presentano in certi casi lamine da correnti trattive e livelli e/o lenti a frustoli carboniosi particolarmente abbondanti (Sezione Citerna), tanto che nel passato era stata aperta una miniera di lignite in località Marinello. Verso l'alto del Sintema sembrano più frequenti livelli e/o lenti di ghiaie e di conglomerati poligenici, con prevalenza di ciottoli arenacei centimetrici ed appiattiti nelle zone di SE e misti a sabbie (Sezioni Belvedere e S. Lucia). Questi clasti (Sezione S. Lucia) indicano paleocorrenti verso W-SW di direzione compresa fra N100° e N20°.

Fig. 1 - *Sintema di Fighille: argille limose grigie con livelli sabbiosi*

PROGETTO CARG

Gli appoggi di queste argille sulle unità precontinentali mioceniche, che costituiscono i bordi del bacino di sedimentazione, risultano inconformi. Nella parte occidentale del Foglio 289 (Sezione Citerna) il substrato è rappresentato dai vari membri del Macigno e delle Marne di Vicchio; nella parte orientale (Sezione Belvedere) dalla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola; nella parte sudorientale (Sezioni S. Lucia e Belvedere) il contatto rettilineo fra le argille di questo sintema e la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola farebbe pensare ad una loro sedimentazione direttamente su di un piano di faglia, nel qual caso si tratterebbe di un contatto con sedimentazione aggradazionale. Il letto stratigrafico di questo Sintema di Fighille al centro del bacino di sedimentazione non è stato finora raggiunto da alcun sondaggio, ma l'interpretazione di una linea sismica all'altezza di S. Giustino lo indicherebbe a quasi 200 m (Barchi et al., 1999); poco ad Est di Città di Castello, verso la chiusura del bacino, il letto stratigrafico è stato raggiunto da un sondaggio fatto eseguire dal Servizio Geologico della Regione dell'Umbria (rif. sondaggio profondo 180 m ubicato nella carta geologica), che ha attraversato questi depositi per 130 m; il contatto è di tipo inconforme, con probabili discordanze angolari, essendo la sedimentazione avvenuta su una successione già strutturata costituita dai depositi torbiditici oligo-miocenici.

Il contatto con il soprastante Sintema di Citerna è costituito da una superficie di inconformità, talora con contatti erosivi visibili, ma ovunque corrispondente ad un improvviso aumento dell'energia di sedimentazione.

I massimi spessori affioranti sono stati riscontrati nelle Sezioni San Leo (120 m circa) e S. Lucia (100 m circa).

L'ambiente di sedimentazione sembra essere prevalentemente lacustre, a bassa energia, ma, verso l'alto, la maggior granulometria dei depositi e la presenza di marcate embriciature sembrano indicare un passaggio ad un ambiente fluvio-lacustre.

Il rinvenimento nella cava di Fighille (Sezione San Leo) di un cranio, completo anche di zanne, (Lippi Boncambi, 1963) di un giovane esemplare di *Elephas* riferibile alla specie *antiquus* con caratteri arcaici (Bartolomei, 1969), e più recentemente di un frammento anteriore di mandibola di *Leptobos* cf. *vallisarni* (Gentili, 1991), fanno ritenere che la parte affiorante sommitale di questo Sintema di Fighille non sia più antica del Pleistocene inferiore. Nell'ambito di questo stesso bacino, ma più a Sud, nei pressi di Todi, si stava sedimentando la coeva Unità di Santa Maria di Ciciliano, al di sopra di unità plioceniche già continentali (Basilici, 1992; Ambrosetti et al., 1995).

PROGETTO CARG

2.2.1.2. - Sintema di Citerna (**CTA**)

Il Sintema di Citerna, caratterizzato essenzialmente da ruditi poligeniche (Fig. 2), affiora: lungo i fianchi e, talvolta, sulla sommità della dorsale di Anghiari fin dal contatto con l'Unità ofiolitica dei M. Rognosi (Sezioni Viaio e Anghiari); in tutta la dorsale di Citerna (Sezioni San Leo e Citerna); in plaghe isolate in destra del F. Tevere (Sezione Gioiello); estesamente nella Sezione S. Lucia.

I massimi spessori del Sintema sembrano ridursi procedendo da Nord verso Sud e più sensibilmente spostandosi lateralmente verso gli appoggi. In particolare essi sono maggiori di 400 m nella Sezione Viaio; sono di circa 180-200 m nella Sezione Anghiari; 400 m nella Sezione San Leo; 300 m a monte di Ponte d'Avorio nella Sezione S. Lucia; 20-30 m nelle Sezioni Città di Castello, Belvedere e Gioiello.

Le strutture sedimentarie rinvenute (forme dei canali, embriciature, sovrapposizione di vari sistemi di canali) sono simili a quelle che caratterizzano le conoidi subacquee in relazione a correnti impetuose, in un momento di alta e crescente energia.

Fig. 2 - *Sovrapposizione dei conglomerati del Sintema di Citerna ai depositi del Sintema di Fighille (zona con vegetazione) lungo il Fosso di Monfortino.*

PROGETTO CARG

Questo Sintema è suddiviso in due subsintemi. Quello inferiore (Subsintema di Molin dell' Olio - CTA_1) è prevalentemente sabbioso; quello superiore (Subsintema di Monte Rotondo - CTA_{2a} - CTA_{2b} - CTA_{2c}) è clastico-grossolano. Poichè il Sintema di Citerna è sovrapposto al Sintema di Fighille, non può essere più antico del Pleistocene inferiore.

Il **Subsintema di Molin dell' Olio** (**CTA_1**) è costituito da strati sabbiosi cementati spessi (50-100 cm) e limoso-argillosi grigio-bluastri che contengono palle di fango allineate, resti di vegetali (anche tronchi) e di Gasteropodi. Nella zona ad Est di Citerna ai litotipi precedenti si intercalano subordinati orizzonti di ghiaie (Fig. 3). Questi caratteri sono osservabili anche a ridosso ed in sinistra del F. Tevere, all'altezza del meandro di Madonna del Popolo (Sezione Gioiello).

Fig. 3 - *Depositi del Subsintema di Molin dell'Olio.*

Questo Subsintema, trasversalmente meno esteso del soprastante Subsintema di M. Rotondo, affiora nei settori centrali della Sezione S. Leo, ma si continua ancora verso Est. In base alle potenze (di circa 200 m nella Sezione S. Leo, di 100 m a Est di Citerna, di pochi m a SW di questo abitato e di 60 m nella Sezione Gioiello) se ne potrebbe dedurre un andamento lentiforme.

Le embriciature osservate nei ciottoli delle lenti ghiaiose (Sezione San Leo), anche se disperse in un angolo di 180°, indicano paleocorrenti verso NNE.

Il contatto fra il Subsintema di Molin dell'Olio ed il sottostante Sintema di Fighille è netto (Sezioni San Leo, Citerna, S. Lucia), mentre quello con il sovrastante Subsintema di Monte Rotondo è graduale.

PROGETTO CARG

Il **Subsintema di Monte Rotondo** (**CTA_2**) è costituito complessivamente da ciottoli poligenici di dimensioni anche decimetriche, cementati, talora immersi in una matrice sabbiosa. La natura dei clasti ed i caratteri di questi (grana, arrotondamento, forma, ecc.) variano notevolmente da luogo a luogo, in funzione del progressivo allontanarsi dalle zone di alimentazione (con il procedere verso Sud), della distanza dagli appoggi e degli apporti trasversali. Ad esempio, nei pressi del contatto con l'Unità ofiolitica dei M. Rognosi, i clasti derivati dalle relative formazioni sono assai più frequenti. Anche il grado di cementazione è vario, a volte elevato, come è possibile osservare lungo alcuni tagli stradali freschi.

Questo Subsintema di Monte Rotondo passa verso il basso gradualmente al Subsintema di Molin dell'Olio, ma essendo più esteso di quest'ultimo, quando appoggia direttamente sul Sintema di Fighille sembra colmare canali di erosione (Fossa del Camposanto nella Sezione Anghiari). Verso l'alto il Subsintema di M. Rotondo passa al Sintema di Monterchi. In particolare nei settori occidentali passa al Subsintema di Mercatale (Sezione San Leo), nel settore centrale passa al Subsintema di Anghiari (Sezioni Viaio, Anghiari), nel settore orientale passa al Subsintema di Selci Lama (Sezione Selci Lama).

Nel Subsintema di M. Rotondo sono state distinte tre litofacies.

Nella litofacies **CTA_{2a}** i clasti, ad elevato grado di arrotondamento, sono inclusi in una matrice sabbioso-conglomeratica notevolmente cementata. Questi depositi, che affiorano nella valle del T. Sovara (Sezione Anghiari), sembrano costituire la porzione inferiore del subsintema.

Nella litofacies **CTA_{2b}** i clasti sono più grossolani di quelli della litofacies **CTA_{2a}** e caratterizzati da scarsità o assenza di matrice. Nella Sezione Viaio (a Nord del Santuario del Carmine) raggiungono dimensioni di veri e propri massi (80-100 cm) e sono costituiti in prevalenza da arenarie e, subordinatamente, da gabbri, basalti, serpentiniti e rari clasti calcarei (< 5 %) di piccole dimensioni.

Nella litiofacies **CTA_{2c}** i clasti prevalenti sono di natura arenacea in tutte le sezioni in sinistra di un ipotetico paleo-Tevere dall'andamento conforme al corso attuale. Come si è avuto modo di osservare lungo la strada della Libbia (a Ovest di Anghiari, nella omonima sezione) i clasti sono invece prevalentemente calcarei (per l'80%), e per la rimanente parte gabbrici, arenitici, siltitici, serpentinitici e silicei, oltre che di dimensioni minori (1-20 cm), in destra di questo ipotetico paleo-Tevere (Sezioni Anghiari e San Leo) (Fig. 4). Mano a mano che ci si sposta verso Sud aumentano le intercalazioni di sabbie e di sabbie limose (Sezioni Citerna e Città di Castello) e contemporaneamente diminuisce la dimensione dei clasti più grossolani (2-4 cm nelle Sezioni Gioiello e S. Lucia). Nella Sezione S. Lucia questi conglomerati sembrano costituire corpi nastriformi.

PROGETTO CARG

Fig. 4 - *Conglomerati poligenici del Subsintema di M. Rotondo.*

Le embriciature dei clasti indicano paleocorrenti verso SSE (direzione media N160°) nella Sezione Viaio; nella Sezione Anghiari le embriciature sono legate ad un delta-conoide che si espandeva verso Sud. Nella Sezione S. Leo le paleocorrenti sono verso Est (direzione compresa fra N70° e N120°); nella Sezione Belvedere le paleocorrenti sono verso SW (direzione da N20° a N80°); nella Sezione S. Lucia sono verso WSW a Nord del T. Soara (direzione compresa fra N60° ed EW), verso SW a Sud del T. Soara (direzione compresa fra N20° e N70°), conformi a quelle osservate nelle intercalazioni ghiaiose del Sintema di Fighille, ma da oblique ad opposte rispetto a quelle osservate nel Subsintema di Molin dell'Olio. Queste alimentazioni, prevalentemente da Nord e da Est potrebbero essere state verosimilmente causate da correnti meandriformi.

2.2.1.3. - Sintema di Monterchi (**MCT**)

In base ai litotipi osservati il Sintema di Monterchi è stato suddiviso in tre subsintemi. Due di essi (Subsintema di Mercatale - MCT_1 e Subsintema di Anghiari - MCT_2) potrebbero anche essere coevi e rappresentare variazioni laterali di uno stesso corpo roccioso, ma l'attuale sistema fluviale del Tevere ha talmente isolato le varie successioni che ha reso impossibile stabilirne gli eventuali rapporti laterali.

PROGETTO CARG

Non avendo rinvenuto alcun fossile nei depositi di questo sintema non si può precisare nulla relativamente alla sua età, se non che, per posizione stratigrafica, esso non può essere più antico del Pleistocene inferiore.

Il **Subsintema di Mercatale** (**MCT_1**) è costituito generalmente da conglomerati con ciottoli e massi (10-60 cm) quasi esclusivamente arenacei, inclusi in una matrice sabbiosa cementata, alternati a lenti e livelli sabbiosi.

Questi litotipi affiorano in modo limitato a SW di Citerna (Sezione San Leo) e più estesamente nella contigua Sezione Citerna con spessori apparenti massimi di circa 100 m; appoggiano in disconformità sul Sintema di Citerna, oltre che su varie unità del substrato flyschoide.

L'ambiente deposizionale è probabilmente fluviale; le embriciature indicano apporti da W-NW (paleo-Sovara?).

Il **Subsintema di Anghiari** (**MCT_2**) è generalmente composto da limi e sabbie fini in strati spessi meno di un metro, di colore rossastro o bruno (Sezione Citerna), con subordinata frazione argillosa che sembra aumentare verso Sud (Sezioni Belvedere e S. Lucia). Sono presenti le intercalazioni di livelli decimetrici di ghiaietto (Sezione Anghiari) a clasti, da centimetrici a millimetrici, arenacei, calcareo-marnosi, eccezionalmente silicei a spigoli vivi (Sezione San Leo) o costituiti da noduli pesanti di ossidi nerastri. In taluni casi si sono osservati livelli a calcinoli. Una buona esposizione di queste alternanze si ha nella cava presso Turicchi, a Sud di S. Leomonte (Sezione Anghiari).

Il subsintema affiora per grande estensione sulla sommità della dorsale di Anghiari (Sezioni Anghiari e San Leo), lungo la strada provinciale di Ponte alla Piera (Sezione Viaio) e, in piccole plaghe, nelle Sezioni Belvedere (Villa Meltina) e S. Lucia (Case Palazzetto).

Nelle sezioni settentrionali questi limi-sabbiosi poggiano, in discordanza angolare (Sezione Viaio) e tramite una superficie di erosione, sul sottostante Sintema di Citerna (Sezioni Anghiari, San Leo, Citerna). Più a Sud (Sezioni Belvedere, S. Lucia) il contatto basale è di natura incerta.

In affioramento lo spessore osservabile non supera i 4 m (Sezioni Viaio e San Leo), complessivamente l'unità potrebbe raggiungere i 10 m (Sezione Anghiari).

I depositi, a geometria quasi ovunque tabulare, possono essere ritenuti di origine fluviale, ma per il grado di ossidazione che presentano e per la frequente presenza di calcinoli, potrebbero essere costituiti dalla sovrapposizione di più paleosuoli, legati a ripetute esposizioni subaeree. L'unità, anche se non dimostrabile, potrebbe essere considerata come una variazione laterale, a minor energia, del Subsintema di Mercatale.

PROGETTO CARG

Non si hanno indicazioni, se non relative, riguardo all'età del Subsintema che è da ritenersi più recente del Sintema di Citerna e pertanto più o meno coevo del Subsintema di Mercatale.

Nel **Subsintema di Nuvole** (**MCT_3**) i depositi prevalentemente limoso-argillosi inglobano clasti, in prevalenza calcarenitici, di diametro compreso fra i 2 ed i 100 cm, talvolta arrotondati. Questi depositi in cui non sono state notate strutture particolari, affiorano nelle vaste aree pianeggianti, in destra del F. Tevere, fra le quote 500 e 350 m s.l.m. tra Villa Franchetti e La Macchia (Sezione Città di Castello).

Non si sono osservati spessori superiori a 2 m, ma alcune prove penetrometriche hanno accertato potenze di 7-8 m.

Questi depositi poggiano in discordanza angolare sulla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e sulla Formazione di M. S. Maria Tiberina.

La geometria pressochè tabulare e la granulometria nettamente bimodale (associazione di ciottoli, prevalentelentemente calcarenitici, e limi argillosi), lascerebbero pensare ad un deposito eluvio-colluviale formatosi su un pendio poco acclive.

2.2.1.4. - Sintema di Selci Lama (**SLA**)

Buone esposizioni si hanno nelle cave a SSW di Pitigliano, nelle zone adiacenti al T. Lama (Sezione Selci Lama), nelle cave abbandonate di Riosecco (a NE di Città di Castello) e lungo alcuni corsi d'acqua (T. Riosecco, nella Sezione Città di Castello). Depositi di analoga composizione e granulometria affiorano anche nei dintorni di Colle Plinio (Sezione Selci Lama).

I depositi di questa unità presentano clasti a volte a spigoli vivi, di diametro compreso fra 1 e 50 cm che costituiscono vere e proprie megabrecce. I clasti sono di natura arenacea e calcareo-marnosa e sono inglobati in scarsa matrice sabbiosa di colore giallastro.

Si sono osservate embriciature dei clasti che indicano paleocorrenti da NE, (direzione compresa fra N20° e N70°), grosso modo coincidenti con quelle delle correnti attuali.

In base alle stratigrafie dei sondaggi questi depositi sembrano appoggiare direttamente sul Sintema di Fighille presente nel sottosuolo a profondità (10-70 m) ben inferiori a quelle ricostruibili in destra Tevere. Talora al di sopra di questi depositi si trovano solo piccoli spessori (1-8 m) di depositi alluvionali terrazzati (b_n) o riferiti alle conoidi di Celalba e di Pitigliano (Sezione Selci Lama).

PROGETTO CARG

La geometria lentiforme di questo corpo (con spessori che aumentano da monte a valle) unitamente alla morfologia ed al grado di classazione dei clasti, fanno ipotizzare una deposizione in un ambiente di tipo torrentizio, con ripetute variazioni della entità e delle modalità del trasporto.

Per quanto riguarda l'età del sintema si possono fare solo ipotesi relative: è più recente del Sintema di Fighille, non più antico del Pleistocene inferiore; non si esclude che possa essere paarzialmente coevo del Sintema di Monterchi.

3. - LA SUCCESSIONE DELL' UNITA' OFIOLITICA DEI M. ROGNOSI

(M. Galli, G. Plesi, L. Luchetti & G. Daniele)

La successione dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi affiora nella parte Nord-occidentale del Foglio 289 e poggia direttamente sulle successioni toscane. I vari termini di questa successione si susseguono dal basso all'alto geometrico (a parte il caso delle Serpentiniti - Diaspri - Calcari a Calpionelle della zona del Conventino che sarà illustrato più avanti) seguendo un ordine cronologico inverso, palesemente collegato con una giacitura generalmente rovesciata della successione. La parte più cospicua della successione è costituita da peridotiti e rocce gabbroidi, la parte residua da brecce ofiolitiche, colate basaltiche e vari altri tipi di coperture sedimentarie che, con *hiatus* paleontologici anche importanti (non è documentata la presenza di buona parte del Cretaceo superiore e del Paleocene superiore), coprono l'intervallo di tempo compreso fra il Giurassico superiore e l'Eocene medio.

3.1. - Ofioliti

Nelle Ofioliti dei Monti Rognosi è ben esposta una vasta gamma di litotipi magmatici macroscopicamente simili a quelli che è possibile osservare in altri massicci ofiolitici dell'Appennino settentrionale. Si tratta di peridotiti più o meno serpentinizzate (in origine lherzoliti a spinello), di rocce mafiche e ultramafiche (da werliti, a troctoliti, a gabbri) in filoni e in corpi più cospicui con strutture cumulitiche o con tessiture più isotrope, di filoni di microgabbri talora rodingitizzati, di oficalciti, di brecce ofiolitiche e di basalti. I dati della letteratura recente (Piccardo et al., 1999, e referenze citate) tendono a considerare le ofioliti del Dominio Ligure Esterno (di cui le ofioliti dei M. Rognosi fanno parte) complessivamente differenti da quelle del Dominio Ligure Interno sia dal punto di vista della loro storia evolutiva pre-orogenica sia dal punto di vista della composizione petrografica e geochimico-isotopica dei vari termini. Viene

PROGETTO CARG

sottolineato in particolare il relativamente basso grado di impoverimento delle peridotiti delle Liguridi Esterne e il differente contenuto in terre rare leggere dei termini effusivi. Sia le ofioliti delle Liguridi Esterne sia le ofioliti delle Liguridi Interne mostrano affinità MORB, ma sembrano caratterizzate dalla mancanza di una relazione cogenetica fra le rocce residuali di mantello e i fusi che ne sono derivati, come avviene per le ofioliti che caratterizzano la crosta matura delle dorsali medio-oceaniche attuali (Snow et al., 1994).

C'è quindi la tendenza a considerare sottocontinentali tutte le ofioliti del Dominio Ligure (peridotiti e gabbri). Inoltre le ofioliti del Dominio Ligure Esterno sono associate (Ebberhardt et al., 1962; Marroni et al., 1998, e referenze citate) a lembi di crosta continentale (rocce granitoidi erciniche, granuliti mafiche e felsiche, paragneiss) ipoteticamente riconducibili alla parte marginale della zolla adriatica.

Questo insieme di dati è in accordo con l'ipotesi di una posizione più "marginale" per le ofioliti delle Liguridi Esterne rispetto a quella, più "intraoceanica", delle ofioliti delle Liguridi Interne.

3.1.1. - *Peridotiti tettonitiche* (**TRG**)

Sulla sommità dei Monti Rognosi affiorano lherzoliti a spinello che conservano le originarie strutture di mantello non eccessivamente alterate dalle successive fasi metamorfiche di basso grado. La roccia presenta una evidente tessitura a bande, in cui le fasce più ricche di pirosseno appaiono in rilievo rispetto a quelle più ricche di olivina e interessate da una foliazione che fa un angolo più o meno grande (da 45° a 0°) rispetto al *layering* magmatico della roccia (*banding* cumulitico realizzato in una fase di pressione relativamente elevata). Nelle tettoniti appenniniche lo sviluppo della foliazione è stato collegato alle fasi di esumazione contemporanee al *rifting*: tanto più l'angolo è prossimo a 0° tanto più pervasivi sono stati i fenomeni di metamorfismo di alta temperatura verificatasi durante le fasi decompressionali di risalita delle peridotiti di mantello verso il fondo oceanico. In queste peridotiti sono ancora ben conservate *shear zone*s duttili legate alle prime fasi di metamorfismo retogrado.

Giurassico, dalla letteratura (Bortolotti, 1962b; 1962c; Abbate et al., 1980)

3.1.2. - *Peridotiti serpentinizzate* (**PRN**)

Le peridotiti serpentinizzate sono localizzate normalmente a quote più basse, lungo i versanti del Monte delle Croci, Monti Rognosi e Monte Doglio, rispetto alle zone di affioramento delle peridotiti tettonitiche descritte sopra.

PROGETTO CARG

Si tratta anche in questo caso di originarie lherzoliti a spinello con paragenesi primaria definita da un'associazione di olivina, clino-pirosseno, plagioclasio, piccole percentuali di spinello cromifero (picotite) e magnetite; paragenesi finale, successiva alla fase di metamorfismo di fondo oceanico, costituita principalmente dall'associazione di serpentino, orto e clino-pirosseno, plagioclasio e altri minerali propri della paragenesi di basso grado, come amianto, clorite e talco.

Nelle aree dove affiorano le peridotiti serpentinizzate si osservano con una certa frequenza fasce di "ranocchiaia", roccia prodotta durante le fasi pre-orogeniche decompressionali, in cui il metamorfismo di basso grado (serpentinizzazione) ha completamente pervaso e trasformato i minerali originari delle peridotiti. Le dimensioni di queste bande sono raramente superiori al metro.

Giurassico, dalla letteratura (Bortolotti, 1962b; 1962c; Abbate et al., 1980)

3.1.3. - *Gabbri* (**GRG**)

Sono stati riuniti sotto questa denominazione tutti i termini intrusivi (derivati da magmi a composizione basaltico-tholeitica) a struttura granulare più o meno regolare, di composizione basica ma anche ultrabasica, che compaiono in filoni o in ammassi più cospicui all'interno della parte geometricamente più bassa delle peridotiti e in rapporti magmatici primari con le peridotiti stesse. Gli affioramenti dove sono particolarmente evidenti i rapporti di intrusione sono localizzati lungo la strada che da Anghiari conduce a Ponte alla Piera (Fig. 5). Si tratta per lo più

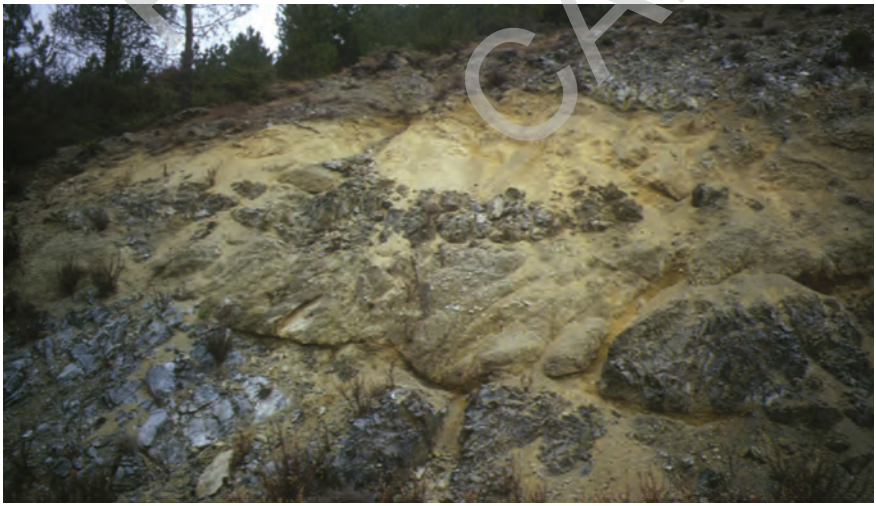


Fig. 5 - *Corpi gabbrici nelle peridotiti serpentinizzate lungo la strada Anghiari - Ponte alla Piera.*

PROGETTO CARG

di gabbri a grana grossa (eufotidi) e tessitura isotropa, la cui paragenesi è definita da prevalenti orto e clinopirosseno e plagioclasio calcico, cui si sovrappongono mineralizzazioni epigenetiche legate alle fasi di metamorfismo retrogrado tardivo. Localmente (es: dietro l'impianto di distribuzione dell'acqua di Albiano) affiorano gabbri microcristallini. Sono anche comuni sequenze di mafiti e ultramafiti che presentano un assetto chiaramente stratificato, legato a processi di differenziazione cumulitica all'interno di camere magmatiche alloggiate nelle peridotiti. Oltre che gabbri s.s. in queste sequenze cumulitiche possono comparire termini con elevato contenuto di olivina, werliti, troctoliti ecc.. Molte rocce di composizione gabbrica *s.l.* sono diffusamente presenti anche in filoni di dimensioni limitate (ampiezza mediamente non superiore al metro e lunghezza decametrica) incassati nelle peridotiti. I gabbri con questo tipo di giacitura hanno in genere una composizione più acida rispetto ai gabbri che costituiscono le masse più grandi e una grana decisamente più minuta. Lungo la provinciale che attraversa il versante nordorientale del Poggio degli Scopeti sono presenti filoni di gabbri rodingitizzati (Fig. 6). Le peridotiti interessate da intrusioni gabbriche occupano una posizione geometricamente più bassa rispetto alle peridotiti che sono prive di questo tipo di intrusioni.

Affioramenti di rocce di limitata estensione assimilabili ad oficalciti sono osservabili in quattro distinti punti lungo il corso del T. Sovara. L'affioramento meglio conservato è localizzato in coincidenza della base del fianco destro della

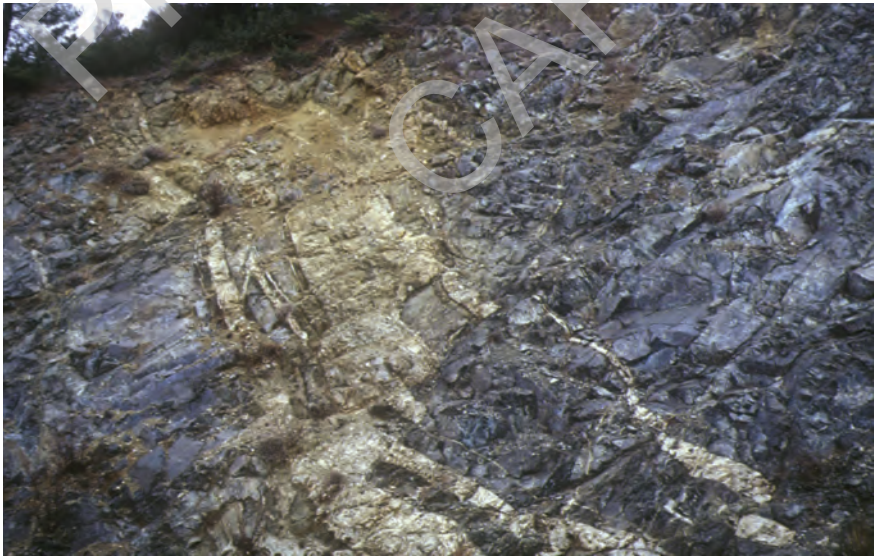


Fig. 6 - *Filoni di gabbri rodingitizzati (versante nordorientale del Poggio degli Scopeti).*

PROGETTO CARG

diga sul T. Sovara; un altro affioramento, più esteso, è quello del Conventino. Affioramenti di più piccole dimensioni si hanno sotto il ponte della strada provinciale per Ponte alla Piera ed in località La Polveriera a Sud di Bagnolo.

Tali affioramenti sono per lo più caratterizzati da peridotiti attraversate da vene o plaghe di calcite spatica di colore biancastro; in alcuni casi, al contrario, clasti peridotitici di piccole dimensioni sono immersi in una matrice calcarea ed ematitica di colore rossastro.

Giurassico, dalla letteratura (Bortolotti, 1962b; 1963c; Abbate et al., 1980)

3.1.4. - *Brecce ofiolitiche di Pian della Croce* (**BPC**)

La formazione affiora diffusamente a Sud del Monte delle Croci fino in prossimità dei Cappuccini di Montauto; altri affioramenti caratterizzano piccole aree a Sud dei Monti Rognosi.

Le brecce sono costituite prevalentemente da clasti a spigoli vivi di peridotiti serpentinizzate, gabbri di varia composizione e grana, rocce cumulitiche di vario tipo, minerali singoli come ematite, diallagio ecc; molto rari risultano i frammenti basaltici, del tutto assenti le rocce delle coperture sedimentarie giurassiche e post-giurassiche. Le dimensioni dei clasti variano generalmente da alcuni centimetri ad alcuni decimetri, ma, localmente, sono presenti blocchi plurimetrici di peridotite o gabbro. La matrice, mai molto abbondante, è in prevalenza peridotitica ed in minor misura gabbrica. Non sono evidenti particolari fenomeni di gradazione o strutture sedimentarie di altro tipo e la distribuzione dei clasti appare abbastanza casuale. Sono invece evidenti variazioni di composizione litologica nelle singole unità deposizionali, costituite da banconi spessi alcuni metri, in cui possono prevalere a seconda dei casi le serpentine o i gabbri. In varie località, come ad esempio in località La Rocchetta, lo spessore della formazione supera gli 80 m. Le brecce appaiono in quest'area fortemente cementate e danno origine a pareti verticali alte oltre 10 m. Da un punto di vista sedimentologico, per tutti i caratteri elencati sopra, queste brecce rappresentano verosimilmente il prodotto di colate sottomarine alimentate da sorgenti molto prossimali e sono da considerare più antiche rispetto alla deposizione delle colate basaltiche. Si tratterebbe dunque di un detritismo di età giurassica ancora collegato alle fasi di apertura del Paleoceano ligure (Guide Geologiche Regionali n°4 - L'Appennino tosco-emiliano, Itinerario n°12).

Lo spessore massimo affiorante, misurato lungo il versante orientale di Poggio Pian della Croce, è di poco inferiore ai 100 m.

Giurassico, dalla letteratura (Bortolotti, 1962b; 1962c; Abbate et al., 1980)

PROGETTO CARG

3.1.5. - *Basalti* (**BRG**)

I basalti sono rappresentati in alcuni affioramenti nei pressi del Conventino sia sotto forma di brecce che con strutture a *pillows* ben conservate.

Lo spessore affiorante non supera i 10 m complessivi. Il contatto con le soprastanti serpentiniti è molto netto e coincide con una *shear zone* di ampiezza plurimetrica sviluppata nella parte inferiore delle serpentiniti (vedi al capitolo tettonica). Il contatto con le sottostanti radiolariti appare invece sedimentario e contrassegnato dalla presenza di un sottile livello di peliti rosse. Si tratta anche in questo caso di una sequenza evidentemente rovesciata come dimostrato anche dalla giacitura dei *pillows*.

Giurassico, dalla letteratura (Bortolotti, 1962b; 1962c; Abbate et al., 1980)

3.1.6. - *Diaspri* (**DSD**)

I Diaspri sono presenti in tre distinti affioramenti nei pressi della località Il Conventino. In tutta l'area i Diaspri giacciono in successione rovescia dato che al tetto degli affioramenti sono presenti i basalti. Fanno eccezione pochi metri di radiolariti che, negli stessi affioramenti del Conventino, poggiano sopra delle serpentiniti ed hanno al tetto alcuni strati di Calcari a Calpionelle.

La formazione dei Diaspri è costituita da strati sottili (5-10 cm) di radiolariti rosse alternate a livelli centimetrici di argilliti dello stesso colore. Verso il tetto della formazione lo spessore dei livelli argillitici sembra aumentare.

Il contatto stratigrafico con i Basalti è rappresentato, come detto, da un orizzonte di argilliti rosse spesso circa 50 cm. Lo spessore complessivo della formazione non supera i 20 m.

L'età è riferibile (Bortolotti, 1992) al Giurassico Superiore (Oxfordiano).

I Calcari a Calpionelle presenti negli affioramenti del Conventino sono rappresentati da strati calcilutitici di colore grigio-chiaro regolarmente stratificati con spessore variabile da 20 a 40 cm e spessore complessivo di circa 5 m. Essi sono stati riferiti alla base del Cretaceo inferiore (Bortolotti, 1962c).

Oxfordiano, dalla letteratura (Bortolotti, 1992)

3.1.7. - *Argille a Palombini* (**APA**)

La formazione delle Argille a Palombini (non segnalata in precedenza da alcun A.) sia pure con pessime esposizioni, compare su aree abbastanza estese alla base

PROGETTO CARG

della successione descritta in precedenza, e in particolare: a Nord dei Monti Rognosi, nella parte inferiore del versante settentrionale del Monte delle Croci, a occidente delle masse ofiolitiche comprese tra il Monte delle Croci ed i Cappuccini di Montauto, a oriente del Monte Doglio.

In tutta l'area rilevata i contatti con le formazioni limitrofe non sono esposti.

La formazione è caratterizzata da calcilutiti grigio-bluastre a patine giallastre e subordinatamente da strati di calcari marnosi e calcareniti grigio-scure, intercalati ad argilliti e siltiti argillose fissili, per lo più di colore grigio, a luoghi grigio-scuro, nocciola e localmente anche rossastre. Gli strati calcarei hanno spessori variabili da 20 cm a 1 m. Localmente sono stati rilevati sottili lenti di selce di colore verde. In prossimità delle ofioliti sono presenti anche strati di arenarie molto compatte a grana fine, di colore grigio-scuro o nerastre, costituite da prevalente materiale ofiolitico.

Lo spessore delle Argille a Palombini è difficilmente misurabile: possono essere fatte solo stime approssimative da cui si desumono spessori variabili da alcune decine di metri a circa 100-150 m.

L'associazione a nannofossili è caratterizzata da comuni *Watznaueria barnesae* (Black, 1959; Perch-Nielsen, 1968), frequenti *Nannuconus* spp., rari *Litraphidites carniolensis* (Deflandre, 1963), *Parhabdolithus embergeri* (Noel, 1965; Stradner, 1965) e da rarissimi *Rucinulithus irregularis* (Thierstein, 1972) e può essere riferita alla zona CC7.

Aptiano - Albiano

3.1.8. - *Brecce di Case Bagnolo* (**BCB**)

Nei dintorni di Case Bagnolo affiorano brecce ofiolitiche che sono state tenute distinte sia dalle Brecce ofiolitiche di Pian della Croce, giurassiche, sia dalle brecce, terziarie, della litofacies di Casa Nuova. La distinzione dalle brecce di Pian della Croce si basa sul fatto che nelle Brecce di Case Bagnolo sono presenti, oltre che clasti di ofioliti anche clasti di calcari di età giurassico superiore-cretacico inferiore (Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini), come confermato dalle microfaune rinvenute nei clasti stessi. La distinzione dalla litofacies di C. Nuova si basa sul fatto che mentre le brecce e arenarie ofiolitiche appartenenti a questa litofacies appaiono strastigraficamente legate alla Formazione di M. Morello e quindi sono da ritenere sicuramente terziarie, per le Brecce di Case Bagnolo questo legame non appare sostenibile sulla base di dati oggettivi. Brecce sedimentologicamente simili alle Brecce di Case Bagnolo sono molto diffuse nelle unità ofiolitiche dell'Appennino emiliano e sono attribuite normalmente al

PROGETTO CARG

Cretaceo superiore perchè non esistono elementi che giustifichino una loro attribuzione al Terziario. Nella zona di Sasseto le Brecce di Case Bagnolo sono geometricamente sottostanti alle Argille a Palombini. A Case Bagnolo lo stesso tipo di brecce sovrasta la Formazione del M. Morello. I rapporti di giacitura con le altre formazioni non contribuiscono purtroppo a chiarire l'esatta posizione stratigrafica di questi depositi e in particolare a definire la loro posizione in rapporto alla Formazione di Sillano. Nella nostra interpretazione queste brecce sono considerate come un deposito clastico anteriore alla deposizione della Formazione di Sillano, alla stregua di altri depositi dello stesso tipo in altre località dell'Appennino (Passo della Futa, Appennino Modenese ecc.) ed espressione dei primi movimenti di chiusura del paleoceano ligure. Da un punto di vista sedimentologico queste brecce non differiscono sostanzialmente dalle Brecce di Pian della Croce. Si tratta anche in questo caso di depositi di colate molto prossimali a grana ruditica, con clasti spigolosi di dimensioni centimetriche e decimetriche, in banchi spessi e composizionalmente eterogenei (Fig. 7); anche in questo caso infatti strati a prevalenti serpentine si alternano a strati dove prevalgono clasti di gabbri. Il contenuto in clasti di rocce sedimentarie è sempre molto scarso. Non sono stati rinvenuti elementi utili per una datazione di questi depositi.

Cenomaniano? - Maastrichtiano

Fig. 7 - *Brecce di Case Bagnolo. Banchi di Brecce poligeniche in Facies F3 con clasti prevalentemente di serpentiniti nel banco geometricamente più basso e di gabbri nel banco più alto.*

PROGETTO CARG

3.1.9. - *Formazione di Sillano* (**SIL**)

La Formazione di Sillano (Bortolotti, 1962c) affiora estesamene a Nord dei Monti Rognosi, lungo la porzione medio-bassa dei versanti meridionali del Poggio della Ciocca, tra S. Pietro in Villa e Sansepolcro ed in una piccola area ad Est del Monte Doglio.

La Formazione di Sillano è geometricamente interposta fra le Argille a Palombini e la Formazione di Monte Morello o litofacies di C. Nuova dove presenti. Nell'area dei Monti Rognosi non è stato possibile documentare l'esistenza di un passaggio stratigrafico continuo fra la Formazione di Sillano e la Formazione di Monte Morello.

Nella Formazione di Sillano sono state riconosciute tre differenti litofacies anche se la presenza di estese coperture ha impedito di cartografarle separatamente. Esse sono le seguenti dal basso:

1) torbiditi calcareo-marnose a grana fine, marne calcaree di colore grigio-verdastro e sporadici strati di calcareniti grigie, in strati con spessori compresi tra i 20 cm e i 2 m, alternate a marne argillose grigio-nocciola o verdastre e subordinatamente ad argilliti policrome rosso-violacee, localmente nerastre. I litotipi marnosi ed argillosi sono prevalenti rispetto a quelli calcareo-marnosi. Gli intervalli marno-argillosi, spesso comprendenti alla base siltiti medio-fini, si caratterizzano per una sfaldatura a scagliette, mentre le marne calcaree presentano una sfaldatura concoide.
2) peliti grigio-nocciola prevalenti alternate a torbiditi calcaree grigio-verdastre e sottili torbiditi arenaceo-calcaree grigie. Gli strati calcarei, spesso calcilutitici, e le peliti superano raramente i 2 m, mentre le arenarie presentano spessori che non superano i 15 cm. Gli strati arenacei e calcareo-marnosi presentano chiare sequenze T_{c-e} e frequenti controimpronte di fondo di dimensione centimetrica di varia origine.
3) calcari marnosi grigio-chiari, localmente nocciola con zonature verdastre, fino ad oltre 2 m di spessore alternati a marne calcaree grigio-nocciola e peliti rossastre, con sfaldatura a scagliette, localmente concoide (Zona di Colle Alto). Gli intervalli calcareo-marnosi a grana lutitica non presentano strutture sedimentarie; se la grana è appena più grossolana compaiono normalmente lamine piano-parallele di spessore inferiore al centimetro con sequenze T_{cd} nettamente predominanti. Alla base degli strati sono visibili tracce di organismi limivori. Nella parte superiore degli strati marnosi sono talora presenti piste di Elmintoidi, come ad esempio in località Papiano. La grana generalmente troppo fine di questi depositi ha ostacolato la campionatura e lo studio petrografico della formazione. Solo su alcuni campioni di areniti a grana fine raccolti nei dintorni di Singerna è stata possibile una analisi qualitativa dei componenti clastici, che risultano costituiti da quarzo, feldspati, mica bianca e clorite, rari minerali pesanti, frammenti di roccia plutonico-

PROGETTO CARG

gneissici, metamorfiti di basso grado, più rari vulcanici e sedimentari. Sono presenti anche frammenti di bioclasti. La matrice è prevalentemente argillosa, il cemento è calcitico.

In prossimità della base del versante settentrionale del Poggio degli Scopeti è stato campionato anche un bancone arenaceo di colore bruno, grossolano, molto alterato in superficie, di oltre 2 m di spessore, composizionalmente simile ai livelli descritti da BORTOLOTTI (1962a) come Pietraforte e segnalati anche in aree limitrofe (Foglio 115 "Città di Castello" scala 1:100.000).

La Formazione di Sillano ha un'età compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore (BORTOLOTTI, 1962c, 1992; RUGGERI, 1970; DE FEYTER, 1991). I campioni prelevati all'interno dei tre litotipi hanno confermato che i sedimenti che caratterizzano la base della Formazione di Sillano hanno un'età cretacica superiore (Maastrichtiano), mentre le altre due litofacies hanno rilevato faune del Paleocene (Daniano) senza tuttavia raggiungere la parte basale dell'Eocene.

Lo spessore della formazione è difficile da definire; lungo la porzione medio-bassa dei versanti meridionali del Poggio della Ciocca lo spessore stimato è di poco superiore ai 100 m, mentre a Nord dei Monti Rognosi lo spessore affiorante è di circa 200 m.

Nelle sezioni esaminate l'analisi dei nannofossili indica l'intervallo compreso tra la zona CC25 (Maastrichtiano) e la zona NP1 (Daniano). La prima zona presenta un'associazione caratterizzata da abbondanti *Watznaueria*, comuni *Arkangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA, 1959) e *Litraphidites carniolensis*. Nella seconda risulta comune la specie *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877; SCHILLER, 1930), frequente *Cruciplacolithus primus* (PERCH-NIELSEN, 1970) e rari *Sphenolithus* spp.

Maastrichtiano - Daniano

3.1.10. - *Formazione di Monte Morello* (**MLL**)

Nei dintorni di C. Nuova e a Nord di Molina affiorano arenarie e brecce ofiolitiche che costituiscono la base stratigrafica della Formazione di M. Morello (**Litofacies di C. Nuova - MLLa**) e risultano in parte intercalate anche nel Flysch stesso. In località Madonnuccia affiora uno strato arenaceo intercalato nel Flysch che è stato cartografato in maniera indipendente per una lunghezza di circa 1 km (**Strato Madonnuccia - Md**). La litofacies di C. Nuova è costituita da strati per lo più a grana ruditica di spessore medio e spesso di chiara origine torbiditica. Vi sono per lo più compresi intervalli a grana arenitica grossolana o ruditica. Il forte grado di alterazione della roccia non ha permesso analisi petrografiche.

La Formazione di Monte Morello (BORTOLOTTI, 1964), affiora in una vasta area che si estende tra il Poggio dei Comuni e la località Madonnuccia. Altri piccoli affioramenti sono presenti a NW dell'abitato di Motina.

PROGETTO CARG

La formazione è caratterizzata da due diversi tipi di sequenze torbiditiche che si alternano in livelli più o meno spessi.

1) - Sequenze di torbiditi calcaree, bianco-grigiastre a fratturazione concoide, ed in minor misura di calcari marnosi e marne calcaree non molto compatti, a grana da media a fine, di colore avana-chiaro, bianco-giallastro o grigie. Le torbiditi calcaree sono caratterizzate da strati e banchi di spessore compreso tra 30 centimetri e oltre 4 m. In località Madonnuccia è stata misuratra anche una torbidite di 13 m di spessore. La parte più cospicua (calcarea o calcareo-marnosa) di ogni strato corrisponde normalmente all'intervallo T_d di Bouma. Alla base di questo intervallo sono di solito presenti siltiti o calcareniti ibride a lamine ondulate con spessori massimi di circa 40 cm (Intervallo T_c). Lo spessore di queste torbide calcaree tende ad aumentare spostandosi verso il tetto della formazione. I calcari o calcari marnosi e marne presenti in questo tipo di torbiditi, che corrispondono alla parte più spessa dello strato, rappresentano l'intervallo Td di Bouma. Alla base di questo intervallo sono normalmente presenti siltiti o calcareniti ibride a lamine ondulate con spessori massimi di circa 40 cm (Intervallo T_c).

2) - Sequenze di torbiditi arenaceo-calcaree a grana fine, grigie se fresche bruno-giallastre all'alterazione, con interstrati di peliti grigie o argilliti rossastre (rapporto A-C/P < 1). Questo secondo tipo di torbiditi ha spessore compreso tra i 5 ed i 40 cm, raramente superiore. Anche in questo secondo tipo di torbiditi gli intervalli più ricorrenti sono il T_d e il T_c di Bouma.

Le sequenze del primo tipo sono complessivamente molto prevalenti come spessore rispetto alle seconde; le sequenze del secondo tipo tendono a prevalere sulle prime solo nella parte basale della formazione.

Alla base degli strati arenitici sono normalmente presenti controimpronte di piccola taglia, originate da oggetti rimbalzanti, e altre tracce di origine organica.

La Formazione di Monte Morello è stata attribuita nella letteratura all'Eocene inferiore-medio (Veneri, 1986; Ponzana, 1993). Bortolotti (1992) ha attribuito al Paleocene gli strati basali della formazione.

Lo spessore complessivo della Formazione di Monte Morello è di circa 400 m.

Nelle sezioni studiate la formazione contiene nannofossili dell'Eocene inferiore ed in particolare è stato possibile riconoscere l'intervallo compreso tra le biozone NP10 e NP14, parte inferiore. Le associazioni a nannofossili contengono tra gli altri, comuni *Sphenolithus moriformis* (Brönnimam & Stradner, 1960; Bramlette & Wilcoxon, 1967) e *S. radians* (Deflandre, 1952); la porzione inferiore è caratterizzata dalla presenza del genere *Tribrachiatus* mentre il *top* da quella di *Discoaster lodoensis* (Bramlette & Riedel, 1954) in associazione con rarissimi *D. sublodoensis* (Bramlette & Sullivan, 1961).

Ypresiano

PROGETTO CARG

4. - LA SUCCESSIONE TOSCANA

(A. Boscherini, F. Brozzetti, R. Bucefalo Palliani, G. Daniele, A. Motti, M. Nocchi, L. Luchetti, G. Plesi & R. Rettori)

Come accennato nell'introduzione le successioni toscane dell'area del Foglio 289 "Città di Castello" sono state attribuite, sulla base dei dati stratigrafici e petrografici che saranno esposti in questo capitolo alla Formazione della Scaglia toscana ed alla Formazione del Macigno. Quest'ultima formazione è stata suddivisa in tre membri (Membro di Molin Nuovo, Membro del P. Belvedere e Membro di Lippiano). Al tetto del Macigno nella parte sudorientale del Foglio 289 compare una litofacies arenacea, le Arenarie di Celle, distinguibili litologicamente dal Macigno stesso. In probabile discordanza stratigrafica sulle Arenarie di Celle e sui due membri più alti del Macigno poggiano infine le Marne di Vicchio che, nella nostra opinione, hanno il significato di un deposito *piggy-back* sedimentato al tetto della Falda toscana durante il suo movimento verso il Dominio umbro.

4.1. - Scaglia toscana (**STO**)

Nell'area del Foglio 289 "Città di Castello" questa Formazione è rappresentata da varie litofacies riconoscibili a livello locale ma che non sono state cartografate separatamente come membri a causa della mancanza di continuità degli affioramenti.

La parte più profonda della Formazione è rappresentata da argilliti rosse o varicolori cui si intercalano strati di potenza decimetrica o metrica di calcari e calcareniti ibride, gradate, anche a grana grossolana. In queste calcareniti compare normalmente, oltre ad una frazione costituita da rocce cristalline magmatico-metamorfiche, una percentuale più o meno abbondante di clasti derivanti dal disfacimento di successioni sedimentarie e di bioclasti intrabacinali di organismi bentonici (Nummuliti, Alveoline ecc.). Questa litofacies passa verso l'alto ad un livello costituito quasi esclusivamente di argilliti rosse, verdine o nocciola cui si intercalano straterelli centimetrici di siltiti gradate, internamente bluastre o rossastre, color ocra per alterazione. Nella parte nordorientale del Foglio 289 (Valle del T. Afra) la parte superiore della Scaglia toscana, per uno spessore totale di circa 20 m, è costituita da siltiti gradate color avana in sequenze T_{c-e} di potenza costante, mediamente intorno a 30-40 cm. Nell'area del Foglio 289 "Città di Castello" non sono mai presenti le litofacies calcaree (eoceniche) che caratterizzano gli affioramenti del Foglio Umbertide e i dintorni del Lago Trasimeno.

Lo spessore massimo è di circa 70 m.

Sulla base degli scarsi foraminiferi planctonici l'età non è determinabile.

PROGETTO CARG

Nella parte inferiore della formazione, la presenza di *Reticulofenestra umbilica* (Levin,1965; Martini & Ritzkowski, 1968) e l'assenza di *Discoaster saipanensis* (Bramlette & Riedel, 1954) indica l'intervallo fra le zone NP21-NP22 (Oligocene inferiore). Nella valle del T. Afra le associazioni sono caratterizzate dall'assenza di *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade, 1966; Bukry & Percival, 1971) e di *Sphenolithus ciperoensis* (Bramlette & Wilcoxon, 1967) ed indicano la zona MNN1 (Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore?).

Oligocene inferiore - Aquitaniano inferiore?

4.2. - Macigno (**MAC**)

Come già specificato in precedenza la formazione è stata suddivisa in tre membri tenendo conto delle variazioni del rapporto A/P, della grana delle areniti e delle facies sedimentarie che sono rappresentate nelle torbiditi stesse. Si tratta di areniti feldspatiche e litofeldspatiche (*sensu* Dickinson, 1970) che composizionalmente cadono nell'area che in letteratura è stata generalmente attribuita al Macigno. I campioni analizzati risultano tutti composizionalmente piuttosto omogenei, anche sulla base della composizione dei frammenti litici a tessitura fine (Fig. 8). Nel Diagramma QFL+CE, a meno di un campione del Membro di Poggio Belvedere, il contenuto in Q è compreso mediamente fra 40 e 55%, quello in frammenti litici fra 10 e 25%; nel diagramma QPK il contenuto in k-feldspato non supera mai il 20%, mentre il contenuto in plagioclasio può raggiungere il 33%. Come già accennato, anche sulla base del contenuto in frammenti litici a tessitura fine non sembra ci siano significative differenze composizionali, che individuino con *trend* di arricchimento in Lm verso l'alto stratigrafico; i dati composizionali relativi al Macigno risultano comunque anche in questa zona significativamente diversi da quelli attribuiti in letteratura alle Arenarie del M. Cervarola, caratterizzate sempre da contenuti in Ls significativamente maggiori.

4.2.1. - *Membro di Molin Nuovo* (**MAC_1**)

Le arenarie del Membro di Molin Nuovo (**MAC_1**) affiorano con buone esposizioni fra le Ville e Molin Nuovo, nei pressi di Tarsignano e lungo la strada che porta alla Parrocchia di Bivignano. Il membro del Molin Nuovo è caratterizzato da potenti bancate arenacee, spesso amalgamate e lateralmente abbastanza discontinue che si susseguono in modo relativamente monotono. Le intercalazioni argillitico-marnose sono del tutto subordinate e quasi assenti, come

PROGETTO CARG

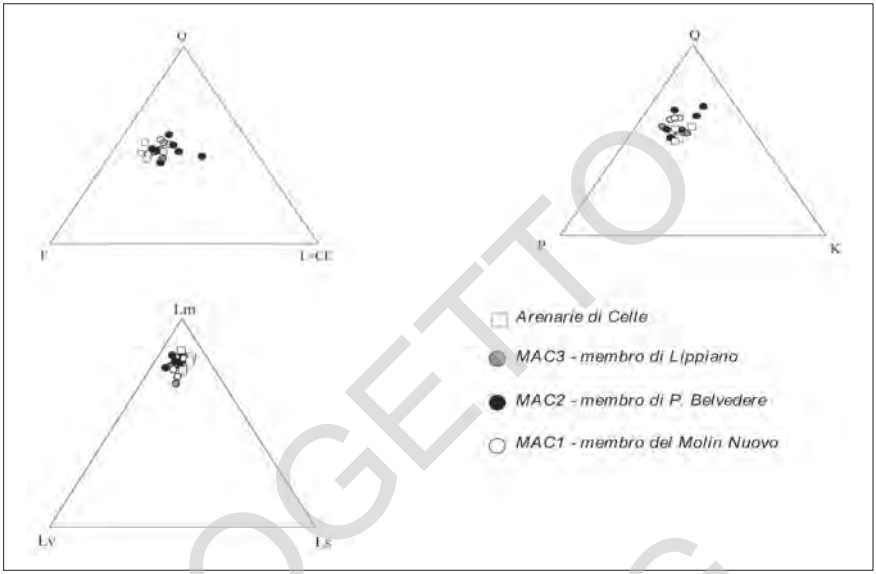


Fig. 8 -*Petrografia delle areniti (Diagrammi composizionali: Quarzo - Feldspato - Litici+Carbonati extra-bacinali; Quarzo - Plagioclasio - K-feldspato; Litici a grana fine: metamorfici - vulcanici -sedimentari) del Macigno (pallini bianchi: Membro di Molin Nuovo; pallini neri: Membro del Poggio Belvedere; pallini grigi: Membro di Lippiano) e delle Arenarie di Celle (quadratini bianchi).*

pure gli strati calcarenitico-marnosi. Lo spessore degli strati varia normalmente da uno a vari metri. Vi sono ben rappresentate le Facies F5 ed F6 di MUTTI (1992). Si tratta nel primo caso di intervalli spessi anche alcuni metri che presentano aspetto massivo, grana mediamente molto grossolana e clasti eterometrici fino ad alcuni mm di diametro. Nel secondo caso di areniti a grana grossolana, relativamente più classate e interessate da una stratificazione incrociata a grande scala. Lo spessore massimo di questo membro è stato valutato in circa 500-600 m. Il passaggio al membro sovrastante avviene per alternanze ma piuttosto rapidamente.

Le determinazioni biostratigrafiche eseguite sui nannofossili hanno permesso di riferire questo membro alla zona MNP25b per la presenza comune di *Dictyococcites bisectus* e di *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) e per l'assenza di *S. ciperoensis* (parte alta dell'Oligocene superiore, Chattiano).

Le associazioni a foraminiferi planctonici non contengono taxa biostratigraficamente significativi. I macroforaminiferi presenti nelle torbiditi calcaree sono indicativi dell'intervallo stratigrafico compreso fra la Subzona SB22A (Rupeliano superiore), dove le associazioni sono caratterizzate dalla presenza di *Nephrolepidina praemarginata* (DOUVILLÈ, 1908), *Eulepidina* aff. *E.*

PROGETTO CARG

formosoides (DOUVILLÈ, 1924), *Nummulites* sp., e la Zona SB23 (Chattiano), sulla base del rinvenimento di *Miogypsinoides complanatus* (SCHLUMBERGER, 1900) e Lepidocyclinidi.

Chattiano superiore

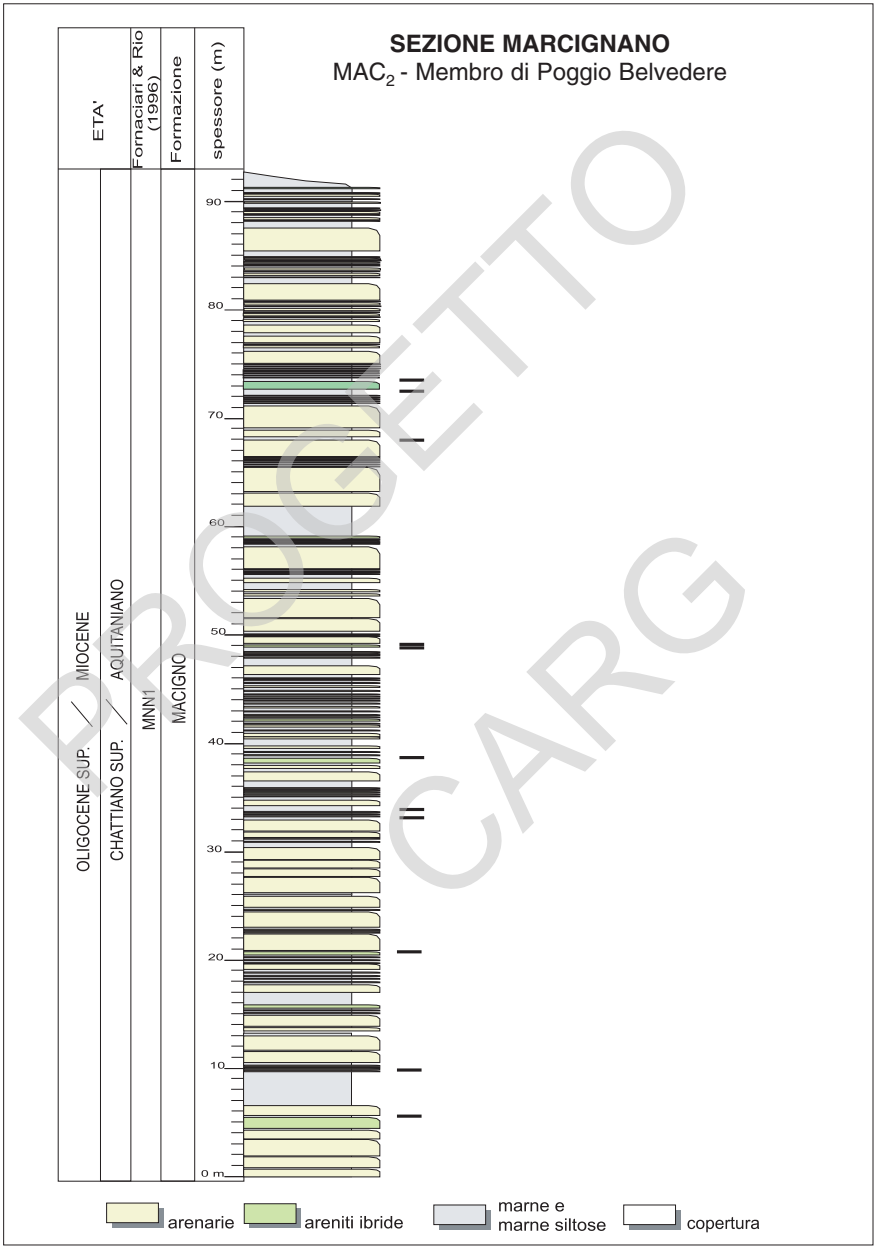
4.2.2. -*Membro del Poggio Belvedere* (**MAC$_2$**)

I migliori affioramenti delle arenarie del Membro del Poggio Belvedere (**MAC$_2$**) si hanno lungo la Valle del T. Aggia dove, nei pressi di Marcignano, è stata anche misurata una sezione stratigrafica di circa 90 m (i dati completi relativi a tutte le sezioni misurate sono depositati presso il Servizio Geologico della Regione dell'Umbria). Il quadro riassuntivo di questa sezione, tratto da PLESI et al. (2002) è rappresentato in Fig. 9.

Il Membro del Poggio Belvedere è caratterizzato: da un rapporto A/P circa uguale a 1 o leggermente minore; dall'alternanza di pacchi di torbititi più grossolane e in strati spessi con livelli di torbiditi più sottili; dalla presenza di megatorbide a base calcarenitica o ibrida e tetto marnoso. A partire da questo membro cominciano anche a comparire intervalli centimetrici o decimetrici di *black shales*. Nelle sequenze di torbiditi più grossolane la base degli strati è rappresentata da facies caratterizzate da grana abbastanza grossolana: le Facies F6 di MUTTI (1992) a lamine incrociate, la Facies F7 caratterizzata da piccoli tappeti di trazione e la Facies F8 a struttura gradata sono le più frequenti. Nei pacchi a torbiditi più sottili sono abbastanza comuni strati a grana arenitica media o grossolana anche se la maggior parte di questi strati è costituita da sequenze di tipo T_{c-e}. Fra gli strati a base calcarenitica o ibrida in varie località della zona rilevata è stato cartografato lo **Strato Pietralavata** (**pl**) posizionato circa 40 m sopra il contatto col membro sottostante. La parte inferiore di questo strato è costituita da una calcarenite molto grossolana alla base e spessa in tutto 1,5 m, seguita da una coda marnosa spessa 1, 8 m. Al tetto di questo strato si ha una successione di tbt con rapporto A/P circa uguale a 1. Lo spessore massimo di questo membro è valutabile in circa 300 m.

Nella parte inferiore del membro presenza comune di *Dictyococcites bisectus*, di *Cyclicargolithus abisectus* ed assenza di *S. ciperoensis* (zona MNP25b - Chattiano superiore p.p.) in associazione con abbondanti *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967a; BUKRY, 1971a). Sono presenti inoltre: *Dictyococcites productus* (BUKRY, 1975), *Reticulofenestra minuta* (ROTH, 1970), *Reticulofenestra minutula* (GARTENER, 1967; HAQ & BERGGREN, 1978), *Reticulofenestra daviesii* (HAQ, 1968; BACKMAN, 1980), *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954). Nella parte superiore del

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 9 - *Quadro riassuntivo della sezione stratigrafica misurata a Marcignano.*

membro presenza di *Sphenolithus delphix* (BUKRY, 1973c), che definisce la subzona MNN1b (Chattiano superiore p.p. - Aquitaniano inferiore p.p.).

Le associazioni a foraminiferi planctonici indicano un intervallo stratigrafico riferibile alla Zona P22 (Chattiano) sulla base della presenza di *Paragloborotalia opima nana* (BOLLI, 1957), *Paragloborotalia pseudokugleri* (BLOW, 1969), *Tenuitellinata juvenilis* (BOLLI, 1957) /*uvula* (EHRENBERG, 1871) e *Gallitellia* sp. La mancanza di *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI, 1957), probabilmente imputabile anche al cattivo stato di preservazione del materiale, non permette di riferire questo intervallo alla zona N4 (Aquitaniano). Negli intervalli calcareo-torbiditici sono presenti macroforaminiferi di età compresa tra la Subzona SB22A (Rupeliano superiore) e la Zona SB24 (Aquitaniano). Le calcareniti riferite alla subzona SB22A presentano una associazione prevalentemente rappresentata da *N. praemarginata, Eulepidina* aff. *E. formosoides*, *Nummulites* sp. La zona SB23 è stata individuata sulla base della presenza di *M. complanatus* e Lepidocyclinidi, mentre negli intervalli torbiditico-calcarei riferiti alla zona SB24 si rinviene, nell'associazione, *Miogypsina* gr. *gunteri* (COLE, 1938) e *Nephrolepidina tourneri* (LEMOINE & DOUVILLÈ, 1904).

Chattiano superiore - Aquitaniano inferiore

4.2.3. - *Membro di Lippiano* (**MAC$_3$**)

Le arenarie silicoclasiche del Membro di Lippiano (**MAC$_3$**) affiorano con buone esposizioni lungo la Valle del T. Scarzola, dove è stata misurata una sezione di circa 260 m (il quadro riassuntivo della sezione, tratto da PLESI et al., (2002), è rappresentato in Fig. 10) e lungo la Valle del T. Aggia. Il Membro di Lippiano è caratterizzato da un rapporto A/P sempre < 1 e in genere variabile fra 1/4 e 1/8. Gli spessori degli strati pelitico-arenacei risultano in genere inferiori a 40 cm; gli strati con potenza maggiore sono relativamente rari. Tutti gli strati sono caratterizzati da grana fine anche negli intervalli basali e prevalgono le sequenze T_{cd} di BOUMA. Sono presenti livelli di argilliti nere e torbiditi calcarenitico-marnose con spessori da pochi cm a molti m. Fra queste ultime lo **Strato Col de' Mura** (**cd**) è stato cartografato fra Casa la Consuma, nella Valle del T. Riccianello e C. Florano al limite Sud del Foglio per una distanza complessiva di circa 9-10 Km. Esso è composto da una parte calcarenitica spessa 7.5 m seguita da una coda marnosa spessa 4. 30 m. La calcarenite basale ricca di bioclasti ha alla base grana molto grossolana eterometrica (Facies F5 di MUTTI, 1992) con *clay chips* centimetrici.

PROGETTO CARG

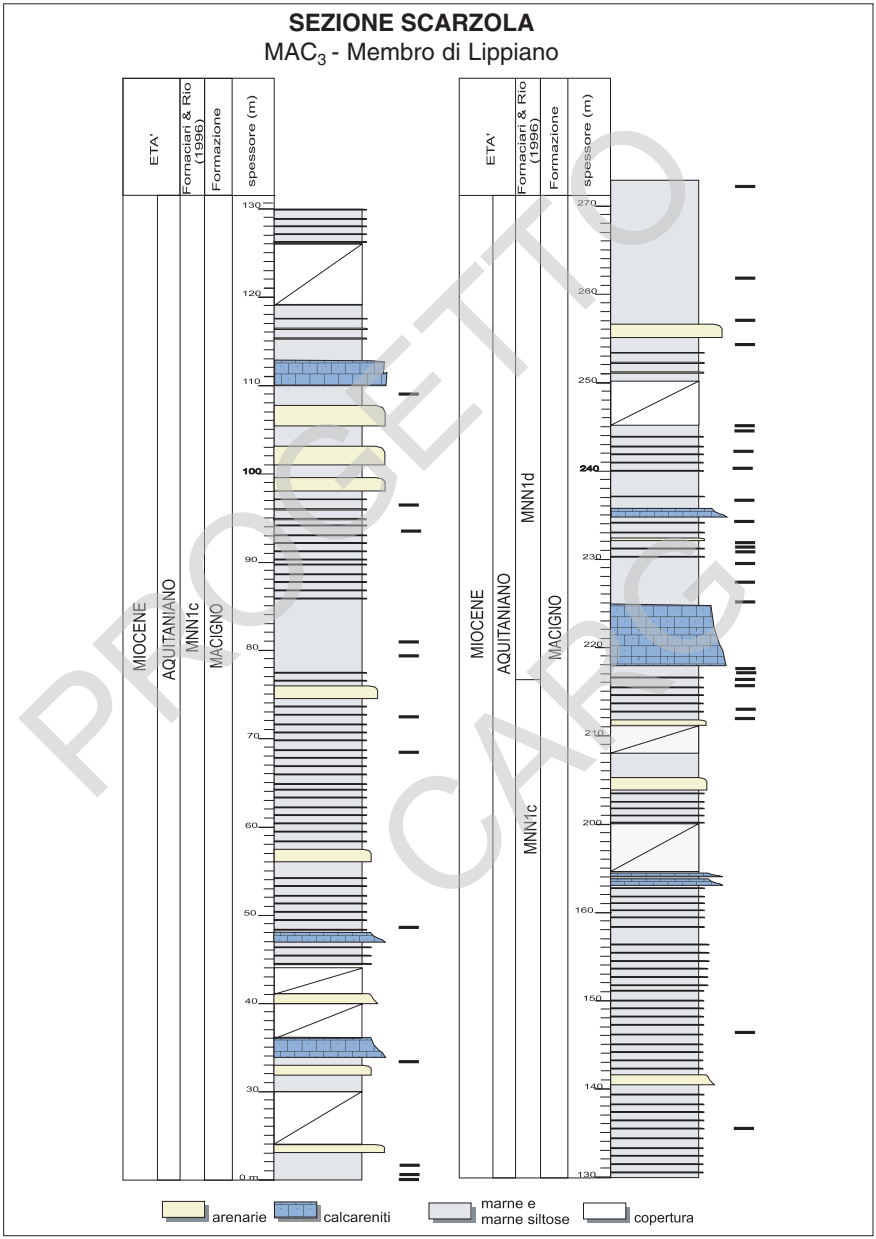


Fig. 10 - *Quadro riassuntivo della sezione stratigrafica misurata lungo il T. Scarzola*

La calcarenite basale dello Strato Podernuovo (105 m più basso dello Strato Col de' Mura) è classificabile come un *packstone* a bioclasti con granuli dello scheletro rappresentati prevalentemente da bioclasti (Nummuliti, *Anphistegina s.l.*, *Discocyclina s.l.*, *Lepidocyclina s.l.*, *Miogypsinoides s.l.*, *Heterostegina s.l.*, *Globigerina selli s.l.*, *Pellatispira s.l.*, Alghe rosse, Briozoi, Nodosaridae), e subordinati carbonati intrabacinali; rari granuli non carbonatici di provenienza extrabacinale (quarzo, miche, minerali pesanti, ossidi). Nella parte alta del membro di Lippiano sono intercalati due depositi da *slumping* potenti varie decine di metri.

Il Membro di Lippiano presenta un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzata da abbondanti *Cyclicargolithus floridanus*; frequenti *Dictyococcites productus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *Coccolithus pelagicus*. Sono inoltre presenti: *Sphenolithus dissimilis* (Bukry & Percival, 1971), *Helicosphaera euphratis* (Haq, 1966), *Helicosphaera* aff. *carteri*. Biostratigraficamente importante è il rinvenimento, sin dalla base, di *S. delphix* la cui prima presenza definisce l'ingresso nella subzona MNN1b, e, nella porzione superiore del membro, la comparsa di *Sphenolithus disbelemnos* (Fornaciari & Rio, 1996) che individua la subzona MNN1d (Aquitaniano).

Le associazioni a foraminiferi planctonici hanno permesso di riferire questo membro alla Zona N4a (Aquitaniano) sulla base della presenza tra gli altri di *P. kugleri*, *P. opima nana*, *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939), *T. uvula*, *Globoquadrina dehiscens praedehiscens* (Blow & Banner, 1962) e *Catapsydrax dissimilis dissimilis* (Cushman & Bermudez, 1937). Nelle associazioni si rinvengono frequentemente foraminiferi rimaneggiati indicativi delle Zone P21a (Rupeliano superiore) (*Chiloguembelina* spp.) e P22 (Chattiano inferiore) (*P. pseudokugleri* e *T. juvenilis*). Le associazioni a macroforaminiferi indicano, per gli intervalli calcarenitici, un'età compresa nella Zona SB24 (Aquitaniano) in base alla presenza di *N. tourneri*, *M. gunteri*, *Spiroclypeus* sp. e *Cycloclypeus* sp.

L'associazione a cisti di dinoflagellati è caratterizzata da un acme in abbondanza di *Dephlandrea phosphoritica* (Eissenack, 1938), che insieme alla presenza di *Homotryblium tenuispinosum* (Davey & Williams, 1966) e *Spiniferites* sp. indica il *top* della Zona Dbi (Aquitaniano).

Aquitaniano medio-superiore

4.3. - Arenarie di Celle (**CLE**)

Quest'unità affiora nell'area del Foglio 289 "Città di Castello" in due zone arealmente ristrette: l'area tipo, su cui sorge l'omonimo abitato, è posta ad Est della confluenza fra il T. Scarzola ed il T. Cerfone; la seconda è localizzata nell'incisione del Fosso delle Zolfonaie, 500 m circa a Nord di Gioiello.

I due affioramenti rivestono notevole importanza per la caratterizzazione

PROGETTO CARG

tettono-stratigrafica dell'unità. Infatti poco a NE di Celle fra Maccarello e Casa di Belardo è visibile la sovrapposizione tettonica delle Arenarie di Celle sulla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra ma non la successione che si sviluppa al loro tetto. Al Fosso delle Zolfanaie al contrario non è visibile la base dell'unità ma è ben affiorante il passaggio superiore alle Marne di Vicchio che ne consente una indubbia attribuzione al Dominio Toscano.

Si tratta di arenarie grigio-brune, in banchi o strati da spessi a molto spessi, alla base massivi e privi di gradazione, contenenti allineamenti di *clay chips* anche di grosse dimensioni e talvolta, al tetto, lamine incrociate o convolute. La maggior parte dei banchi arenacei osservati può esser riferita alle Facies F5 ed F6. Gli interstrati marnosi sono molto rari, talvolta parzialmente erosi e gli strati risultano frequentemente amalgamati. In affioramento è caratteristica la presenza di sferoidi diagenetici, costituiti da arenaria maggiormente cementata rispetto alla roccia circostante, messi in rilievo dall'erosione. Lo spessore massimo affiorante è di circa 80 m, ma in nessuna delle due località è visibile l'intera successione.

Le Arenarie di Celle sono areniti feldspatiche (Q47 F38 L+CE12) che presentano composizione in tutto assimilabile a quella del Macigno, anche sulla base del contenuto in frammenti litici a tessitura fine. I litici sedimentari non superano mai il 13% e il k-feldspato è sempre mediamente inferiore a quello della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (Fig. 8 e 11).

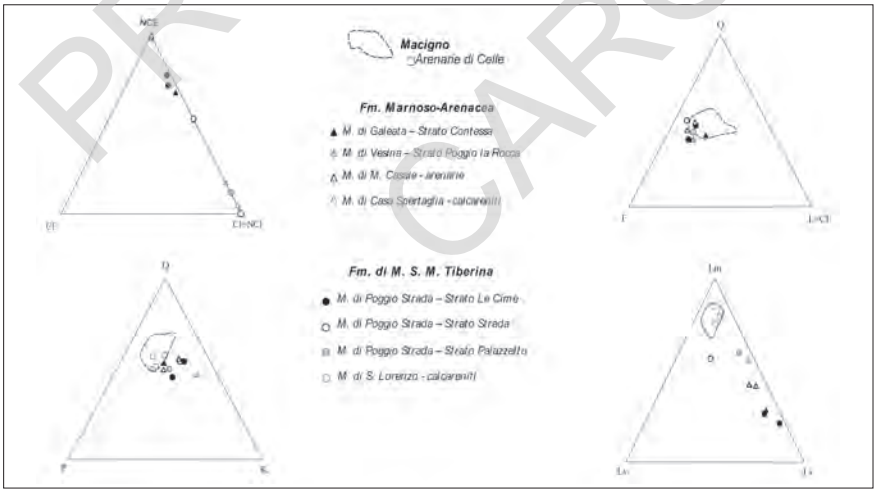


Fig. 11 - *Petrografia delle areniti (Diagrammi composizionali: Extrabacinali Non Carbonatici - Extrabacinali Carbonatici - Intrabacinali Carbonatici e Non Carbonatici; Quarzo - Feldspato - Litci+Carbonati extrabacinali; Quarzo - Plagioclasio - K-feldspato; Litici a grana fine: metamorfici -vulcanici -sedimentari) di alcuni strati guida della Formazione di M. S. Maria Tiberina, della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. L'area in tratteggio è relativa alla composizione del Macigno.*

PROGETTO CARG

Lo stato di conservazione dei nannofossili non è sempre buono. Le associazioni più povere sono costituite principalmente da abbondanti *Cyclicargolithus floridanus*, frequenti *Dictyococcites productus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Helicosphaera euphratis* e rare *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877; KAMPTNER, 1954). *Dictyococcites bisectus* è assente (MNN1). Le associazioni caratterizzate da un miglior stato di conservazione indicano, per la presenza di *Sphenolithus disbelemnos*, la subzona MNN1d e, forse, una collocazione a cavallo fra le zone MNN1d ed MNN2a poichè fra gli elicoliti *Helicosphaera carteri* è generalmente dominante rispetto ad *Helicosphaera euphratis.*

In località Palazzo, alla base della litofacies tipica, affiorano alcuni metri di torbiditi in strati di spessore sottile o medio che contengono associazioni di nannofossili riferibili alla subzona MNN1d dell'Aquitaniano superiore; allo stesso intervallo biostratigrafico sono da riferire gli sporadici affioramenti di marne affioranti, sotto le Arenarie di Celle, presso Caldese. Le facies osservate presso Palazzo e Caldese mostrano caratteri litologici e biostratigrafici affini alla parte sommitale del Membro di Lippiano e sembrano suggerire che le Arenarie di Celle, nella parte più esterna del Dominio Toscano, si siano sedimentate al di sopra del Membro di Lippiano, forse sostituendolo parzialmente.

Aquitaniano superiore - Burdigaliano inferiore

4.4. - MARNE DI VICCHIO (**VIC**)

Le Marne di Vicchio affiorano, nell'area del Foglio 289, in due differenti posizioni strutturali cui corrispondono successioni sensibilmente diverse per litofacies e spessori. Nella parte occidentale (Località Vicchio in Val Padonchia) sono stratigraficamente sovrapposte al Membro di Lippiano (MAC_3) e sono rappresentate da marne e siltiti marnose grigio chiare a luoghi silicee, mal stratificate, contenenti livelletti siltoso-arenitici vulcanoderivati.

Nella zona di M. S. Maria Tiberina e di Gioiello prevalgono invece marne siltoso-selcifere grigie, sovrapposte stratigraficamente alle Arenarie di Celle. Il passaggio avviene tramite interposizione di una litofacies costituita da marne argillose grigie alternate a letti sottili di torbiditi ibride a grana fine. All'interno della successione si osservano numerosi intervalli caratterizzati da silicizzazione parziale o totale ma due di essi risultano particolarmente evidenti (nonchè ubiquitari) tanto da poter essere utilizzati sul terreno come veri e propri orizzonti guida: il più alto, (**Orizzonte Rovereto - ro**), affiorante presso l'omonima località nella Valle dell'Aggia, corrisponde ad un banco di siltiti ed areniti fini

PROGETTO CARG

vulcanoclastiche, silicizzate, biancastre, di circa 5 m; quello inferiore (**Orizzonte Palaie - pa**) è costituito da una sequenza di straterelli di selci listate di 5-10 cm suddivisi in lamine millimetriche di colore alternativamente nero ed ocra, per uno spessore complessivo di circa 8 m. Lo spessore complessivo della successione supera i 220 m; le migliori esposizioni si hanno presso Rovereto (strada per Marcignano), lungo la strada per Trevine ed entro l'incisione del fosso di Palaie.

Le analisi micropaleontologiche hanno evidenziato una brusca variazione delle associazioni, e conseguentemente una probabile lacuna stratigrafica, in corrispondenza dell'Orizzonte Palaie. Infatti al di sotto di quest'ultimo (Vicchio in Val Padonchia; Località La Casaccia, circa 200 m ad Est di Rovereto) è presente un'associazione a nannofossili caratterizzata da abbondanti *C. floridanus*; da frequenti esemplari riferibili al genere *Dictyococcites, R. minuta* e *C. pelagicus*, rari *S. dissimilis* e *S. disbelemnos*. Si è osservata inoltre un'inversione di frequenza fra *H. euphratis* ed *H. carteri*, quest'ultima assume un ruolo dominante negli ultimi campioni. L'intervallo in esame può pertanto essere riferito alla subzona MNN1d (Aquitaniano superiore) ed alla zona MNN2a (Burdigaliano inferiore).

Le associazioni a foraminiferi planctonici, riscontrate nella parte inferiore delle Marne di Vicchio in località Vicchio-Padonchia sono indicative dell'intervallo compreso fra la Subzona N4b (Aquitaniano superiore) e la Zona N5 (Aquitaniano superiore - Burdigaliano inferiore). La subzona N4b viene considerata dubitativa perchè nei campioni basali riferiti a questa formazione non si rinviene mai *P. kugleri*, ma non sono neppure presenti esemplari riferibili con certezza al genere *Globigerinoides*.

In corrispondenza dell'Orizzonte Palaie, l'associazione a nannofossili risulta dominata da *D. productus*, con frequenti *R. minuta*, *R. minutula*, *C. pelagicus*, *H. carteri*, rare *Reticulofenestra pseudoumbilicus* >7µm (Gartner, 1969; Fornaciari et al., 1996), *Helicosphaera ampliaperta* (Bramlette & Wilcoxon, 1967) e rarissimi *Sphenolithus belemnos* (Bramlette & Wilcoxon, 1967). L'abbondanza della silice non permette di escludere che l'estrema rarità di *S. belemnos* sia imputabile a fattori secondari e pertanto questa porzione della formazione è stata riferita ad un intervallo compreso tra le biozone MNN3a-MNN3b (Burdigaliano medio).

L'associazione a foraminiferi planctonici conferma la brusca variazione evidenziata dai nannofossili sulla base della presenza di rari *Globigerinoides bisphaericus* (Todd, 1954), *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934). *C. dissimilis dissimilis* risulta generalmente assente. Tale associazione è indicativa delle Biozone N5-N6.

Aquitaniano superiore - Burdigaliano medio

PROGETTO CARG

5. - LE SUCCESSIONI UMBRE

5.1. - Formazione di Monte S. Maria Tiberina (**SMT**)

(F. Brozzetti & L. Luchetti)

Affiora in una fascia continua larga in media 3 km che si sviluppa, con caratteristico andamento arcuato, fra le basse Valli dei T. Scarzola ed Aggia nel settore posto ad Ovest della Valle del F. Tevere. Nel settore occidentale (fra Monte Santa Maria Tiberina, M. Sandoli e Trevine) questa formazione poggia in discordanza sulle Marne di Vicchio appartenenti alle propaggini esterne della Falda Toscana. Ad Est della dorsale di M. Cedrone-Poggio Rota, giace invece in concordanza sulla parte inferiore del primo membro della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra.

La Formazione di Monte S. Maria Tiberina risulta tempo-equivalente ed eteropica della parte langhiano-serravalliana delle Formazioni Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola ma non è semplicemente omologabile a questa successione a causa di sostanziali differenze litostratigrafiche.

Nell'ambito della Formazione di Monte S. Maria Tiberina sono stati distinti quattro membri in regolare successione che, dal basso verso l'alto, sono i seguenti: Membro di S. Lorenzo (SMT_1), Membro di Serrone (SMT_2), Membro di Poggio Strada (SMT_3) e Membro di Talacchio (SMT_4). Nella successione di Monte S. Maria Tiberina è stato effettuato (G. Daniele et al., in preparazione) uno studio petrografico preliminare di alcuni livelli calcarenitici e ibridi correlati ad alcuni degli strati guida cartografati nella Formazione Marnoso-Arenacea Umbra affiorante nei T. Afra e Vertola: calcareniti del Membro di S. Lorenzo; megatorbiditi del Membro di Poggio Strada.

5.1.1. - *Membro di S. Lorenzo* (**SMT_1**)

Il Membro di S. Lorenzo (**SMT_1**) è costituito da calcareniti riccamente bioclastiche a grana media o grossolana e talvolta da vere e proprie calciruditi in strati spessi o molto spessi, frequentemente amalgamati.

Le calcareniti mostrano un buon grado di purezza con percentuale di clasti carbonatici variabile fra il 90 e il 99%. Gli strati sono in genere massivi alla base mentre nella parte alta mostrano lamine incrociate o ondulate.

Sulla base dei caratteri tessiturali e delle strutture sedimentarie primarie presenti, la maggior parte degli strati è riferibile alle Facies F5 ed F6 di Mutti (1992).

Dalle analisi petrografiche (Fig. 11) risulta che le calcareniti del Membro di

PROGETTO CARG

S. Lorenzo sono caratterizzate dalla quasi totale assenza di frazione silicoclastica. Tra i bioclasti sono abbondanti: frammenti di Briozoi, Echinidi, Ostreidi, articoli di Crinoidi, Globorotalidi, *Amphistegina*.

Lo spessore degli strati diminuisce progressivamente nella parte alta dell'unità dove alla parte arenitica si intercalano marne siltose in percentuale via via crescente. Fra M. S. Maria Tiberina, M. Sandoli e Signorotto, questo membro affiora con giacitura da verticale a rovesciata e passa inferiormente alle Marne di Vicchio. Sul versante orientale del M. Cedrone, di P. Cadinieri e di P. Rota e presso M. Arnato, le calcareniti passano invece inferiormente alla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra di età burdigaliana.

Il passaggio al sovrastante Membro di Serrone è graduale ed avviene in circa 20 m per alternanze di calcareniti, composizionalmente simili alle precedenti ma di spessore ridotto (in genere compreso fra 50 e 10 cm), e marne siltose grigie in percentuali via via crescenti.

Fra i costituenti scheletrici di origine organogena sono abbondantissimi i Briozoi ed i Cidaridi (che talora si rinvengono quasi perfettamente integri) ma frequenti sono anche i Foraminiferi bentonici ed i Lamellibranchi. La frazione silicoclastica è prevalentemente composta da glauconite e da frammenti litici verdi e rossi.

Solo gli intervalli pelitici presenti dentro la parte sommitale del membro hanno fornito nannofossili ed in particolare si è osservata la presenza comune di *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE, 1953) e l'assenza di *H. ampliaperta* che permettono di riferire il tetto delle calcareniti alla subzona MNN4a (Burdigaliano superiore -Langhiano inferiore). All'interno di questa subzona si colloca anche il passaggio al Membro di Serrone.

Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore.

5.1.2. - *Membro di Serrone* (**SMT$_2$**)

Il Membro di Serrone (**SMT$_2$**) (Fig. 12) è principalmente caratterizzato da marne siltose grigio-scure, cerulee in superficie, a frattura scheggiosa. A queste sono intercalati strati medi e sottili di calcareniti che per composizione e tessitura sono del tutto simili a quelle presenti nel sottostante Membro di S. Lorenzo.

Buone esposizioni si hanno in località Serrone, lungo la bassa Valle del T. Aggia, dove risultano ben visibili sia il limite inferiore che quello superiore del membro. Si tratta in entrambi i casi di passaggi stratigrafici graduali, per alternanze, marcati dal progressivo incremento di strati arenitici. Il passaggio al sovrastante Membro di Poggio Strada è evidenziato chiaramente dalla comparsa dei primi strati arenitici a composizione silicoclastica o litarenitico-ibrida.

PROGETTO CARG

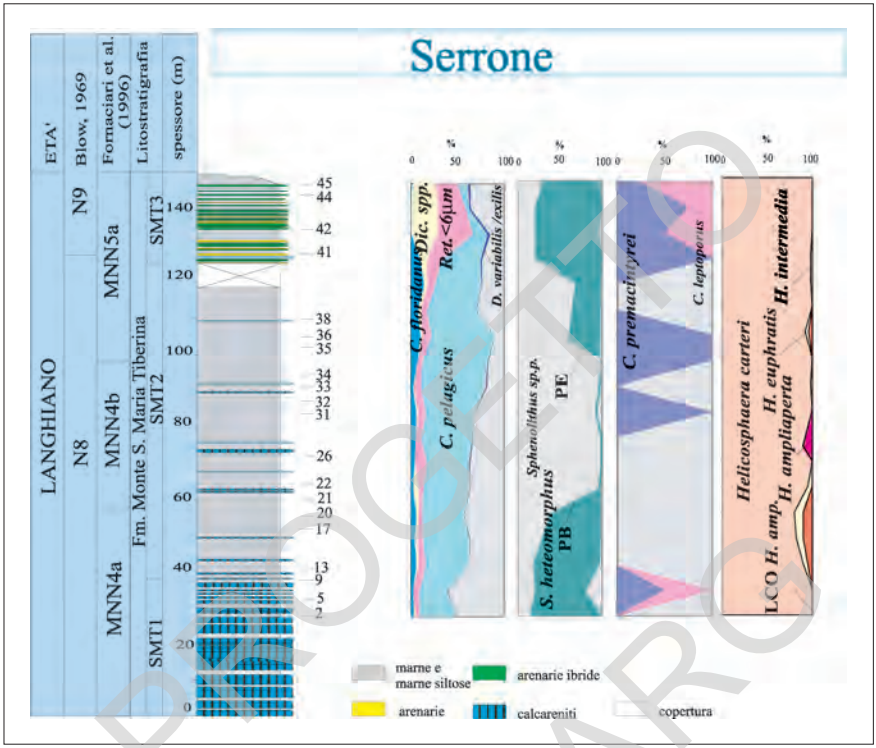


Fig. 12 - *Quadro riassuntivo di una sezione stratigrafica misurata nei pressi di Serrone (relativa ai Membri di S. Lorenzo e di Serrone) e distribuzione delle principali specie.*

Nella località tipo lo spessore è di circa 90 m; in zone più esterne la cattiva qualità delle esposizioni non consente valutazioni precise ma sembra ragionevolmente ipotizzabile una leggera diminuzione della potenza.

I nannofossili indicano un'età compresa tra le biozone MNN4a (parte superiore) e MNN5a (Burdigaliano-Langhiano inferiore). Nella parte basale è stata osservata l'assenza di *H. ampliaperta* (parte sommitale della biozona MNN4a, Burdigaliano-Langhiano) ed un'associazione costituita da: *C. pelagicus* (abbondante); *H. carteri S. heteromorphus*, *R. minuta* (frequenti); *D. productus*, *R. minutula*, *Calcidiscus premacintyrei* (THEODORIDIS, 1984), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1989; LOEBLICH & TAPPAN, 1978) e *C. floridanus* (rari). Nella parte superiore è stato possibile individuare l'inizio del paracme (MNN4b) e la fine del paracme di *S. heteromorphus* e la presenza di *Discoaster variabilis/exilis* (MNN5a).

I foraminiferi planctonici indicano la Zona N8 (Langhiano inferiore) sulla base della presenza, tra gli altri, di *G. trilobus*, *G. subquadratus* (BRONNIMANN,

PROGETTO CARG

1954), *Globoquadrina altispira altispira* (CUSHMAN & JARVIS, 1936), *Globorotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER, 1966), *Globorotalia praescitula* (BLOW, 1959) e di *Praeorbulina sicana* (DE STEFANI, 1950) che individua la Zona N8.

Langhiano inferiore.

5.1.3. - *Membro di Poggio Strada* (**SMT_3**)

Il Membro di Poggio Strada (**SMT_3**) è prevalentemente costituito da torbiditi a composizione silicoclastica e più raramente ibrida con frazione carbonatica in percentuale molto variabile.

Gli strati silicoclastici sono a granulometria fine e quasi sempre caratterizzati da lamine incrociate o convolute (Facies F9a). Il loro spessore, comprensivo della parte pelitica, ricade nel campo degli strati sottili o medi (10 - 100 cm) con spessore della parte arenitica in genere subordinato rispetto a quello della parte pelitica. Il rapporto A/P è in genere < a 1/4; raramente < a 1/8. Gli strati a composizione ibrida mostrano spessore e grana maggiori. Fra questi in particolare sono stati individuati e cartografati, dal basso verso l'alto, i seguenti megastrati torbiditici guida:

5.1.3.1. - Strato Palazzetto (**pz**)

Lo strato Palazzetto (**pz**) è posto a distanza variabile fra 80 e 100 m dal tetto del Membro di Serrone è caratterizzato da un intervallo inferiore potente alcuni decimetri, massivo, mal classato, a granulometria molto grossolana (Facies F5), e delimitato da una superficie basale irregolare, di tipo erosivo; il tetto dello strato (Facies F6), è fortemente cementato, presenta abbozzi di laminazione ed è composto da sabbia fine contenente una maggior percentuale di frazione silicoclastica; lo spessore complessivo varia da 4,5 a 8 m. Localmente (strada M. S. Maria Tiberina - Poggio Strada, Loc. Palazzetto a Sud del Fosso della Capanna) tale strato ha alla base un deposito gravitativo a struttura caotica dello spessore di alcuni m, in cui clasti decimetrici di arenite o di marna calcarea grigio-ocracea sono imballati in una matrice pelitica deformata; a causa delle cattive condizioni di esposizione non è del tutto chiaro se si tratti di uno *slump* o del deposito prodotto da un *debris flow* coesivo riferibile ad una Facies F1. Dal punto di vista petrografico (Fig. 11) lo Strato Palazzetto è caratterizzato da un alto contenuto in carbonati intrabacinali, rappresentati per lo più da bioclasti (frammenti di coralli, Pectinidi, Anomalinidi, Rotalidi, Serpulidi, Miliolidi, Nodosaridi, *Praeorbulina*, *Sphaerogypsina s.l.*, *Globigerinoides s.l.*). I granuli silicoclastici sono

PROGETTO CARG

rappresentati prevalentemente da quarzo e feldspati; i frammenti litici a grana fine sono metamorfiti di basso grado e rocce plutonico/gneissiche; i sedimentari raggiungono il 33%; più rari i vulcanici.

5.1.3.2. - Strato Strada (**st**)

Lo strato Strada (**st**) è un'arenite ibrida a granulometria basale grossolana inizialmente massiva e mal classata (20-30 cm in Facies F5) passante superiormente ad un intervallo laminato (Facies F6); lo spessore sia della parte arenitica che della "coda" pelitica è circa di 1,8 - 2 m per complessivi 4 m. Lo strato è compreso in una sequenza in cui prevalgono torbiditi a grana fine in strati sottili a lamine incrociate (Facies F9a) ed è posto circa 65 m al di sopra dello Strato Palazzetto. Composizionalmente lo Strato Strada è caratterizzato, rispetto allo Strato Palazzetto, da una più alta percentuale di granuli silicoclastici (quarzo, feldspati, frammenti di rocce plutonico/gneissiche, più rare metamorfiti) e, fra i litici a grana fine, di vulcaniti acide e intermedio/basiche (Fig. 11).

5.1.3.3. - Strato Le Cime (**lc**).

Lo strato Le Cime (**lc**). Anch'esso ha composizione ibrida ma è caratterizzato, rispetto ai due strati precedenti, da una parte inferiore massiva a granulometria grossolana e più riccamente terrigena (Facies F5); la parte intermedia e superiore, a grana media, torna invece ad essere più calcarea e compatta. Lo strato ha uno spessore variabile fra 4 ed 8 m e presso S. Lorenzo (bassa Valle del T. Erchi) affiora circa 60 m al di sopra dello Strato Strada, nella parte sommitale del Membro di Poggio Strada. Nello Strato Le Cime la frazione silicoclastica diventa più abbondante e, fra i litici a grana fine, aumentano sensibilmente i sedimentari (Fig. 11).

Le tre megatorbiditi del Membro di Poggio Strada (Strato Palazzetto, Strato Strada, Strato Le Cime) sono caratterizzate pertanto dal progressivo aumento della frazione silicoclastica (rappresentata nella quasi totalità da frammenti di rocce granitiche *s. l.*) e dei litici sedimentari (calcari, dolomie, siltiti, argilliti). Mediamente il contenuto in k-feldspato risulta superiore a quello del Macigno.

Lo spessore complessivo del membro è valutabile in circa 300 m.

Al suo interno è stata documentata la biozona MNN5, caratterizzata da: abbondanti *D. productus. Dictyococcites antarticus* (Haq, 1976), *R. minuta*, *R. minutula*; frequenti *S. heteromorphus, H. carteri*; rari *C. premacintyrei*, *C. leptoporus* e *D. variabilis/exilis.* Assenza di *H. ampliaperta.* In particolare nella

PROGETTO CARG

porzione inferiore si osserva la comparsa comune di *Helicosphaera walbersdorfensis* (MÜLLER, 1974b; THEODORIDIS, 1984), che individua la subzona MNN5b (Langhiano sup.). I tre megastrati guida sono pertanto tutti compresi dentro la subzona MNN5b.

Langhiano inferiore - Langhiano superiore

5.1.4. - *Membro di Talacchio* (**SMT$_4$**)

Il passaggio fra il **Membro di Talacchio** (**SMT$_4$**) il sottostante Membro di Poggio Strada, ben visibile in più punti lungo la dorsale di Le Cime a Nord del T. Erchi, è graduale e corrisponde ad una generale diminuzione di spessore nella parte arenitica degli strati torbiditici con conseguente diminuzione del rapporto Arenaria/Pelite. Circa 50 m al di sopra dello Strato Le Cime la successione è ormai quasi completamente caratterizzata da alternanze di sottili strati torbiditici silicoclastici marnosi e marnoso-argillosi con rapporto A/P < di 1/10, talora anche molto < (1/15-1/20). Tale rapporto decresce ulteriormente verso l'alto ed infatti la parte sommitale del membro (bivio per S. Pietro - bassa Valle del T. Scarzola) appare quasi completamente marnosa. In località M. Lupo tale litofacies prettamente pelitica contiene intercalazioni di materiali liguri in giacitura caotica (argilliti policrome rosse, verdi o grigio-scure, miste a blocchi di calcari biancastri riferibili alla Formazione di M. Morello). Lo spessore del Membro di Talacchio è valutabile in almeno 200 m. L'associazione a nannofossili è indicativa della zona MNN6 (Serravalliano) e caratterizzata da: abbondanti *D. productus, D. antarticus, R. minuta*, *R. minutula*; frequenti *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*; rari *C. premacintyrei*, *C. leptoporus* e *D. variabilis/exilis*. Assenza di *S. heteromorphus*. La parte superiore può essere attribuita alla subzona MNN6b per la presenza comune di *R. pseudoumbilicus* > 7µm, associata a *C. premacintyrei*.

Serravalliano

5.2. - SUCCESSIONI UMBRE DELL'AREA ORIENTALE «SCHLIER (**SCH**) FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA UMBRA (**MUM**) E FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (**FMA**)»

(F. BROZZETTI, M. GALLI & L. LUCHETTI)

Quasi tutti i lavori disponibili in letteratura relativi alle successioni umbre hanno affrontato tematiche litostratigrafiche, sedimentologiche, petrografiche o strutturali senza ancorarle ad uno studio sistematico delle associazioni a microfossili.

PROGETTO CARG

Si è cercato di ovviare a questa scarsità di dati biostratigrafici effettuando un campionamento frequente e diffuso finalizzato quasi esclusivamente allo studio delle associazioni a nannofossili calcarei.

I risultati dei circa 200 campioni raccolti hanno permesso la caratterizzazione biostratigrafica delle unità cartografate (formazioni, membri e strati guida) e la ricostruzione di un quadro geologico coerente.

L'interpretazione cui si è giunti porta un sensibile affinamento della stratigrafia delle successioni affioranti e risulta innovativa rispetto a tutte le ricostruzioni finora proposte in letteratura.

5.2.1. - *Schlier* (**SCH**)

Affiora principalmente nella Valle del T. Afra al nucleo di una struttura anticlinalica posta subito ad Est del fronte esterno della Falda Toscana lungo il versante orientale del M. Farneto. In questa stessa zona è ben visibile il passaggio stratigrafico graduale, per alternanze, alla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. Il passaggio inferiore al Bisciaro non è mai visibile entro l'area del Foglio 289. Nella parte più bassa affiorante si osservano argilliti marnoso-siltose grigio-scure o nerastre in strati da spessi a molto spessi in genere mal distinti. L'originaria laminazione appare in genere scarsamente apprezzabile per la notevole tendenza all'alterazione superficiale, tuttavia la sua presenza è indicata dalla caratteristica fratturazione in scagliette di spessorre millimetrico. Verso l'alto si osserva la comparsa di strati sottili (in media 10-20 cm) di siltiti e marno-siltiti, quindi dei primi sottilissimi strati di arenarie fini laminate in corrispondenza dei quali si è posto il limite con la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra.

La formazione può essere riferita alla biozona MNN3a (Burdigaliano medio) per la presenza di *S. belemnos* in associazione con abbondanti *D. productus* , *R. minuta*, *R. minutula*; frequenti *C. pelagicus*, *H. ampliaperta*, *H. carteri*, rare *R. pseudoumbilicus* >7μm ed *H. walbersdorfensis*.

Burdigaliano (parte media)

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

E' costituita da una potente sequenza torbiditica, arenacea o pelitico-arenacea, in cui si osservano areniti a composizione variabile da silicoclastica ad arcosica, da carbonatica ad ibrida (Centamore & Chiocchini, 1985; Paganelli & Zuffa, 1991) in relazione a diverse aree di alimentazione.

La successione è stata scomposta, in base a criteri litostratigrafici e biostratigrafici, in tre membri talvolta ulteriormente suddivisi in *litofacies*.

PROGETTO CARG

Affiora nell'elemento tettonico più interno (Elemento M. Nero) dove passa in alto alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Lo spessore dell'intera successione è di circa 1300 m.

5.2.2.1. - Membro di Casa Spertaglia (**MUM_1**)

Il Membro di Casa Spertaglia (**MUM_1**) affiora sia in destra che in sinistra idrografica del F. Tevere. In destra costituisce una fascia ampia circa 2 km ad Est dell'allineamento M. Cedrone - Poggio Rota - Poggio Cadinieri dove passa superiormente al membro basale (Membro di S. Lorenzo) della Formazione di M. S. Maria Tiberina. In sinistra il membro affiora, con maggior continuità e spessore, lungo le Valli del T. Afra, del T. Vertola e del R. Val di Monte e passa in modo relativamente brusco al sovrastante Membro di Monte Casale.

Sulla base dei caratteri litostratigrafici (rapporto A/P e composizione degli apporti torbiditici) e biostratigrafici nel Membro di Casa Spertaglia è stato possibile effettuare una suddivisione in 5 differenti litofacies.

La litofacies **MUM_{1a}**, che lungo la Valle del T. Afra risulta in continuità stratigrafica sullo Schlier, è caratterizzata dalla netta prevalenza di torbiditi silicoclastiche pelitico-arenacee laminate alimentate da NW e da sporadiche torbiditi la cui base è costituita da areniti ibride alimentate da SE o da W-SW; il rapporto A/P è compreso tra 1/4 ed 1/8. Lo spessore degli strati arenacei sottili, per lo più caratterizzati da strutture trattive (Facies F9a) e da paleocorrenti prevalentemente da NW, è compreso tra i 30 e gli 80 cm. Occasionalmente è superiore al metro (letto del T. Afra in località Ponte di San Francesco e Monte Fratano). Lo spessore della litofacies MUM_{1a} è stato valutato in circa 180 m.

La successiva litofacies **MUM_{1b}**, affiora in località Campolungo e Molino Meocci, a NW di San Giustino, e più estesamente in località Gattanera. E' caratterizzata da una successione monotona di marne siltose grigio-chiare, potente circa 50 m, in strati spessi o banchi. Tale litofacies è stata in passato riferita allo Schlier, ma questa attribuzione è contraddetta dalle seguenti osservazioni:

-a) presso C. Cedinna, lungo l'incisione del F.sso Biascone, è possibile osservare il passaggio stratigrafico alla litofacies MUM_{1a};

-b) le marne presenti nella litofacies MUM_{1b} mostrano un maggior contenuto in carbonato di calcio ed un minor contenuto in argilla rispetto a quelle costituenti lo Schlier con conseguente colorazione più chiara e stratificazione più evidente;

-c) le determinazioni biostratigrafiche effettuate confermano che tale litofacies marnosa è chiaramente più giovane dello Schlier affiorante lungo la Valle del T. Afra.

PROGETTO CARG

La litofacies **MUM$_{1c}$**, ben esposta lungo il versante occidentale della Valle del T. Val di Monte, marca la ripresa di una sedimentazione torbiditica più decisamente arenacea. Nel complesso tale litofacies non è sensibilmente differente dalla litofacies MUM$_{1a}$: si osservano infatti prevalenti torbiditi pelitico-arenacee a composizione silicoclastica, rare torbiditi a base arenitica ibrida e calcareniti in strati da sottili a medi (spessore variabile tra 20 cm ed 1 m). Prevalgono le Facies F8 ed F9a ed il rapporto A/P è compreso tra 1/2 ed 1/6. Lo spessore, determinato lungo la valle del Rio di Valdimonte, è di circa 350 m.

In questa stessa località, più precisamente presso Casa Spertaglia, si ha una buona esposizione della sovrastante litofacies **MUM$_{1d}$**. Si tratta di un'associazione di facies peculiare e ben distinguibile dalle precedenti poichè caratterizzata dalla prevalenza di torbiditi a composizione ibrida e carbonatica sulle torbiditi silicoclastiche di apporto alpino. Le calcareniti (Fig. 13) hanno granulometria basale grossolana, occasionalmente ruditica e spessore compreso tra 20 cm e 4 m. Esse si alternano a interstrati pelitici di circa pari spessore. Maggiormente rappresentate sono le Facies F5 ed F6. Dal punto di vista della composizione petrografica queste calcareniti risultano in tutto simili a quelle del Membro di S. Lorenzo della Formazione di M. S. Maria Tiberina (Fig. 11) con le quali è stata verificata anche la corrispondenza dal punto di vista biostratigrafico. Peculiare di questo intervallo stratigrafico è infine la presenza di sporadici strati sottili di marne silicee grigio-scure. Lo spessore è di circa 90 m.

Fig. 13 - *Calcareniti torbiditiche del Membro di C. Spertaglia (litofacies* **MUM$_{1d}$***).*

La litofacies **MUM$_{1e}$**, ben visibile in località Cantoniera lungo la S. S. di Bocca Trabaria, è caratterizzata dalla brusca scomparsa degli apporti calcarenitici e dal progressivo incremento della parte arenitica nelle torbiditi silicoclastiche ed ibride. Verso l'alto si nota un incremento anche nello spessore degli strati ed il rapporto A/P, da valori

PROGETTO CARG

compresi tra 1/2 ed 1/4, tende ad approssimarsi ad 1; nuovamente prevalgono strati in Facies F8 ed F9. Il passaggio con il Membro di Monte Casale è relativamente brusco e segnalato dai primi potenti banchi di arenarie, grossolane ed in strati massivi, a composizione arcosica.

Lo spessore complessivo del Membro di Casa Spertaglia, comprensivo delle 5 litofacies sopradescritte è stato stimato in circa 700 m.

La parte basale del membro può essere riferita alla biozona MNN3a (Burdigaliano medio) per la presenza di *Sphenolithus belemnos* in associazione con: abbondanti *Dictyococcites productus*, *Reticulofenestra minuta, Reticulofenestra minutula*; frequenti *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea* (MÜLLER, 1981); rari *R. pseudoumbilicus* >7μ ed *Helicosphaera walbersdorfensis*. Nella parte medio-bassa del membro (litofacies MUM_{1a}), si osserva la scomparsa dei già rari *Sphenolitus belemnos* e la comparsa di *Sphenolithus heteromorphus*. Quest'ultima specie permette di individuare la zona MNN3b. Quindi in prossimità della litofacies MUM_{1b} si individua la comparsa comune di *Sphenolithus heteromorphus*, evento che definisce il passaggio alla zona MNN4a. Nella porzione medio-superiore della litofacies MUM_{1d} si osserva l'ultima presenza comune di *Helicosphaera ampliaperta* (parte sommitale della biozona MNN4a, Burdigaliano/Langhiano) associata ad: abbondanti *Coccolithus pelagicus*; frequenti, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Reticulofenestra minuta*; rari *Dictyococcites productus*, *Reticulofenestra minutula, Calcidiscus premacintyrei* e *Cyclicargolithus floridanus*. Nella porzione sommitale della litofacies MUM_{1d}, il brusco calo di frequenza di *Sphenolithus heteromorphus* permette di individuare la zona MNN4b (Langhiano inferiore).

Burdigaliano medio - Langhiano inferiore

5.2.2.2. - Membro di Monte Casale (**MUM_2**)

Il **Membro di Monte Casale** (**MUM_2**) affiora a NE dell'abitato di San Giustino, tra la Valle del T. Afra, ad Ovest, ed il Passo di Bocca Trabaria, ad Est; a valle del Convento di Monte Casale esso è esposto quasi completamente.

Dal punto di vista litostratigrafico il membro è caratterizzato da strati spessi o molto spessi di arenarie arcosiche e arcosico-litiche, frequentemente amalgamate. Sono presenti intervalli tipo *slurry bed* soprattutto nella parte più alta degli strati. Le areniti presentano Facies F5, F6, e più raramente F8 ed F9a. Il rapporto A/P è sempre molto maggiore di 1. Le rare impronte di fondo (*flute cast*) rilevate, indicano una provenienza dei flussi torbiditici da S-SW.

Il passaggio al sottostante Membro di Casa Spertaglia è graduale ed avviene tramite interposizione di un intervallo in cui sono già abbondanti le areniti a composizione arcosica ma caratterizzato da un rapporto A/P prossimo ad 1.

PROGETTO CARG

Successivamente a questa litofacies di transizione le intercalazioni marnose sono assenti o, dove riscontrate, non superano i 20 cm di spessore. In tutto il membro gli apporti arenacei non arcosici sono molto rari e ricadono per lo più nel campo delle areniti ibride; di particolare interesse, fra queste, è uno strato di circa 2,5 m di spessore presente dentro la parte bassa del membro, noto in letteratura come Strato Fiume (Coccioni et al., 1994).

Le arenarie del Membro di M. Casale, che in letteratura (Chiocchini et al., 1986) sono state considerate l'equivalente distale delle Arenarie di Celle, risultano diverse dalle Arenarie di Celle essendo caratterizzate da un maggior contenuto in k-feldspato ed in frammenti litici sedimentari a grana fine (Fig. 11).

Lo spessore complessivo del membro è stato valutato in circa 300 m presso il Convento di M. Casale.

Al suo interno sono state documentate le biozone MNN4b e MNN5a. Gran parte di questo membro è compreso dentro la zona MNN4b (Langhiano inferiore) poichè chiaramente dentro il Paracme di *S. heteromorphus.* Nella parte sommitale si osserva la presenza comune (fine del paracme) di *S. heteromorphus* con un'associazione in cui risulta ancora particolarmente abbondante *C. pelagicus*; frequenti *H. carteri*, *R. minuta*; rari *D. productus*, *R. minutula*, *C. premacintyrei*, *C. leptoporus*, *C. floridanus* e *D. variabilis/exilis*. Tale associazione è riferibile alla biozona MNN5a (Langhiano p.p.).

Langhiano inferiore - Langhiano p.p.

5.2.2.3. - Membro di Vesina (**MUM$_3$**)

Il Membro di Vesina (**MUM$_3$**) affiora nei dintorni del Poggio della Lupa ed è caratterizzato dall'alternanza di areniti silicoclastiche, in strati da sottili a medi, a granulometria fine, e peliti marnose. Sono presenti quasi esclusivamente torbiditi riferibili alla Facies F9a con rare intercalazioni di intervalli di tipo F8. Alle torbiditi sono frequentemente intercalati livelli da decimetrici a pluridecimetrici costituiti da una marna siltosa grigio-chiara, talora biancastra all'alterazione superficiale. Livelli simili a questi sono stati da alcuni A.A. (es: Mutti & Ricci Lucchi, 1972) interpretati come depositi emipelagici, ma tale interpretazione sembra contraddetta dalle seguenti osservazioni:

- la grana media di tali livelli è mediamente più grossolana delle peliti sottostanti in Facies F9a, occasionalmente sono stati osservati, alla base, intervalli sabbiosi a granulometria finissima;
- lo spessore dei livelli in questione è talvolta talmente elevato (fino a 50 cm) da far presupporre lunghissime fasi di stasi nella sedimentazione torbiditica;
- le relative associazioni micropaleontologiche sono quasi sempre risultate molto povere ed in cattivo stato di conservazione.

PROGETTO CARG

Sulla base di quanto esposto non è a nostro avviso da scartare l'ipotesi che i livelli sopradescritti siano da interpretare come depositi originati da torbide diluite, ma una documentazione più completa sembra necessaria per risolvere questo problema.

Il passaggio inferiore, al Membro di Monte Casale, è piuttosto netto: in pochi metri gli strati medi o spessi arcosici in Facies F6 si alternano e vengono rapidamente sostituiti da torbiditi sottili ad alimentazione alpina in Facies F9a.

Contestualmente il rapporto A/P tende progressivamente ad aumentare e varia da valori non superiori ad 1/2, nella porzione immediatamente sopra il Membro di Monte Casale, ad 1/10 al tetto del Membro di Vesina. A circa 250 m dalla base è presente un megastrato guida caratterizzato alla base dalla presenza di un'arenite ibrida, **Strato Poggio La Rocca - pr**, spesso circa 10 m (Fig. 14). Tale strato è stato correlato in passato con lo Strato Contessa (Centamore & Chiocchini, 1985), ma la mancanza di corrispondenze biostratigrafiche e petrografiche, porta ad escludere tale correlazione. Lo stesso tipo di considerazioni permette altresì di correlare lo Strato Poggio La Rocca con lo Strato Palazzetto descritto nel Membro di Poggio Strada della Formazione di M. S. Maria Tiberina. Dal punto di vista petrografico risultano confrontabili sia la composizione principale che il contenuto in frammenti litici a tessitura fine (Fig. 11).

Il Membro di Vesina affiora per uno spessore complessivo di circa 310 m, ma il suo tetto non è stato riscontrato nell'area del Foglio 289.

Questo membro si sviluppa dentro la zona MNN5 (Langhiano); in tutto il membro si osserva un'associazione caratterizzata da abbondanti *D. productus*, *R.*

Fig. 14 - *Strato Poggio La Rocca e visione panoramica del Membro di Vesina.*

PROGETTO CARG

minuta, *R. minutula*; frequenti *C. pelagicus*, *H. carteri*, *S. heteromorphus*. Nella parte inferiore del membro si rinvengono inoltre rare *Helicosphaera waltrans* (THEODORIDIS, 1984); nella parte medio alta, nonostante il cattivo stato di conservazione delle nannoflore, si individua la comparsa di *H. walbersdorsfensis* che, in associazione a rare *R. pseudoumbilicus* >7µm, suggerisce una collocazione dentro la subzona MNN5b.

Langhiano p.p. - *Langhiano superiore*

5.2.3. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* - (**FMA**)

La Formazione Marnoso-Arenacea Umbra fa transizione verticale e laterale ai depositi terrigeni della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola rappresentati nella parte orientale del Foglio 289 e in aree ancora più esterne dell'Appennino Umbro-Romagnolo (es: Foglio 254 "Modigliana"). Si tratta di una successione spessa circa 1500-1600 m, complessivamente più pelitica della Formazione Marnoso-Arencea Umbra.

5.2.3.1. - Membro di Galeata (**FMA_4**)

Il Membro di Galeata (**FMA_4**) affiora ampiamente nell'area nordorientale del Foglio 289 e soprattutto nelle Sezioni Cantone e Belvedere. I migliori affioramenti sono lungo il F.sso di Parnacciano.

Il membro è stato suddiviso in due parti corrispondenti alle porzioni di successione rispettivamente sotto e sovrastanti lo Strato Contessa. Sia nell'area umbra che nell'area romagnola lo **Strato Contessa** (**cs**) è caratterizzato da una parte basale arenitica a composizione ibrida, potente circa 6 m, e da una "coda"marnosa di circa uguale spessore. Le determinazioni biostratigrafiche effettuate indicano una sua collocazione al tetto della subzona MNN5b, in prossimità del limite Langhiano-Serravalliano. Lo Strato Contessa sembra confrontabile petrograficamente con lo Strato Le Cime della Formazione di M. S. Maria Tiberina; entrambi sono infatti caratterizzati (Fig. 11) da un alto contenuto in frazione Non Carbonatica Extrabacinale ed in frammenti litici sedimentari a grana fine (calcari, dolomie, siltiti, argilliti).

La successione pre-Contessa (litofacies **FMA_{4a}**) è contraddistinta dall'alternanza di strati torbiditici sia silicoclastici che a composizione ibrida calcareo-silicoclastica, variabili da mediamente a molto spessi. La parte arenitica è compresa fra 20 e 200 cm ed il rapporto A/P è a favore della frazione pelitica con valori che oscillano tra 1/2 e 1/6. L'analisi delle paleocorrenti indica che gli strati silicoclastici (generalmente in Facies F9a) sono prevalentemente alimentati da NW mentre le areniti ibride (per lo più attribuibili alle Facies F8-F9a e più

PROGETTO CARG

raramente alla Facies F6) denotano provenienze dai quadranti meridionali.

La successione post-Contessa (litofacies **FMA_{4b}**) si differenzia dalla precedente soprattutto per la notevole abbondanza di strati calcarenitici, di spessore compreso tra i 10 cm ed oltre 3 m. Queste calcareniti si intercalano ad areniti alimentate da NW, sottilmente stratificate ed, in minor misura, ad areniti ibride. I livelli calcarenitici risultano in genere molto puri e sono riconducibili alle "Colombine" ben note in letteratura (Ricci Lucchi & Pialli, 1973).

Nella porzione sommitale del membro, si osserva un generale aumento della porzione pelitica, con rapporto A/P che oscilla tra 1/6 e 1/10, la diminuzione dello spessore degli strati silicoclastici e la progressiva riduzione nella frequenza delle calcareniti. Tale variazione nella sedimentazione è marcata da uno strato guida calcarenitico, spesso circa 2. 5 m, denominato **Strato Val di Pierle** (**vd**), ben riconoscibile perchè sempre associato ad un banco di arenaria di provenienza alpina, spesso 4 m e posto circa 20 m più in basso.In prossimità del tetto del membro sono stati rilevati, in località Castiglione, diversi livelli a *slumping*.

Lo spessore complessivo del membro è stato stimato in circa 1200 m.

L'intervallo che comprende la litofacies FMA_{4a} e le prime calcareniti poste nei primi 100-150 m sopra lo Strato Contessa presenta un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzata da: abbondanti *D. productus*, *D. antarticus, R. minuta*, *R. minutula*; frequenti *S. heteromorphus*, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*; rari *C. premacintyrei*, *C. leptoporus* e *D. variabilis/exilis.* Essa è riferibile alla subzona MNN5b (Langhiano sup.).

Dentro la litofacies FMA_{4b}, poco sopra lo Strato Contessa, si osserva la scomparsa di *S. heteromorphus* che indica il passaggio alla zona MNN6 (Serravalliano) quindi si individua la prima presenza comune di *R. pseudoumbilicus* > 7μm che indica la subzona MNN6b. Nella porzione sommitale la generale assenza di *C. premacintyrei*, è stata riferita all'intervallo successivo all'ultima presenza comune della specie, biozona MNN7 - parte inferiore (Serravalliano superiore).

Langhiano superiore - Serravalliano superiore

5.2.3.2. - Membro di Nespoli (**FMA_8**)

Il Membro di Nespoli (**FMA_8**), i cui migliori affioramenti si osservano a cavallo della Valle del T. Soara, è caratterizzato da torbiditi silicoclastiche pelitico-arenacee in strati sottili. La parte arenitica è sempre interamente laminata (Facies F9a) con lamine blandamente ondulate. Dominanti le alimentazioni da NW. Il rapporto A/P è in genere compreso fra 1/6 e 1/10. Lo spessore del membro è stato valutato, a Sud del T. Soara, in circa 170 m.

Peculiare la diffusa presenza, dentro questo membro, di *slumps*, più o meno evidenti; a Sud del T. Carpinella, questi sono in continuità laterale con depositi

PROGETTO CARG

caotici in giacitura olistostromica affioranti presso Pieve dei Saddi.

In tutti i campioni analizzati l'associazione a nannofossili calcarei è risultata abbondante, con buone condizioni di preservazione e caratterizzata da: *D. productus*, *D. antarticus*, *R. minuta*, *R. minutula*, *C. pelagicus*, *R. pseudoumbilicus* > 7µm, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*, *Helicosphaera intermedia* (MARTINI, 1965), *Coccolithus miopelagicus* (BUKRY, 1971; WISE, 1973), *Calcidiscus macintyrei* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969b; LOEBLICH & TAPPAN, 1978), *C. leptoporus*. Tale associazione è indicativa della biozona MNN7.

Serravalliano superiore

5.2.3.2. - Membro di Civitella (**FMA_9**)

Il Membro di Civitella (**FMA_9**) è rappresentato da due litofacies. La litofacies inferiore (**FMA_{9a}**), affiorante lungo la Valle del T. Vaschi, marca un'ulteriore brusca variazione nei caratteri della sedimentazione torbiditica. Si tratta infatti di una successione di torbiditi in strati spessi o banchi ad alimentazione quasi esclusivamente alpina (NW-SE). La parte arenitica degli strati è a grana medio-fine, di colore giallastro, scarsamente cementata e con spessori compresi fra 1 e 7 m. Le strutture sedimentarie più frequenti sono lamine incrociate o convolute. Solo occasionalmente è presente una porzione inferiore massiva di debole potenza. Le facies torbiditiche prevalenti sono anche in questo caso le F8 e le F9a. Frequenti gli intervalli sommitali di tipo *slurry bed.* Rapporto A/P compreso in genere fra 1/2 ed 1/4. Spessore circa 200 m presso il Fosso della Fonte.

La litofacies in esame presenta un'associazione a nannofossili calcarei analoga a quella osservata nel Membro di Nespoli e pertanto indicativa della biozona MNN7.

La **litofacies** superiore **FMA_{9b}** è stata osservata solo in un'area molto limitata della parte meridionale del foglio, in apparente continuità di sedimentazione sulla litofacies FMA_{9a}. E' costituita da torbiditi pelitico-arenacee in strati silicoclastici sottili o medi a netta prevalenza pelitica (rapporto A/P < 1/10, talora anche < 1/20) alimentati da NW. Affiorano per uno spessore di circa 50 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata da: *D. productus*, *D. antarticus*, *R. minuta*, *R. minutula*, *C. pelagicus*, *R. pseudoumbilicus* > 7µm, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*, *Helicosphaera stalis* (THEODORIDIS, 1984), *C. miopelagicus*, *C. macintyrei*, *C. leptoporus*. Tale associazione è indicativa della biozona MNN7.

Serravalliano superiore

PROGETTO CARG

IV - TETTONICA

Coerentemente con l'evoluzione tettonico-sedimentaria di altre parti dell'Appennino settentrionale le successioni affioranti nel Foglio 289 sono state interessate da una tettonica polifasica che ha avuto come effetti principali:

a) la deformazione dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi e la sua progressiva traslazione sul Dominio toscano;
b) lo scollamento della parte terziaria della Falda Toscana ed il suo accavallamento sulla parte più interna del Bacino Umbro-Romagnolo;
c) la deformazione compressiva di quest'ultimo, con formazione di pieghe e *thrust*;
d) la dislocazione dell'edificio compressivo ad opera di sistemi di faglie normali e la conseguente genesi della depressione tettonica dell'alta Valtiberina.

Tenendo conto di tale storia deformativa l'analisi delle strutture tettoniche compressive sarà effettuata partendo dalle unità di pertinenza più interna, strutturalmente più elevate, per giungere a quelle più esterne, strutturalmente più basse; verranno infine descritte le strutture estensionali di importanza regionale e illustrate alla fine le strutture tettoniche riconosciute nei depositi pleistocenici.

PROGETTO CARG

1. - L'UNITA' OFIOLITICA DEI M. ROGNOSI

(M. Galli & G. Plesi)

Dalla ricostruzione stratigrafica da noi proposta per l'Unità ofiolitica dei M. Rognosi possono già essere tratte alcune considerazioni di carattere geodinamico-strutturale relative alla evoluzione di questo settore, appartenente nella nostra opinione (Galli, Pialli †& Plesi, 2000) al Dominio Ligure Esterno.

- Nel Giurassico superiore, come è stato ampiamente documentato anche per altri settori del Dominio Ligure, il settore crostale oceanico corrispondente alla successione ofiolitica dei M. Rognosi era interessato da movimenti estensionali legati alle fasi finali della oceanizzazione tetidea. Questi movimenti di *spreading* sono testimoniati dal detritismo pre-Diaspri (Brecce ofiolitiche di Pian della Croce), dalle colate basaltiche della zona del Conventino e dai numerosi dicchi e filoni per lo più gabbrici che attraversano le serpentiniti.
- Alla fine del Cretacico inferiore hanno avuto inizio i movimenti di chiusura del Paleoceano Ligure. Questi movimenti hanno condotto allo smantellamento delle coperture già deposte (fino alle Argille a Palombini) e, in molti settori della Tetide, alla messa a nudo del substrato ofiolitico sottostante con sedimentazione di nuove formazioni detritiche alimentate da fonti molto prossimali (Formazione di Case Bagnolo).
- A partire dal Maastrichtiano questo settore oceanico, costituito da successioni già ampiamente deformate e rielaborate, è stato raggiunto anche da sedimenti torbiditici terrigeno-carbonatici (Formazione di Sillano) alimentati dal margine continentale adriatico (che doveva dunque risultare, in questo momento, già a sua volta interessato da una importante tettonica compressiva). A livello regionale nella Formazione di Sillano sono comunque documentati anche episodi di alimentazione non continentale, da paleo-alti ofiolitici, a riprova del carattere sostanzialmente oceanico del bacino stesso.
- A partire dall'Eocene inferiore, in probabile discordanza sedimentaria e quindi al seguito di nuovi movimenti compressivi, sulla formazione di Sillano ha iniziato a deporsi la Formazione del Monte Morello. La risedimentazione dei fanghi calcarei che hanno alimentato questa formazione è stata accompagnata da abbondante rideposizione di materiali detritici ofiolitici derivanti dallo smantellamento di paleoalti molto prossimali, probabilmente connessi a ulteriori fasi di raccorciamento e sollevamento del substrato oceanico.
- Nell'Eocene medio ha avuto termine la sedimentazione del flysch calcareo-marnoso (Formazione del Monte Morello). Questa interruzione può essere messa in relazione al semplice sollevamento di quest'area o forse, più verosimilmente, al sovrascorrimento di altre unità liguri (successivamente smantellate dall'erosione) sull'Unità Ofiolitica dei M. Rognosi.

PROGETTO CARG

- a partire dall'Eocene superiore, come è verosimilmente avvenuto per tutte le altre unità liguri dell'Appennino, l'Unità dei M. Rognosi è stata interessata da una tettonica padano-vergente che ha comportato, come risultato finale, il sovrascorrimento di queste unità sulle successioni dei Domini Tosco-Umbri (fra la fine dell'Aquitaniano e la fine del Serravalliano).

Le principali megastrutture ricostruite nell'ambito dell'Unità Ofiolitica dei M. Rognosi sono rappresentate nella Sezione A allegata alla Carta Geologica. Si tratta, schematicamente, di un fianco inverso lungo una decina di km interessato da pieghe (di taglia da decametrica a ettometrica) e sovrascorrimenti. Solo nella zona del Conventino, sotto una successione rovesciata di peridotiti (più o meno serpentinizzate), basalti e Diaspri, compare una successione apparentemente diritta costituita, dal basso, da Serpentiniti, Diaspri e alcuni metri di Calcari a Calpionelle**.**

Per definire il significato di queste mega e mesostrutture, in mancanza di indicazioni e vincoli locali, bisogna in buona parte rifarsi a quanto già acquisito in altri settori dell'Appennino e in particolare aver presente che:

- la strutturazione in lunghi fianchi inversi è tipica di tutte le Unità Liguri Esterne ed è stata normalmente attribuita alla fase ligure dell'Eocene medio (Plesi et al., 1993 cum biblio). Sia pure in mancanza di depositi epiliguri che vincolino la deformazione in modo diretto, sembrerebbe dunque verosimile considerare che anche il rovesciamento generale della successione dei M. Rognosi possa essersi generato in questa fase. Le pieghe mesoscopiche che interessano questo fianco, non affiorano mai in condizioni tali da poter fornire indicazioni precise sulla loro geometria e sul loro significato ma sono sommariamente ricostruibili soltanto sulla base delle misure di strato, soprattutto nella zona del Poggio dei Comuni. Si tratta probabilmente di pieghe in gran parte successive al rovesciamento generale o contemporanee del rovesciamento stesso. Non si hanno indicazioni di piegamenti precedenti.

Appena fuori dall'area del Foglio 289, nei pressi della località S. Egidio, in occasione di lavori di ampliamento della sede stradale, sono state temporaneamente ben esposte le strutture raffigurate nel disegno di Fig. 15. Le pieghe interessano un fianco complessivamente dritto riferibile alla parte superiore della Formazione di Sillano. Esse hanno taglia decametrico-ettometrica, geometria parallela nei livelli più resistenti, clivaggio di tipo *slaty* appena accennato nei livelli più argillosi, angolo di apertura di circa 40°, direzione assiale appenninica e vergenza a NE. Pieghe con tali caratteristiche geometrico-strutturali sono molto diffuse nelle Unità Liguri Esterne dell'Appennino emiliano: secondo una vasta letteratura (Plesi et al., 1993 cum biblio) queste pieghe sono considerate anch'esse precedenti alla deposizione delle Marne di M. Piano e attribuite alla fase ligure dell'Eocene medio. Secondo gli stessi A.A. e Daniele & Plesi (2000) questa

PROGETTO CARG

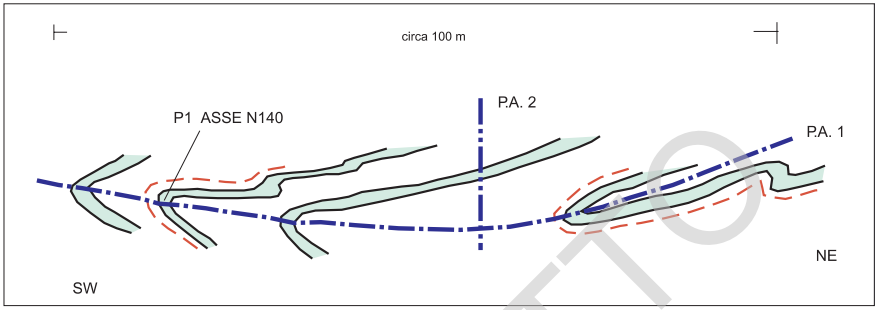


Fig. 15 - *Pieghe nella Formazione di Sillano in località S. Egidio (appena fuori dell'area del Foglio 289 "Città di Castello"). Per la simbologia si veda figura. La spiegazione è nel testo.*

strutturazione in pieghe strette a vergenza nordorientale, molto evidente nelle Liguridi Esterne dell'Appennino emiliano, non rappresenterebbe la prima fase tettonica in assoluto a carico delle successioni stesse, ma sarebbe preceduta da una fase importante di traslazione a vergenza alpina, avvenuta secondo il modello dell'accrezione frontale.

L'assetto strutturale della zona del Conventino, che costituisce un altro affioramento importante per la definizione delle mesostrutture dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi, è schematizzato nel disegno di Fig. 16.

In questa località, come già accennato in precedenza, una sottile fascia discontinua di Argille a Palombini e Calcari a Calpionelle separa il fianco rovesciato dei M. Rognosi dalla sottile fascia di Serpentiniti e Diaspri affioranti anche al livello della Strada Anghiari. Lotti (1910) e Principi (1924, 1929a) avevano interpretato questa struttura come una sinclinale W-vergente. Successivamente Bortolotti (1962c) ha modificato questa definizione esprimendo l'opinione che la struttura stessa si configuri come "una anticlinale in terreni rovesciati". Secondo lo stesso Autore "questo piccolo elemento tettonico

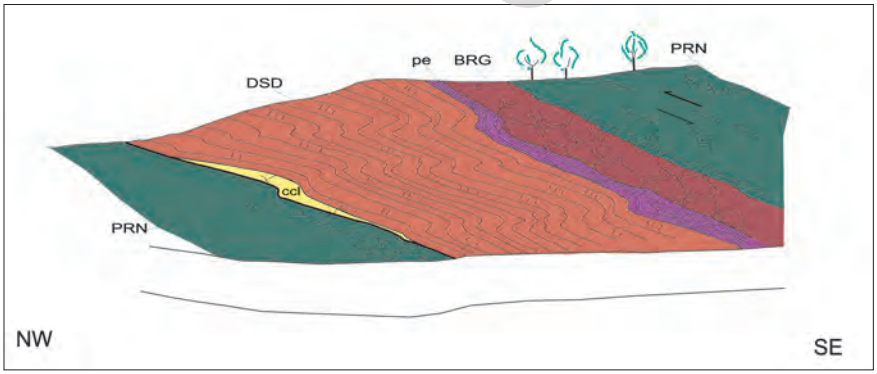


Fig. 16 - *Visione schematica delle strutture affioranti nella zona del Conventino.*

PROGETTO CARG

potrebbe aver avuto origine durante il franamento delle ofioliti entro i sedimenti eocenici". BORTOLOTTI & FARAONE (1980) infine hanno definito questa struttura come una sinclinale antiforme senza entrare nel merito del suo significato. In merito alle interpretazioni precedenti bisogna osservare che, stando ai dati dell'affioramento, il nucleo della ipotetica piega che potrebbe collegare i due fianchi non risulta in effetti mai visibile: appare quindi arbitrario interpretare la struttura stessa come una piega e tanto più attribuirle una vergenza. Potrebbe trattarsi in effetti, per quello che si vede, di una semplice cicatrice tettonica che separa due fianchi tettonicamente indipendenti.

Ai fini dell'interpretazione della struttura potrebbe risultare interessante il fatto che la stessa non si prolunghi nelle sottostanti coperture sedimentarie cretacico superiori-eoceniche (Formazione di Sillano e Formazione del M. Morello) che in tutto l'intorno dei M. Rognosi sembrano mantenersi costantemente rovesciate: questa circostanza potrebbe consentire l'ipotesi che la cicatrice del Conventino costituisca una struttura precoce, cioè anteriore sia rispetto al rovesciamento generale della successione dei M. Rognosi (di presumibile età Eocene-medio, come detto), sia forse anche rispetto alla deposizione della successione cretacico superiore delle Brecce ofiolitiche di Case Bagnolo e della Formazone di Sillano.

Ulteriori dati strutturali ricavati dall'affioramento in questione sono i seguenti.

- Le serpentiniti del fianco rovescio sono interessate da una deformazione di taglio penetrativa che dà luogo ad una cataclasite foliata, spessa alcune decine di metri, che costituisce una fascia parallela rispetto alla giacitura dei due fianchi: questa cataclasite sembrerebbe pertanto congenere rispetto alla genesi della struttura complessiva. Gli indicatori cinematici, strutture S-C presenti nella cataclasite indicano un movimento del blocco superiore verso W. Si noti che, almeno nel caso di non parallelismo fra le direzioni di piegamento e le direzioni di trasporto tettonico, il senso del taglio rimarrebbe invariato (cioè W-vergente), e quindi non muterebbe il significato della struttura stessa, anche ammettendo che l'individuazione della *shear zone* sia anteriore al rovesciamento della successione.

  In definitiva, dunque, c'è la possibilità che la cicatrice del Conventino e la zona di taglio ad essa associata rappresentino un indizio di una evoluzione tettonica precoce a vergenza "alpina" dell'Unità dei M Rognosi.

  Questi movimenti precoci ammettono come limite cronologico inferiore l'età delle Argille a Palombini coinvolte nella struttura del Conventino (Aptiano-Albiano).
- Nei Diaspri del fianco inverso sono visibili pieghe asimmetriche di asse N100-110, prive di clivaggio apprezzabile e la cui geometria generale (alternanza di fianchi lunghi e corti) sarebbe compatibile con un rovesciamento verso Ovest nel caso che le pieghe stesse siano congeneri del

PROGETTO CARG

rovesciamento. In alternativa anche queste pieghe, come quelle di cui già riferito a carico della Formazione del M. Morello, potrebbero essere ritenute successive al rovesciamento e quindi già espressione di fasi appenniniche più recenti dell'Eocene medio.

Da quanto esposto non è possibile, come si vede, ricavare indicazioni univoche ed esaurienti sulla evoluzione strutturale post-giurassica dell'Unità Ofiolitica dei M. Rognosi. Sembrano comunque possibili le seguenti conclusioni indicative:

- la cicatrice del Conventino e l'associata *shear zone* potrebbero essere espressione di fasi tettoniche pre-Campaniane a vergenza occidentale.
- il generale rovesciamento della successione potrebbe essere messo in relazione alle deformazioni della fase ligure.
- le pieghe osservabili nei Diaspri potrebbero essere interpretate come strutture ancora più tardive legate alla messa in posto dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi sul Dominio Toscano.

E' già stata riferita l'ipotesi avanzata da BORTOLOTTI (1961, 1962c e lavori successivi) secondo la quale tutte le ofioliti dei M. Rognosi, non solo quindi quelle presenti come brecce all'interno della Formazione di M. Morello o alla sua base, siano da considerare olistostromi od olistoliti (le masse più grandi di dimensioni plurichilometriche), intercalati sedimentariamente nel flysch stesso.

Nel nostro modo di interpretare i dati di campagna la giacitura delle brecce ofiolitiche cretacico-terziarie non è equiparabile a quella delle masse ofiolitiche maggiori. Infatti, mentre per quanto riguarda le prime è chiaramente documentabile un diretto legame stratigrafico con la Formazione del M. Morello, nell'area dei M. Rognosi non esistono dati per sostenere la stessa ipotesi a proposito della giacitura delle masse ofiolitiche maggiori. Il problema della giacitura delle ofioliti è ovviamente collegato con quello della interpretazione della natura del substrato delle successioni flyschoidi tipo Sillano-M. Morello. Se le grandi masse ofiolitiche sono olistoliti il substrato del flysch stesso può essere immaginato come di tipo continentale, in caso contrario le ofioliti stesse potrebbero essere ipotizzate come originaria base stratigrafica delle successioni flyschoidi cretacico-terziarie, che assumerebbero perciò il significato di un sedimento deposto nel Dominio Ligure nel corso del processo di chiusura della Tetide. I dati di campagna finora noti, sia relativi a quest'area sia a quella di altre aree dell'Appennino emiliano e toscano, a noi sembrano più coerenti con questo secondo punto di vista. Siamo del parere cioè che la successione dell'Unità ofiolitica dei M. Rognosi testimoni una storia più completa e più complessa di quella che traspare dalle interpretazioni già citate, in cui, per così dire, si leggono soltanto gli eventi distensivi delle fasi giurassiche e gli eventi, sedimentari, terziari, legati al processo di risedimentazione di olistoliti e olistostromi nella Formazione di M. Morello. Le Brecce ofiolitiche di Case Bagnolo, la struttura del Conventino e la giacitura delle Fomazioni di Sillano e M. Morello lasciano

PROGETTO CARG

intravedere evidenti segnali di un lungo processo di raccorciamento, avvenuto durante il Cretaceo superiore - Paleocene: questi movimenti cretacico superiore-paleocenici potrebbero rappresentare una delle tappe più importanti della evoluzione strutturale di questa unità. Una ricostruzione ipotetica della posizione paleogeografica delle successioni tipo Sillano-M. Morello in rapporto alle altre successioni del Dominio Ligure Esterno è schematizzata nel disegno di Fig. 17 (tratto da PLESI et al., in preparazione). Si rimanda allo stesso lavoro per una trattazione più completa della evoluzione stratigrafico-strutturale di questa unità e per i problemi di correlazione con le unità similari dell'Appennino emiliano e della Toscana meridionale.

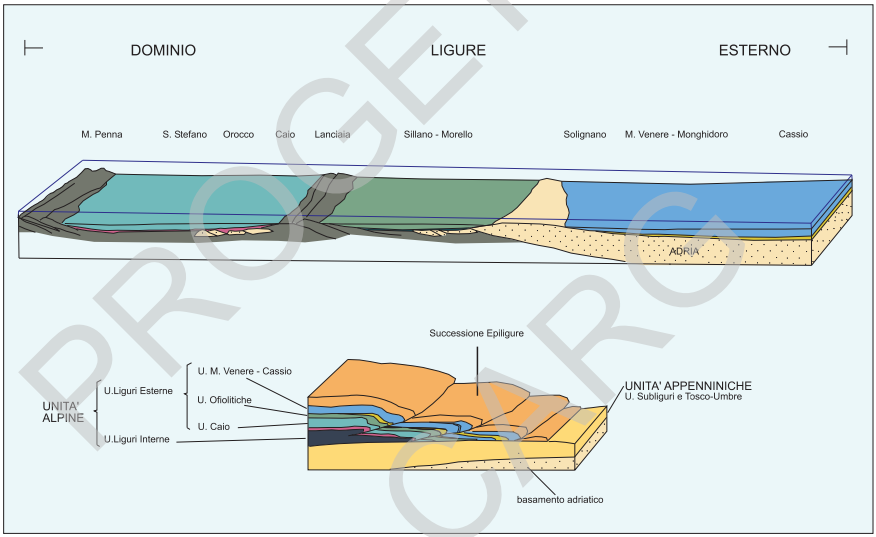


Fig. 17 - *Schema paleogeografico del Dominio Ligure Esterno nelle aree limitrofe al Foglio 289 "Città di Castello" ed evoluzione strutturale delle Liguridi*

2. - LA FALDA TOSCANA E LE MARNE DI VICCHIO
(F. BROZZETTI & G. PLESI)

Come ampiamente illustrato nel Capitolo della stratigrafia una delle conclusioni più importanti scaturite dall'analisi delle successioni toscane della parte occidentale del Foglio 289 "Città di Castello" è stata quella che esse vadano riferite alla Formazione della Scaglia Toscana e alla Formazione del Macigno. In particolare della Formazione della Scaglia Toscana, nell'area del Foglio 289, affiora solo la parte alta, la formazione del Macigno è invece rappresentata dalla

PROGETTO CARG

base fino ai suoi termini più alti, di età aquitaniana, come avviene nei settori più occidentali della catena anche a Nord dell'Arno.

Se si accettano tali attribuzioni vengono a cadere le argomentazioni di tipo stratigrafico che, facendo coincidere il fronte della Falda Toscana con l'allineamento Chianti - M. Cetona, hanno permesso in passato di ipotizzare l'esistenza di una unità tettonica toscana distinta dalla Falda Toscana all'esterno di questo allineamento. La sostanziale identità delle successioni ad Ovest e ad Est del M. Cetona impone di considerare il relativo sovrascorrimento come un *thrust* minore passante all'interno della medesima unità. La situazione lungo questa trasversale non appare dissimile da quanto può essere osservato più a Nord, lungo la trasversale Val di Lima - Valle delle Tagliole (Baldacci et al, 1994), dove la piega "frontale" della Val di Lima, che nell'opinione unanime degli A.A. corrisponde alla struttura del Cetona, non costituisce il limite orientale delle successioni a facies toscana poichè estesi affioramenti di Macigno compaiono anche a Est della struttura stessa (Balzo delle Rose nella Valle del T. Tagliole e zone limitrofe). Da un punto di vista strutturale la Falda Toscana delle zone esterne al M. Cetona differisce da quella delle zone interne soprattutto per le seguenti caratteristiche:

- la posizione del *thrust* basale: che nelle aree più interne è posizionato al livello delle evaporiti triassiche mentre in quelle più esterne risale fino al livello della Scaglia toscana e del Macigno.
- La posizione del *thrust* di tetto: che nella Toscana occidentale presenta, come termine più recente del *footwall,* un Macigno di età ancora oligocenica superiore, mentre negli affioramenti della Toscana orientale e dell'Umbria la stessa superficie ha al muro un Macigno di età aquitaniana.
- La discontinuità della Falda Toscana nelle zone più interne della Toscana: fenomeno della cosiddetta "serie ridotta" *Auct.* che non ha equivalenti nelle zone più orientali.

Questo insieme di caratteristiche strutturali fa si che lo spessore della Falda sia più alto nella parte centrale della Toscana e si riduca notevolmente sia nelle zone interne che in quelle esterne.

Sia all'interno della struttura M. Orsaro.-Val di Lima-M. Cetona, sia all'esterno della struttura stessa, il corpo della Falda Toscana è suddiviso in Elementi tettonici minori per lo più delimitati da *thrust* a vergenza padana ma anche, in qualche caso, da *thrust* a vergenza tirrenica.

Nell'ambito del Foglio 289 "Città di Castello" gli elementi strutturali più importanti in cui è suddivisa la Falda Toscana sono quattro. Essi sono stati indicati rispettivamente dall'interno all'esterno (vedi anche Schema Strutturale allegato alla Carta Geologica) come Elemento Ansina, Elemento Scarzola, Elemento Marcignano ed Elemento Sansepolcro-Gioiello. Ad ognuno di questi elementi

PROGETTO CARG

principali sono in qualche caso associate scaglie tettoniche minori che danno luogo in certi casi a raddoppi tettonici anche molto fitti e complicati. La non regolare spaziatura dei *thrust* minori all'interno della Falda Toscana può essere stata controllata da elementi di vario tipo, come: presenza di superfici di debolezza già esistenti, geometria dei livelli di scollamento, condizioni di maggior fessurabilità conseguenti a motivi stratigrafici, diverso spessore della falda lungo le varie verticali. Soprattutto quest'ultimo fattore potrebbe risultare una delle cause determinanti per l'individuazione delle piccole scaglie posizionate nella parte frontale della Falda Toscana nel Mugello e nel Casentino.

Nella parte settentrionale del Foglio 289 "Città di Castello" il fronte della Falda Toscana (Elemento Sansepolcro-Gioiello) è ben esposto lungo il versante destro della Valle dell'Afra fra M. Farneto e Basilica, per una lunghezza complessiva di circa 2 km. In questo tratto il corpo principale della Falda Toscana (costituita dalla parte alta della Scaglia toscana e dalla parte basale del Macigno) è accompagnato da una scaglia basale (costituita a sua volta da argilliti e arenarie appartenenti alle medesime formazioni toscane) spessa poche decine di metri. Alla base del *thrust* frontale affiora con buone esposizioni la formazione dello Schlier, in posizione rovesciata e con direzioni degli strati che si aggirano intorno a N160°-170°. Sia dalla direzione delle megastrutture del *footwall* sia dagli indicatori cinematici osservabili alla mesoscala la direzione di movimento risulta in questa zona intorno a N50-60. Nella parte centrale del Foglio 289 il fronte della Falda Toscana è sepolto al di sotto delle successioni quaternarie. Lo stesso sovrascorrimento riaffiora per un breve tratto più a Sud, nella zona di Celle. In questa zona tale superficie tettonica mette a contatto le Arenarie di Celle (tetto stratigrafico della successione toscana) con la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. Ancora più a Sud, fra la bassa Valle del T. Scarzola e la bassa Valle del T. Aggia, la parte più avanzata della Falda Toscana, che può essere considerata strutturalmente equivalente alla porzione affiorante nella Valle dell'Afra, è rappresentata dalle Arenarie di Celle e dalle sovrastanti Marne di Vicchio e affiora soltanto nella piccola *boutonnière* del Gioiello, al di sotto della Formazione di Monte S. Maria Tiberina. La stessa successione di Monte S. Maria Tiberina poco più ad Est di questi affioramenti, lungo l'allineamento Palazzetto-Giannelle, poggia invece direttamente sulla parte stratigraficamente più bassa (di età burdigaliana) del Membro di Casa Spertaglia della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. Il fronte della Falda Toscana, in questa parte meridionale del Foglio 289, deve dunque essere sepolto fra gli affioramenti del Gioiello e l'allineamento Palazzetto - Giannelle, come risulta dalla Sezione D allegata alla Carta Geologica. Nella interpretazione che scaturisce da questo nuovo rilevamento il fronte della Falda Toscana stessa non coincide dunque con il sovrascorrimento osservabile nella zona di M. S. Maria Tiberina, come era stato ipotizzato in vari lavori precedenti (es: Costa et al. 1993). Quest'ultimo *thrust,* come meglio specificato più avanti,

PROGETTO CARG

rappresenta più verosimilmente una superficie minore, che ha sfondato tardivamente dal basso (*breaching thrust*) il *thrust* pricipale già realizzato (vedi schema di Fig. 18). L'assetto stratigrafico strutturale da noi ricostruito permette di definire in modo molto preciso l'arrivo della Falda Toscana in questa zona: esso risulta necessariamente compreso fra la biozona MNN3b (età della parte basale del Membro di Casa Spertaglia che costituisce il *footwall* della parte frontale della Falda Toscana) e la biozona MNN4a (età della parte basale della Formazione di M. S. Maria Tiberina, deposta dopo l'arrivo della Falda stessa).

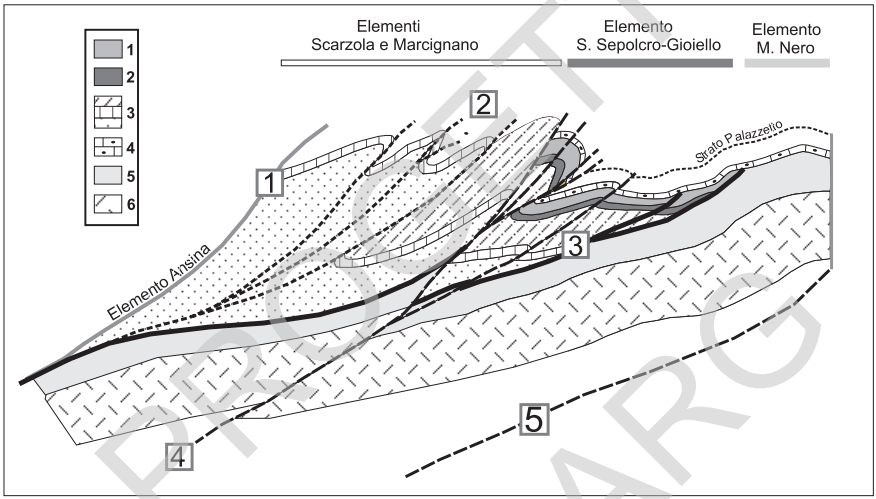
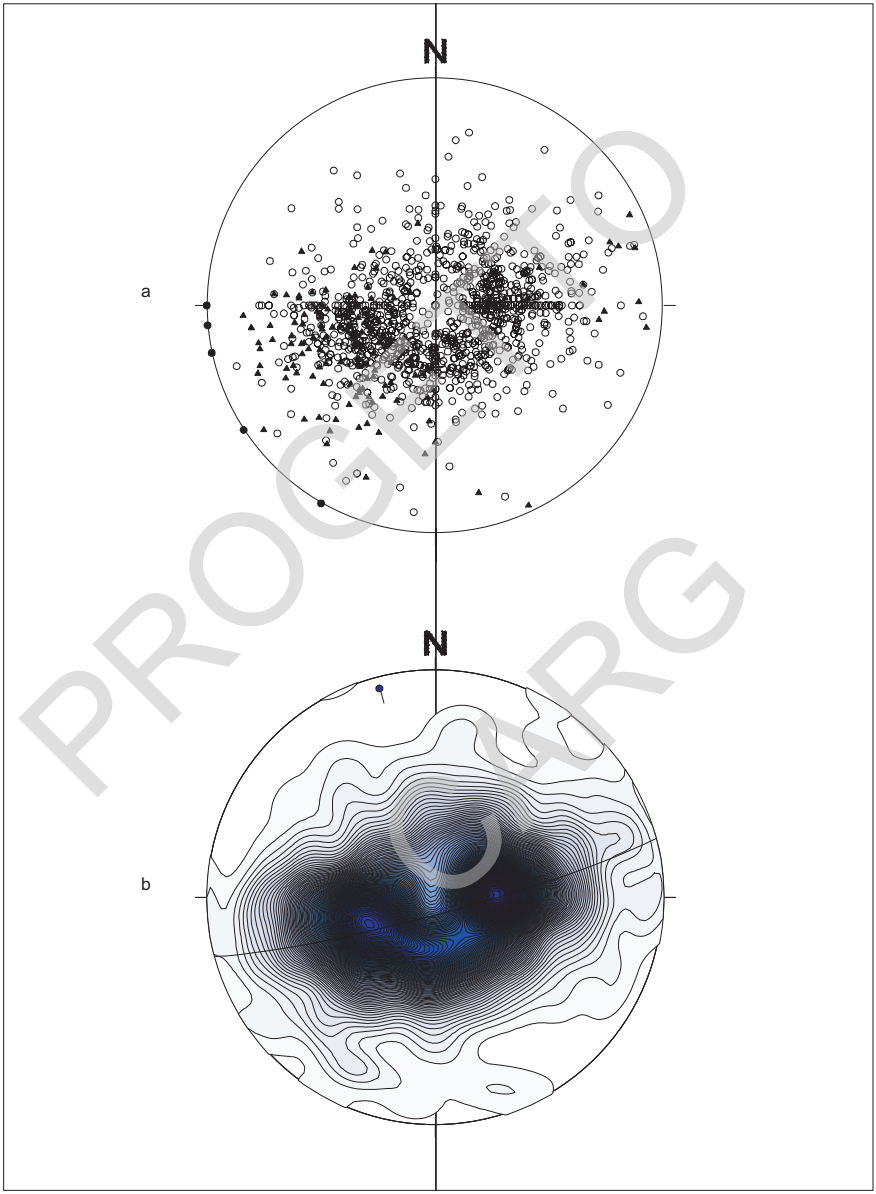


Fig. 18 - *Ricostruzione palinspastica schematica delle strutture compressive riconosciute nella Falda Toscana, Marne di Vicchio e successioni umbre. Legenda unità stratigrafiche: 1) Marne di Vicchio. 2) Arenarie di Celle. 3) Macigno e relativi membri). 4) Formazione di M. S. Maria Tiberina. 5) Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. 6) Successione carbonatica umbra. Sono indicati i principali elementi tettonici indicati nel testo. I numeri grandi riquadrati indicano la sequenza dei* thrust.

Le misure di strato raccolte nella Falda Toscana affiorante nel Foglio 289 "Città di Castello" e utilizzate per la compilazione dei quattro venticinquemila di base sono riportate nello stereogramma di Fig. 19a; il relativo diagramma di densità (Fig 19b) mostra una distribuzione chiaramente bimodale delle misure con due massimi corrispondenti a strati dritti immergenti di circa 25° verso WSW e verso ENE che corrispondono alla inclinazione preferenziale dei due fianchi delle pieghe associate ai *thrust.* A livello generale esiste anche un'inclinazione assiale preferenziale media delle strutture stesse verso SE. Le pieghe associate ai *thrust* si rovesciano normalmente verso ENE e le inclinazioni più frequenti dei fianchi rovesci hanno valori compresi fra 30° e 70°, ma esistono anche strutture con verso di rovesciamento verso WSW (vedi avanti). Il totale delle misure raccolte ammette un asse di piegamento medio intorno a N165 6°SE.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 19 (a, b) - *Poli di strato misurati nella Falda Toscana (19a) e relativo diagramma di densità (19b). Pallini vuoti: strati diritti; pallini pieni: strati verticali; triangoli pieni: strati rovesciati. Reticolo di Schmidt . Emisfero superiore.*

Lo stereogramma di Fig. 20a si riferisce alle misure di strato raccolte nell'Elemento Ansina, il corrispondente diagramma di densità è mostrato nella Fig. 20b. Il massimo assoluto delle misure corrisponde in questo elemento a strati dritti immergenti verso Ovest, mentre le misure relative a strati dritti immergenti a Est si distribuiscono in tre massimi relativi. Gli strati rovesciati hanno immersione prevalente verso WSW e inclinazione prevalente di 30°-60°. Gli strati rovesciati con immersione opposta, misurati nella zona di Poggio di Novole - Colle dell'Aiola - Collungo), appartengono ad una grande anticlinale retrovergente meglio sviluppata nel limitrofo Foglio 288 e abbastanza ben esposta nella zona compresa fra Palazzo del Pero (già illustrata nel Lavoro di COSTA et al., 1993). Il totale delle misure raccolte ammette un asse di piegamento medio intorno a N156° suborizzontale.

Da un punto di vista strutturale l'Elemento Ansina corrisponde schematicamente ad un'anticlinale asimmetrica a vergenza orientale enucleatasi al tetto di un piano di sovrascorrimento immergente a WSW, attualmente disarticolato da numerose faglie distensive. La struttura principale è ben riconoscibile lungo il versante orientale del M. Favalto, fra Poggio delle Cerchiaie e Poggio di Bivignano e a Est dell'allineamento M. Bisciaio - Verrazzano - C. delle Trappole.

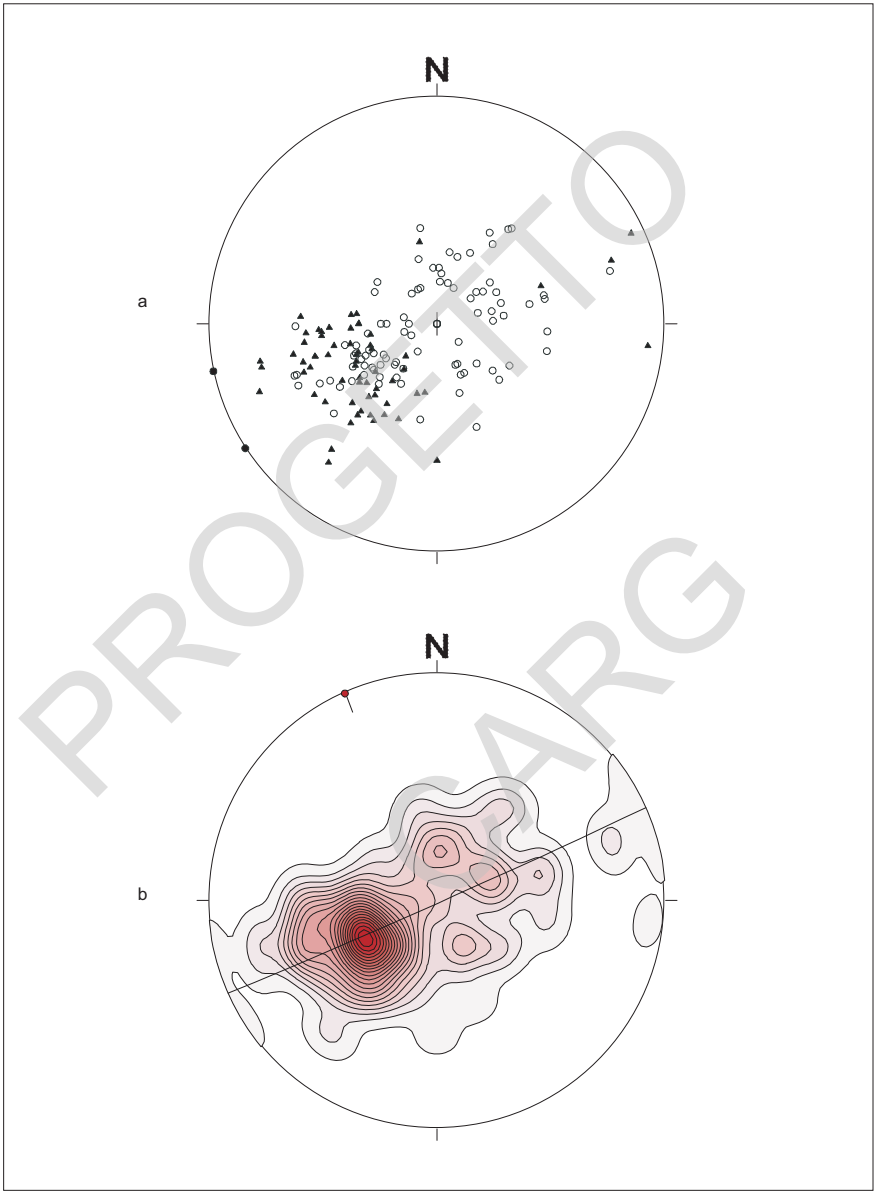
L'anticlinale ha una direzione assiale media N160° ed è caratterizzata da un fianco occidentale immergente a WSW con prevalenti inclinazioni di 20°-30°. Le verticalizzazioni e ribaltamenti a vergenza occidentale misurati nella zona di Poggio di Novole - Colle dell'Aiola - Collungo sono associati a *backthrust* di debole rigetto (presumibilmente inferiori a 100 m).

La zona di cerniera è tagliata da uno *splay* del sovrascorrimento principale, per almeno 4 km in senso longitudinale, con il limite inferiore della fascia di Scaglia toscana affiorante fra di P. Capannacce - P. dello Sbirro.

L'Elemento Ansina si accavalla sul più esterno Elemento Scarzola, che costituisce la fascia centrale della Sezione Monterchi e che si prolunga a Nord nella Sezione Sansepolcro. Le cerniere associate al sovrascorrimento dell'Elemento Ansina, misurate nella zona compresa fra il Rio della Teverina e Verazzano, hanno direzioni comprese fra N135° e NS.

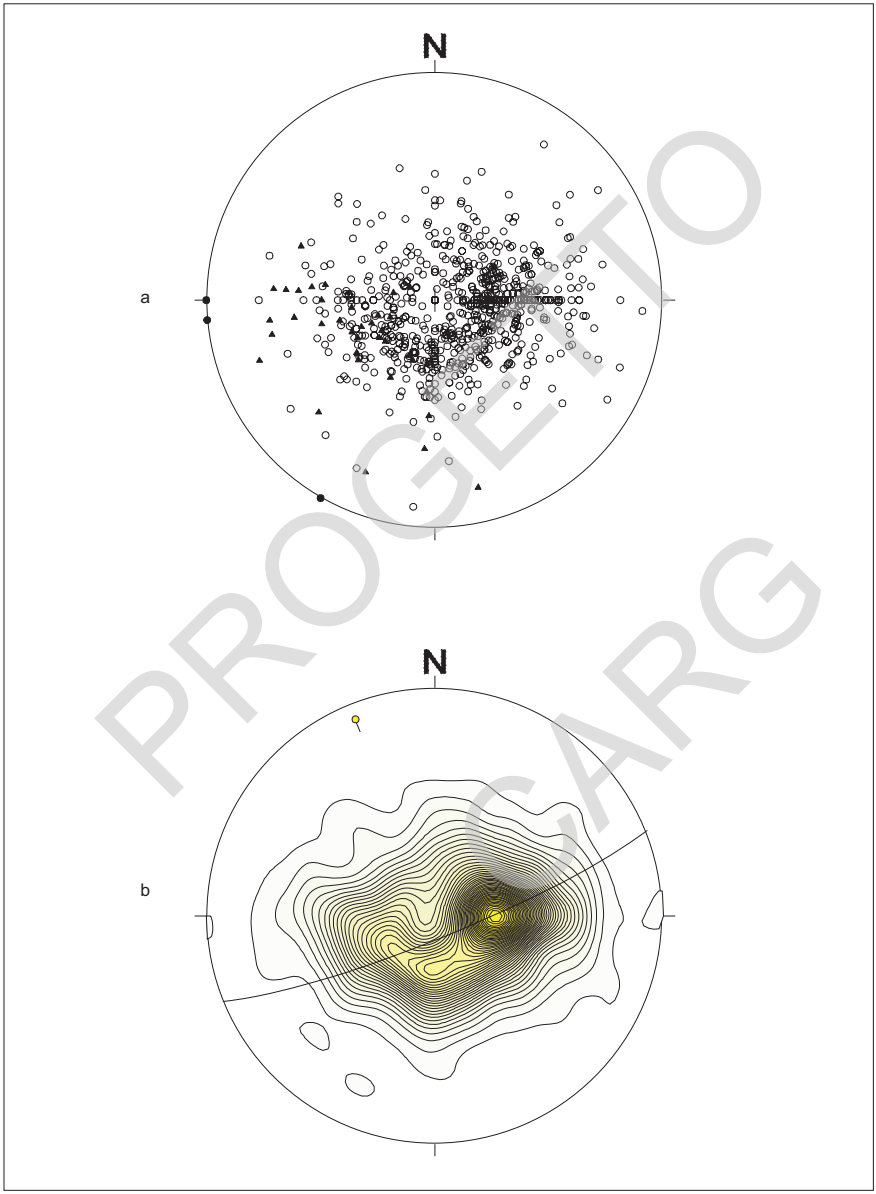
Lo stereogramma di Fig. 21a si riferisce alle misure di strato raccolte nell'Elemento Scarzola, la Fig. 21b mostra il relativo diagramma di densità. Il massimo assoluto delle misure corrisponde in questo elemento a strati dritti immergenti 22° verso Est. Gli strati dritti immergenti a WSW sono in questo caso meno rappresentati. Tutti gli strati rovesciati di questo elemento hanno immersione verso SW e una inclinazione prevalente di 50°-70°. Il totale delle misure raccolte ammette un asse di piegamento medio intorno a N158° immergente di 8° verso SE.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 20 (a, b) - *Poli di strato misurati nell'Elemento Ansina (20a) e relativo diagramma di densità (20b). Pallini vuoti: strati diritti; pallini pieni: strati verticali; triangoli pieni: strati rovesciati. Reticolo di Schmidt . Emisfero superiore.*



PROGETTO SARG

Fig. 21 (a, b) - *Poli di strato misurati nell'Elemento Scarzola (21a) e relativo diagramma di densità (21b). Pallini vuoti: strati diritti; pallini pieni: strati verticali; triangoli pieni: strati rovesciati. Reticolo di Schmidt . Emisfero superiore.*

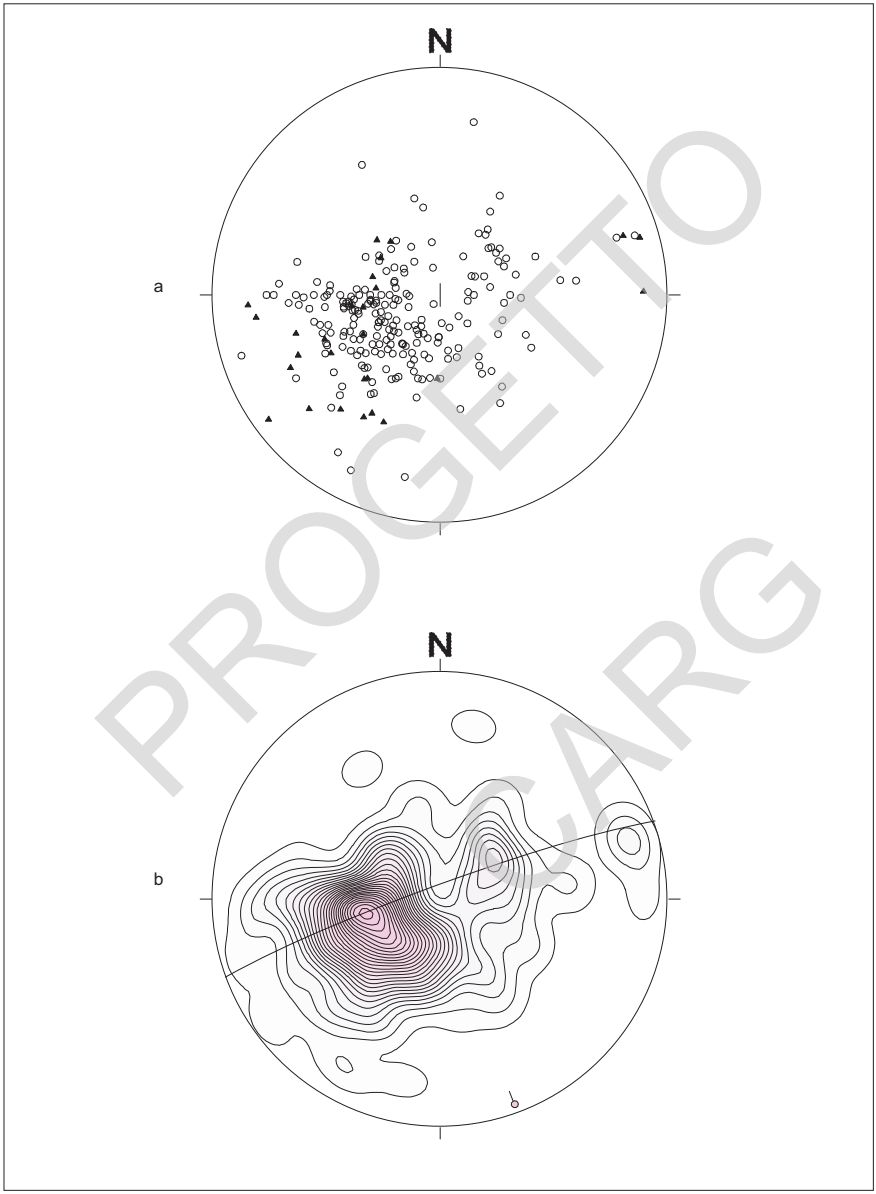
Da un punto di vista geometrico la struttura è analoga a quella descritta in precedenza, scollata in corrispondenza della Scaglia toscana, che ne costituisce, quindi, l'unità stratigrafica più bassa. Il fianco interno dell'anticlinale, immergente a SW con deboli inclinazioni, è ben esposto nell'alta valle del T. Padonchia e sul versante meridionale del M. Pagliaiolo. La direzione assiale media, desumibile dalle giaciture degli strati, è sub-parallela a quella dell'anticlinale interna, variabile fra N145° e N155°. Anche in questo caso la zona di cerniera ed il fianco orientale rovesciato dell'anticlinale sono dislocati e progressivamente ribassati verso est da faglie normali che ne impediscono una precisa ricostruzione geometrica. Nella zona di Pian di Meli una di queste faglie, con un un rigetto superiore ai 400 m, borda anche il limite orientale di affioramento, in semifinestra, del sottostante Elemento Marcignano.

Gli affioramenti posti in sinistra idrografica dell'alta Valle del T. Aggia permettono di ricostruire una superficie di accavallamento con geometria complessa e con tratti a differente pendenza. Inclinazioni prossime all'orizzontale si osservano a Sud del Poggio Pianule, mentre valori di almeno 30° sono ricostruibili per la zona "frontale" (Casa Cerri - La Formia). In questa stessa area, inoltre, è relativamente ben esposto il fianco orientale dell'anticlinale che appare notevolmente più deformato del fianco dritto sovrastante. Presso C. Peternaccia e a SE di C. Vaglie lo stesso contatto fra le arenarie massive del Membro di Molin Nuovo e la successione arenaceo-pelitica del Membro del Poggio Belvedere, entrambe in assetto rovesciato, è di natura tettonica ed è interpretabile come uno *splay* del sovrascorrimento basale. Alcune cerniere di mesopieghe associate al *thrust* basale di questo elemento in località Le Terrine hanno direzioni intorno a N135°.

Lo stereogramma di Fig. 22a raccoglie le misure di strato relative all'Elemento Marcignano; in Fig. 22b è rappresentato il relativo diagramma di densità. Il massimo assoluto delle misure corrisponde, in questo elemento, a strati dritti immergenti verso SW, sono meno rappresentati gli strati dritti immergenti a NE. La maggior parte degli strati rovesciati appartiene a strutture vergenti a NE ma esistono anche strutture SW-vergenti (zona di Pian de' Meli, versante destro del T. Aggia a Sud di Monte S. Maria Tiberina). Il totale delle misure raccolte ammette un asse di piegamento medio intorno a N160°, immergente di 5° verso NW. All'Elemento Marcignano sono attribuibili gran parte degli affioramenti di Macigno delle Sezioni Monterchi e M. S. Maria Tiberina.

Nell'area posta ad Ovest di M. S. Maria Tiberina l'Elemento Marcignano appare scomposto in vari sub-elementi: Sub-Elemento Col di Fabbri, Sub-Elemento Elcine e Sub-Elemento Bastiola. I primi due sono costituiti da pieghe asimmetriche rovesciate i cui fianchi orientali sono dislocati da sovrascorrimenti minori; il terzo, più esterno, ha la struttura di una scaglia tettonica essendo

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 22 (a, b) - *Poli di strato misurati nell'Elemento Marcignano (22a) e retivo diagramma di densità (22b). Pallini vuoti: strati diritti; pallini pieni: strati verticali; triangoli pieni: strati rovesciati. Reticolo di Schmidt . Emisfero superiore.*

caratterizzato da strati di Macigno in assetto monoclinalico (a polarità diritta ed immersione media verso W-SW), delimitati inferiormente da una faglia inversa ad alto angolo qui denominata ”Faglia Rovigliano-M. Bastiola”. Con questa faglia numerosi autori (JACOBACCI et al., 1970; AMOROSI et al, 1994; CENTAMORE & CHIOCCHINI, 1985; DELLE ROSE et al. 1991) identificavano in passato, come detto, il fronte esterno della Falda Toscana, poichè le Marne di Vicchio poste al *footwall* venivano attribuite alle formazioni dello Schlier e del Bisciaro, tipiche del dominio umbro. Essa presenta andamento circa NS in tutto il settore compreso fra Rovigliano, S. Pietro (500 m circa a Ovest di M. S. Maria Tiberina) e M.o del Prato; si dispone in direzione N 160° fra la Valle dell’Aggia e M. Bastiola per ruotare ulteriormente verso la direzione N100° fra M. Bastiola e Signorotto.

La traccia della faglia presenta insomma una geometria arcuata a concavità orientale, che non può essere espressione di una singola fase di traslazione a vergenza adriatica ma, necessariamente, di un’evoluzione più complessa che ha determinato un evidente ripiegamento del *thrust*t originario.

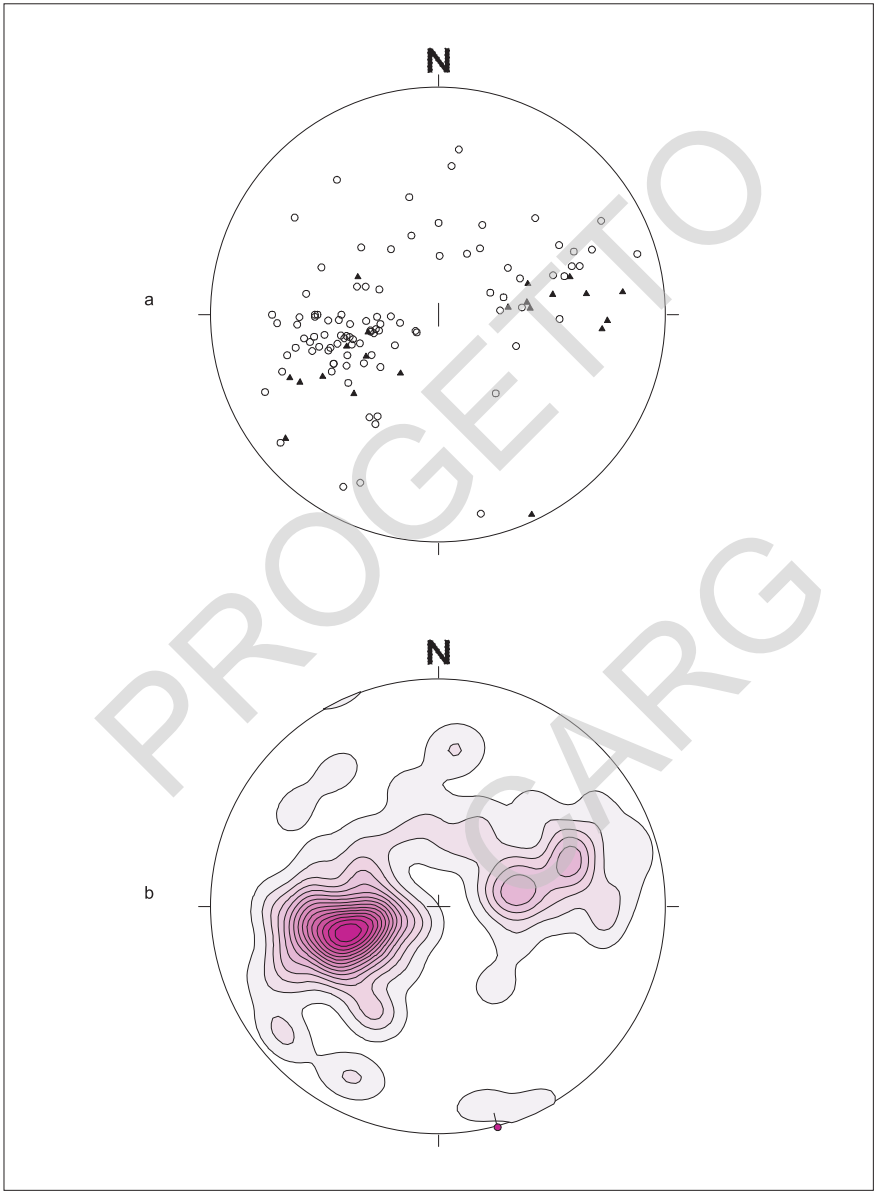
Lo stereogramma di Fig. 23a raccoglie le misure di strato dell’Elemento Sansepolcro-Gioiello, in Fig. 23b il relativo diagramma di densità. Il massimo assoluto delle misure corrisponde a strati dritti immergenti di 35° verso WSW. Anche in questo elemento esistono strati rovesciati verso W. La direzione media delle strutture è N165° orizzontale.

Il settore interno dell’Elemento Sansepolcro-Gioiello, nella parte meridionale del Foglio 289, presenta geometria sinclinalica (Sinclinale di Poggio Strada - Gioiello) con fianco occidentale fortemente verticalizzato o rovesciato; il settore esterno, ove visibile, ha assetto monoclinalico blandamente immergente a SW (Celle, Pecorata). Ad Est di Celle (loc. Palazzetto, Caldese ecc.) il contatto fra le Arenarie di Celle e la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra è marcato dall’interposizione di alcuni metri di torbiditi pelitico-arenacee e marne silicee grigio-scure, intensamente tettonizzate, riferibili (come le stesse Arenarie di Celle) all’Aquitaniano superiore sommitale. Queste arenarie possono ragionevolmente essere riferite alla parte sommitale del Macigno, scollata ed avanscorsa rispetto alla sottostante successione oligocenico-aquitaniana.

Nonostante le numerose interruzioni indotte dalle dislocazioni estensionali la direzione assiale della sinclinale di Poggio Strada - Gioiello segue l’andamento arcuato della faglia inversa Rovigliano - M. Bastiola, portandosi da una direzione circa NS, a Nord della Valle del T. Scarzola, ad una direzione circa N120° ad Est di Verciano.

I *trend* strutturali ricostruiti negli stereogrammi delle Figg. 19-23 sono ovviamente espressione delle fasi finali di modellamento delle strutture plicative legate ai sovrascorrimenti, in cui gli strati hanno acquisito la loro giacitura definitiva.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 23 (a, b) - *Poli di strato misurati nell'Elemento Sansepolcro-Gioiello (23a) e relativo diagramma di densità (23b). Pallini vuoti: strati diritti; pallini pieni: strati verticali; triangoli pieni: strati rovesciati. Reticolo di Schmidt . Emisfero superiore.*

Dai dati esposti e dalle elaborazioni statistiche ricavate dai dati stessi si possono ricavare le seguenti conclusioni generali. Nell'area del Foglio 289 "Città di Castello" le pieghe associate ai *thrust* hanno una direzione più appenninica negli elementi più interni, una direzione più vicina alla meridiana negli affioramenti più esterni e nelle zone più meridionali. Queste direzioni strutturali riflettono l'andamento più in generale dell'arco appenninico in questa zona. Gli scarsi dati relativi alle direzioni di movimento, misurate sulle superfici di *thrust* o su superfici minori con giacitura parallela ai sovrascorrimenti stessi, indicano direzioni mediamente ortogonali rispetto all'andamento delle strutture plicative, mostrando lo stretto legame esistente fra pieghe e sovrascorrimenti, ma il dettaglio e la quantità delle misure non è tale da evidenziare possibili antecedenze relative alle direzioni di movimento stesse.

3. - LA SUCCESSIONE UMBRO-ROMAGNOLA
(F. Brozzetti)

Per la descrizione delle strutture compressive appartenenti alla successione umbro-romagnola è preferibile trattare separatamente il settore interno, posto ad Ovest del F. Tevere, da quello interno posto ad Est.

Ad Ovest del Tevere le successioni umbre affiorano in un fascia relativamente ristretta e scarsamente deformata, costituente la parte più interna dell'Elemento M. Nero. Ad Est del Tevere è possibile invece distinguere, oltre all'Elemento M. Nero, un ulteriore elemento tettonico (Elemento Pietralunga) che affiora ampiamente nelle Sezioni S. Giustino e Città di Castello. La linea di contatto fra questi due elementi tettonici principali si sviluppa in direzione circa NS fra M. S. Antonio e M. Ranconuovo; è sepolta dai depositi alluvionali della Piana del Tevere a Sud del T. Regnano e riaffiora, a S della Valle del Soara (C. Pitocca, F.sso Rancale), secondo una direzione circa N160.

Il settore interno è delimitato verso Ovest dal sovrascorrimento sepolto della Falda Toscana (fronte esterno dell'Elemento Sansepolcro-Gioiello, vedi paragrafo precedente) ed è caratterizzato da una successione costituita dalla parte più bassa della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (Membro di Casa Spertaglia) cui segue in continuità stratigrafica la Formazione di Monte S. Maria Tiberina. Quest'ultima formazione infatti, come si evince dal precedente paragrafo III.5, si è sedimentata sulla parte più avanzata della Falda Toscana (di cui sigilla il *leadin edge*) dopo la sua messa in posto sull'avanfossa umbro-romagnola e si estende, per alcuni Km, anche all'interno dell'avanfossa stessa in rapporti di eteropia con la parte Burdigaliano sup. p.p.- Serravaliano p.p. della Formazione Marnoso Arenacea (parte superiore del Membro di C. Spertaglia, Membri di M. Casale e di Vesina, Membro di Galeata).

PROGETTO CARG

La restaurazione delle deformazioni estensionali consente di ricostruire per quest'area la geometria di una anticlinale aperta, il cui fianco occidentale corrisponde alla dorsale di M. Cedrone-Poggio Rota-Poggio Cadinieri mentre il fianco orientale, solo parzialmente visibile nella fascia compresa fra Uppiano, Piombino e Capassino, si immerge al di sotto delle coperture quaternarie. L'analisi dei dati giaciturali definisce per tale struttura anticlinalica una direzione assiale orientata circa N170° e permette di ipotizzarne la possibile terminazione periclinale nella zona compresa fra S. Ventura e Valle Petrina.

E' stato recentemente ipotizzato che l'enucleazione dell'anticlinale in parola dentro la successione umbra possa aver prodotto il ripiegamento del sovrascorrimento basale della Falda Toscana (Brozzetti et al., 2000a). A tale evento deformativo, successivo alla messa in posto della Falda Toscana sarebbe da porre in relazione la geometria arcuata a convessità occidentale del fronte dell'Elemento Scarzola (Faglia Rovigliano - M. Bastiola) e dell'Elemento Sansepolcro - Gioiello.

Nel settore nord-orientale (area posta a Est di Sansepolcro) la principale struttura compressiva corrisponde all'accavallamento, affiorante in direzione circa NS fra M. S. Antonio e M. Ranconuovo, dell'Elemento M. Nero sull'Elemento Pietralunga.

All'interno dell'Elemento M. Nero si riconoscono almeno localmente due sub-elementi, costituiti da altrettante strette anticlinali legate a *thrust*. Le anticlinali hanno geometria a scatola (*box fold*) e sono separate da un'ampia sinclinale. L'anticlinale più interna (Sub-Elemento Afra) tende a rovesciarsi sulla sinclinale intermedia e localmente il suo fianco orientale evolve in un sovrascorrimento. Questo mantiene, malgrado successive dislocazioni estensionali, direzione appenninica dalla valle del T. Afra alla valle del T. Vertola circa 1 km a NE di S. Giustino.

La seconda anticlinale (Sub-Elemento Bocca Trabaria), caratterizzata in affioramento da termini burdigaliano-langhiani, sovrascorre sul fianco coricato della sinclinale di Passano-Uselle. L'entità della traslazione orizzontale prodotta da tale sovrascorrimento non è valutabile con precisione per la mancanza di elementi di correlazione stratigrafica nei due blocchi al tetto ed al letto: valori minimi di 1500 m sembrano tuttavia ragionevolmente ipotizzabili se si tiene conto degli spessori delle successioni dislocate. Recenti ricostruzioni geologico-strutturali suggeriscono che la struttura in questione possa corrispondere al prolungamento meridionale della "Linea delle Mandriacce" (Brozzetti et al., 2000b; Benini et al., 1992) a Sud della Val Marecchia e che costituisca l'espressione di superficie di un importante accavallamento radicato dentro il basamento pre-Burano. Questa interpretazione è sostenuta fra l'altro da una nuova ed inedita interpretazione della linea CROP-03 e dai dati di sottosuolo relativi alla più meridionale area dei Massicci Mesozoici Perugini (Pozzi Perugia 2 e S. Donato, e numerose linee sismiche commerciali).

PROGETTO CARG

Al *footwall* del suddetto sovrascorrimento la sinclinale di Passano-Uselle costituisce la struttura plicativa più interna dell'Elemento Pietralunga. Il suo fianco interno, fortemente inclinato ed in giacitura da rovesciata a verticale, è dislocato da un ulteriore piano di sovrascorrimento e costituisce quindi un sub-elemento tettonico, continuo in senso NS per almeno 10 km (Sub-Elemento M. S. Gallo) che ha, in senso trasversale, un'ampiezza media di circa 1km e che si restringe progressivamente verso Nord, fin quasi a scomparire al di sotto dell'Elemento M. Nero.

Le successioni affioranti più ad Est appartengono ancora all'Elemento Pietralunga che è tuttavia ulteriormente scomposto, da Ovest verso Est, nei due ulteriori Sub-Elementi Parnacciano e Cima Le Renaie.

Il primo (Sub-Elemento Parnacciano) è costituito da un'anticlinale asimmetrica caratterizzata da un ampio fianco occidentale, poco inclinato (15-20° in media) e scarsamente deformato, ben esposto lungo le valli dei T. Lama, Vaschi e Soara, e da un fianco orientale rovesciato ed intensamente laminato (M. La Casina).

Il secondo (Sub-Elemento Cima le Renaie) è compreso nel Foglio 289 solo per una piccolissima estensione (spigolo NE, per un'area che complessivamente non supera i 5 km^2) ragion per cui non è stato studiato in dettaglio da un punto di vista strutturale.

E' già stato sottolineato il fatto che l'Elemento M. Nero è caratterizzato in affioramento dai soli termini della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra di età burdigaliano-langhiana (da MUM_1 a MUM_3, compresi nelle biozone MNN3a - MNN5b) e che nell'Elemento Pietralunga affiorano i membri della Formazione Marnoso-Arencea Romagnola di età langhiano-serravalliana (Membri FMA_4, FMA_8, FMA_9 compresi dentro le biozone MNN5b-MNN7).

Nell'area posta ad Est del sovrascorrimento di M. Ranconuovo - M. S. Antonio l'assenza di precisi dati sulla stratigrafia dei depositi torbiditici presenti nel sottosuolo non consente di verificare, ma neanche di escludere, la presenza della successione torbiditica burdigaliano-langhiana al di sotto dei termini serravalliani dell'Elemento Pietralunga. Questa carenza di informazione sui dati del sottosuolo non permette in conclusione di definire il significato paleogeografico delle successioni stratigrafiche relative agli elementi tettonici sopra descritti.

Questi ultimi sono stati considerati in numerosi precedenti lavori (Ten Haaf & Van Wamel, 1979; De Feyter, 1982; De Feyter et al., 1991; Barchi et al., 1997) alla stregua di vere e proprie unità tettoniche, caratterizzate da successioni stratigrafiche sensibilmente differenti. Poichè le successioni dell'Elemento M. Nero e dell'Elemento Pietralunga erano ritenute, almeno in parte, tempo-equivalenti, le loro differenze relative venivano poste in relazione ad una diversa collocazione paleogeografica delle suddette successioni e/o ad una loro evoluzione tettonica più o meno precoce.

PROGETTO CARG

Come risulta dai precedenti paragrafi relativi alla stratigrafia delle successioni torbiditiche umbre e romagnole e dallo Schema Stratigrafico, i dati stratigrafici e biostratigrafici raccolti nell'ambito del progetto CARG-289 consentono di differenziare nettamente, dai punti di vista bio e crono-stratigrafico, le successioni dell'Elemento M. Nero da quelle dell'Elemento Pietralunga e di ritenerle fra loro non correlabili. In definitiva la successione dell'Elemento di M. Nero potrebbe essere presente in continuità stratigrafica alla base della successione dell'Elemento Pietralunga e non affiorare a causa della minore elevazione strutturale di quest'ultimo.

La perforazione del Pozzo M. Civitello, posto poco ad Ovest della struttura di Gubbio, sembra confermare tale ipotesi. Infatti esso ha attraversato oltre 700 m di Formazione Marnoso-Arenacea Umbra "pre Contessa", ossia un rilevante spessore di torbiditi poste presumibilmente al di sotto del Membro di Galeata (FMA_4) che potrebbe dunque corrispondere ad una successione MUM_1 - MUM_3 anche se di spessore condensato.

Questa interpretazione configura quindi, a livello dell'intervallo Burdigaliano-Langhiano inferiore, l'esistenza di un'unica ampia avanfossa umbro-romagnola, estesa trasversalmente almeno dall'area dell'attuale Lago Trasimeno fino all'allineamento Monti di Gubbio - M. Subasio.

4. - TETTONICA DEI DEPOSITI CONTINENTALI DEL BACINO ALTO TIBERINO

(A.V. Damiani in Collaborazione con A. Boscherini e A. Motti)

Nel corso del rilevamento geologico dei depositi continentali quaternari solo raramente, a causa delle condizioni di affioramento, sono stati osservati sul terreno e riportati in Carta piani di taglio. Essi presentano dislocazioni per lo più dirette, meno frequentemente inverse e, raramente, a prevalente componente orizzontale. Questi piani sono importanti perché le loro direzioni coincidono e confermano quelle delle faglie sepolte che interessano il sottostante substrato precontinentale, ipotizzato sulla base delle stratigrafie dei sondaggi numerosi, ma piuttosto superficiali (III, 2).

Nell'ambito dei piani di taglio osservati, di inclinazione prevalentemente compresa tra 65° e 85°, si sono distinti i seguenti gruppi con direzione:

a) N120°; b) N155°; c) N5° d) N100°; e) N80° f) N40°

Si tratta di piani di taglio attivi nel Quaternario. Soltanto in alcuni casi è stato possibile individuare i rapporti tra i gruppi dei piani di taglio. In particolare il gruppo d (N100°) appare talvolta dislocato dal gruppo a (N120°) che a sua volta è tagliato dal gruppo b (N155°).

PROGETTO CARG

5. - LA TETTONICA DISTENSIVA TARDIVA E SUO SIGNIFICATO REGIONALE IN RAPPORTO AI DATI DI SOTTOSUOLO

(F. Brozzetti)

In analogia con quanto si osserva alla scala dell'intera area pre-appenninica umbra, anche nell'area del Foglio 289 le strutture compressive sono dislocate da successivi sistemi di faglie normali. Fra queste le più importanti, per continuità longitudinale e rigetto, presentano direzione NW-SE, immersione orientale e si sviluppano nella parte occidentale del Foglio 289.

La più interna fra le faglie normali est-immergenti si sviluppa in direzione N135° lungo il versante orientale di M. Favalto e di Poggio dello Sbirro ove ribassa verso NE, con un rigetto di almeno 500 m, la parte frontale del relativo sovrascorrimento.

Spostandoci verso la depressione tettonica del F. Tevere, particolarmente evidente è la faglia di P. Felcino-P. Pianule, documentata per almeno 8 km fra la Valle del T. Cerfone e la Valle dell'Aggia.

Ad Est della finestra tettonica di Pian dei Meli, il ribassamento della cerniera e del fianco orientale dell'anticlinale di P. Sorbiglione - M. Civitella nonchè del relativo piano di accavallamento, suggeriscono una dislocazione di almeno 600 m.

Un'altra importante faglia normale appartenente al sistema Est-immergente è stata cartografata per circa 5 km in direzione NW-SE fra la bassa valle dello Scarzola ed il F. Ributio, essa si sviluppa ad Est della dorsale di M. Cedrone - P.gio Cadinieri ribassando la Formazione di Monte Santa Maria Tiberina (Buon Riposo - M. Arnato) rispetto alla Formazione Marnoso-Arenacea Umbra.

Fra le faglie antitetiche ad immersione occidentale le più importanti nell'area posta ad Ovest del F. Tevere sono la faglia di M. Veriano - Poggio Belvedere, la cui continuità si perde a Sud del T. Cerfone, la faglia di M. dei Sassi Bianchi - P.gio Sorbiglione che presumibilmente prosegue più a Sud (ad Ovest di S. Martin Pereto) e la faglia di Col di Fabbri - Pagaie. In tutti questi casi considerazioni stratigrafiche portano a ritenere che i rigetti associati non superino i 200 metri circa.

Il settore posto a Est del Tevere è caratterizzato da una inversione nella immersione delle deformazioni estensionali che sono infatti principalmente rappresentate da faglie ad alto angolo ad immersione occidentale.

Un primo allineamento, posto lungo il margine orientale della Valle del Tevere, è caratterizzato da almeno due faglie principali sub-parallele che realizzano complessivamente un rigetto di circa 700 m; queste strutture presentano direzione circa N140° fra la Valle dell'Afra e Colle Plinio e una direzione N100° a Est del Rio Valdimonte.

Una seconda struttura si sviluppa circa 3.5 km più a Est, fra Parnacciano e C.le Castellaccio; il suo prolungamento verso Nord e l'eventuale vicarianza con altre strutture sub-parallele non sono allo stato attuale ben documentati.

PROGETTO CARG

A Est del F. Tevere la sola faglia di una certa importanza immergente a NE si sviluppa a cavallo della Valle del T. Soara, fra le Terme di Fontecchio, il M. delle Gorgacce e il M. Sgariglio. In questo settore più meridionale essa ribassa il membro pelitico sommitale della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (Membro di Civitella - FMA_{9b}) rispetto alla parte alta del Membro di Galeata, con un rigetto di almeno 400 metri.

L'interpretazione della linea sismica CROP-3, che attraversa l'intera area del Foglio289 "Città di Castello" secondo una traiettoria circa SW-NE, consente di estrapolare in profondità le strutture rilevate in superficie e di inserirle in un contesto di scala regionale.

Il profilo CROP-3 fornisce innanzitutto una conferma delle geometrie dedotte in superficie e della gerarchia fra i vari *set* di strutture. Risulta infatti ben visibile la progressiva dislocazione dell'alloctono toscano lungo piani normali ad immersione orientale. Le stesse dislocazioni coinvolgono, a maggior profondità, pacchetti di riflettori riferibili alla successione carbonatica umbro-marchigiana (probabilmente il tetto delle Marne a Fucoidi e il tetto Anidriti di Burano).

Molto meno evidenti sono in tutta l'area posta ad Ovest del F. Tevere, le dislocazioni riferibili a faglie W-immergenti.

Oltre ad evidenziare le più importanti faglie presenti entro le aree di substrato, la linea sismica mette in evidenza almeno altre due faglie ad immersione orientale caratterizzate da un sensibile rigetto quaternario (rigetti variabili fra i 300 ed i 500 m):

- la più interna interseca la traccia della sezione poco ad Ovest di Monterchi e si dispone parallelamente al bordo del bacino tiberino per almeno 10 km;
- la seconda borda al piede i rilievi su cui sorge l'abitato di Citerna, sviluppandosi verso SE fino a Città di Castello.

Dall'interpretazione del profilo CROP-3 si evince inoltre che l'orizzonte di *detachmen*t del sistema di faglie ad immersione orientale coincide con un riflettore ad esse sintetico, corrispondente ad un piano di faglia avente un'inclinazione media di circa 30° e geometria di tipo *ramp-flat*. Questo piano può essere interpretato come la prosecuzione settentrionale di una importante struttura regionale, nota come "faglia altotiberina" (Barchi et al. 1995; Boncio et al., 1997), riconosciuta e ben vincolata in numerose altre linee sismiche commerciali nell'Umbria centro-occidentale, almeno fino alla terminazione settentrionale della catena martana.

Il rigetto complessivo di tale struttura, valutato integrando dati geologici di superficie e sismici, supera i 4.5 chilometri.

Nel settore ad Est della Valle del Tevere, la continuità del riflettore interpretato come "faglia altotiberina" in corrispondenza dell'intersezione con le faglie normali W-immergenti, suggerisce che queste ultime strutture rappresentino delle coniugate antitetiche della faglia principale e che siano confinate nel blocco di tetto della stessa.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - FOTOGEOLOGIA

(M. Cardinali)

Il capitolo descrive le metodologie e le tecniche utilizzate ed i risultati ottenuti da una indagine fotogeologica mirata alla produzione di una cartografia che riportasse gli elementi geologici riconoscibili attraverso la lettura di più voli di fotografie aeree.

L'obiettivo dell'indagine è stato quello di produrre una Carta Fotogeologica (fornita alla Regione dell'Umbria) che contenesse informazioni e dati complementari a quelli ricavati dalle osservazioni dirette in campagna, e che potesse essere utilizzata a supporto del rilevamento e per la preparazione della carta geologica finale a scala 1: 50.000.

L'indagine fotogeologica è stata condotta, anche se con un diverso grado di approfondimento, su tutto il territorio del Foglio 289 "Città di Castello".

1. - METODI E TECNICHE

La validità delle tecniche legate all'interpretazione delle immagini fotografiche applicate a studi nel campo geologico è ampiamente documentata nella letteratura nazionale ed internazionale (cfr. Ray, 1960; Allum, 1966; Amadesi, 1977; Rib & Liang, 1978; Mantovani & Marcolongo, 1992).

L'interpretazione delle immagini fotografiche (fotointerpretazione) è costituita dall'insieme delle procedure che consentono una sistematica analisi visiva, in tre dimensioni, di elementi sia di tipo fotografico che morfologico, che sono in stretta relazione con le caratteristiche del terreno. Un'attenta analisi di questi elementi consente di raccogliere informazioni di tipo morfometrico e morfologico (forma dei rilievi, andamento delle curvature e pendenze dei versanti, *pattern* del drenaggio) e di tipo geologico (caratteristiche litologiche dei corpi rocciosi, andamento della stratificazione, geometria delle pieghe e delle fratture). Anche l'analisi del *pattern* della vegetazione e dell'uso del suolo può fornire utili informazioni di carattere geologico e geomorfologico.

L'acquisizione dei dati fotogeologici è stata eseguita negli anni 1995-1998 presso il CNR-IRPI di Perugia, presso il quale sono disponibili fotografie aeree a diversa scala e stereoscopi con caratteristiche idonee alla realizzazione dello studio.

Per garantire omogeneità nell'interpretazione, per facilitare il confronto delle opinioni e per limitare i possibili errori, l'analisi delle fotografie aeree è stata effettuata contemporaneamente da due operatori: il fotointerprete ed il rilevatore di ciascuna Sezione. Per l'interpretazione è stato utilizzato uno stereoscopio a specchi a doppia visione, del tipo da discussione, con doppio ingrandimento, 1,5X e 4X.

Sono stati utilizzati tre diversi voli di fotografie aeree:

- a scala 1:33.000 circa, in bianco e nero del 1954-55 (volo GAI-IGMI), disponibile per l'intera area di studio;
- a scala 1:13.000 circa, a colori del 1977 (volo CGRA), per la porzione del Foglio che ricade nel territorio della Regione Umbria;
- a scala 1:13.000 circa, in bianco e nero del 1976 (volo EIRA), per la parte del Foglio che ricade nel territorio della Regione Toscana.

L'analisi delle fotografie aeree è avvenuta per fasi.

La prima fase è consistita nell'interpretazione preliminare dell'intero territorio del Foglio 289, utilizzando il volo GAI-IGMI. Durante questa fase sono state acquisite informazioni generali sulle relazioni tra la morfologia e le strutture geologiche presenti nell'area.

La seconda fase del lavoro è consistita in una interpretazione fotogeologica più dettagliata, utilizzando prevalentemente i voli a scala 1:13.000 ed è stata realizzata di pari passo con l'esecuzione del rilevamento di campagna. Il confronto tra i dati rilevati in campagna ed i dati fotogeologici ha permesso di studiare in dettaglio i rapporti esistenti tra le caratteristiche fotografiche e morfologiche identificabili nelle fotografie aeree e le strutture geologiche rilevate.

La terza fase, avvenuta a rilevamento di campagna quasi completato, è consistita in una revisione fotogeologica finalizzata alla verifica di situazioni geologiche locali più complesse o che necessitavano di indagini più approfondite.

PROGETTO CARG

2. - DATI FOTOGEOLOGICI

I dati fotogeologici, ricavati dalla lettura delle fotografie aeree, sono costituiti dall'insieme degli elementi fotografici e morfologici che sono in stretta relazione con le caratteristiche geologiche del terreno. I dati fotogeologici reperiti per il Foglio 289 sono stati raccolti in una Carta Fotogeologica a scala 1:10.000 che si è dimostrata valida sia a supporto del rilevamento di campagna che nella stesura della Carta Geologica finale a scala 1:50.000.

Nella Carta Fotogeologica sono state riportate informazioni relative:

- alla litologia delle unità litostratigrafiche affioranti e dei principali livelli guida;
- all'assetto giaciturale: direzione, immersione e inclinazione delle successioni stratificate;
- alle principali strutture tettoniche e lineamenti strutturali (pieghe e fratture);
- ai vari tipi di depositi di copertura (coltri detritiche e frane);
- alla localizzazione dei principali affioramenti del substrato roccioso.

2.1. - Litologia

L'analisi delle fotografie aeree consente di identificare un ammasso roccioso sulla base di diverse evidenze sia fotografiche che morfologiche, tra cui:

- i parametri fotografici dell'ammasso roccioso, quali tono e tessitura, in relazione a quelli delle rocce adiacenti;
- il *pattern* del drenaggio, della stratificazione e della fratturazione;
- la resistenza all'erosione dell'ammasso roccioso in relazione a quella delle rocce adiacenti;
- le forme del rilievo e l'aspetto della superficie topografica, facilmente osservabili in tre dimensioni;
- il tipo ed il *pattern* della copertura vegetale, in relazione alle caratteristiche delle rocce affioranti.

Le principali unità litologiche presenti nel Foglio 289 sono state caratterizzate in base all'insieme delle evidenze fotogeologiche descritte. L'analisi fotogeologica di dettaglio ha consentito anche di identificare numerosi orizzonti litologici o possibili livelli guida, e di tracciare con accuratezza il loro andamento.

In generale, gli strati più resistenti all'erosione tendono a formare zone rilevate (creste), mentre i livelli più erodibili tendono a formare avvallamenti (depressioni). Grazie all'esagerazione verticale del rilievo, caratteristica della visione stereoscopica, le creste e le depressioni sono più facilmente riconoscibili nelle fotografie aeree piuttosto che in campagna anche quando generano lievi ondulazioni topografiche di dimensioni inferiori al metro.

PROGETTO CARG

Molto evidenti sono risultati essere alcuni dei livelli guida più resistenti all'erosione, fra cui quelli che affiorano nel settore Nord orientale del Foglio, presso Cantone e Parnacciano, che appaiono in rilievo rispetto alle successioni confinanti. Anche gli orizzonti più erodibili, fra cui alcune intercalazioni marnose ed alcuni depositi da *slumping* di particolare spessore e sviluppo laterale, sono stati cartografati anche grazie alla loro espressione morfologica. Il livello a *slump* che affiora presso Lippiano, ad esempio, su fotografie aeree si segue in continuità per oltre 5 km di lunghezza.

L'identificazione dei livelli guida ha permesso al rilevatore di meglio pianificare la raccolta dei dati di campagna in modo da realizzare osservazioni dirette e campionamenti in corrispondenza degli elementi fotointerpretati.

2.2. - Assetto giaciturale

L'assetto giaciturale è stato ricavato attraverso l'identificazione della stratificazione dell'ammasso roccioso e la valutazione qualitativa della sua giacitura. Alla lettura delle fotografie aeree la stratificazione si manifesta principalmente con una caratteristica tessitura a bande, dai toni chiari e scuri, dovute:

- alla differente resistenza all'erosione dei diversi tipi litologici;
- alla presenza di concentrazioni di umidità in corrispondenza degli strati od delle intercalazioni di rocce meno permeabili, che tendono a formare bande dai toni più scuri;
- alla presenza di vegetazione che si estende allineata od a fasce, seguendo gli orizzonti sui quali cresce con maggior facilità.

Questa struttura a bande, a seconda delle caratteristiche litologiche delle rocce analizzate, può risultare più o meno regolare e fornisce normalmente indizi utili per la definizione e mappatura della geometria delle strutture geologiche e della loro continuità laterale.

In alcune aree l'identificazione degli assetti giaciturali è risultata semplice ed immediata. Nel settore centro orientale del Foglio 289, tra Vallurbana e Belvedere ad esempio, è chiaramente visibile, anche ad una osservazione non stereoscopica della fotografia aerea, una fitta alternanza di bande dai toni chiari e scuri che rappresentano gli affioramenti di una successione di strati di arenarie e marne di competenza variabile. Dove, invece, affiorano successioni più omogenee o coperte da vegetazione, solo un attento esame di tutti gli indicatori fotografici e morfologici ha consentito comunque di identificare la giacitura delle superfici di strato, anche se solo per tratti poco estesi.

I dati fotogeologici relativi all'andamento della stratificazione hanno permesso di estendere lateralmente le giaciture puntuali misurate in campagna, nelle zone dove questi dati risultavano più carenti o dove la loro acquisizione risultava particolarmente difficoltosa.

PROGETTO CARG

2.3 - Fratture

Gli elementi ad andamento lineare come i vari tipi di fratture e sovrascorrimenti presentano spesso chiare evidenze fotografiche e morfologiche. Gli indicatori fotografici tipici sono rappresentati da netti contrasti di tonalità ad andamento rettilineo lungo bande relativamente più scure. Gli indicatori morfologici caratteristici sono rappresentati da allineamenti di scarpate, da gradini morfologici o da depressioni a sviluppo lineare. Anche allineamenti che interrompono bruscamente le tracce della stratificazione o la continuità laterale dei vari livelli sono risultati importanti per l'identificazione delle fratture.

Particolarmente evidente all'analisi fotogeologica è il sovrascorrimento della Falda Toscana sulla successione umbra. Analisi più dettagliate hanno permesso di identificare i sovrascorrimenti minori che segmentano la Falda Toscana e la successione umbra. Evidenze morfologiche locali di tipo lineare e bruschi cambiamenti nella giacitura degli strati sono stati i principali indicatori fotogeologici utilizzati per la ricostruzione della geometria di queste strutture.

Di importanza regionale sono anche le numerose discontinuità tettoniche a direzione appenninica od antiappenninica, messe in evidenza non tanto da locali variazioni di giacitura degli strati, quanto da evidenti gradini morfologici che si seguono spesso con continuità laterale anche per lunghi tratti. Evidenze di questo tipo si riscontrano per la faglia diretta che si sviluppa in direzione NW-SE nel settore sudorientale del Foglio 289, presso M. delle Gorgacce - M. Sgariglio, caratterizzata anche da allineamenti dalle tonalità più scure, spesso corrispondenti a depressioni topografiche, ben visibili soprattutto nelle fotografie aeree in bianco e nero del 1954-55.

2.4. - Pieghe

L'indagine fotogeologica ha permesso di riconoscere e cartografare anche alcune strutture plicative, in prevalenza sinclinali, sia di grande che di piccola estensione. Le pieghe possono essere facilmente identificate nelle fotografie aeree quando una successione di strati di cui si segue con continuità lo sviluppo laterale modifica con regolarità la propria giacitura. In certi casi è anche possibile cartografare con buona approssimazione la traccia del piano assiale.

Nell'area studiata la principale struttura plicativa riconoscibile anche da fotografia aerea è la sinclinale del Poggio della Lupa - M. Giove che si estende nella parte settentrionale del Foglio, in direzione Nord-Sud per oltre 6 km. Si tratta di una sinclinale asimmetrica, il cui fianco occidentale sub-verticale è ben evidenziato dalle tracce rettilinee degli strati, mentre quello orientale, più ampio e meno inclinato, è identificabile dall'andamento più sinuoso delle tracce della

PROGETTO CARG

stratificazione. La graduale rotazione della stratificazione consente di individuare la terminazione periclinale della struttura e di definire la traccia del piano assiale.

Un secondo esempio di struttura plicativa molto evidente è la sinclinale di M. Urbano - C. Marioli che si sviluppa nei depositi continentali Pleistocenici, nella parte meridionale del Foglio in direzione circa NS. Questa struttura si segue con continuità per un tratto di oltre 3 km ed è chiaramente evidente dalla morfologia dei suoi rilievi e dall'andamento della stratificazione. La geometria della sinclinale sembra essere interrotta a Nord, in corrispondenza della Valle del Torrente Soara, e trasferita ad Est presso Bisacchi-Meltina.

L'analisi fotogeologica di dettaglio ha permesso anche di riconoscere alcune strutture plicative minori, fra cui le sinclinali ad andamento appenninico presenti nel settore orientale del Foglio 289 al *footwall* dei fronti di accavallamento.

2.5. - Coltri detritiche

Particolare attenzione è stata dedicata all'identificazione delle coltri detritiche che in più luoghi coprono interi versanti.

Le coperture detritiche sono identificabili da fotografie aeree da una serie di elementi fotografici e morfologici caratteristici. Generalmente assumono una tonalità più scura dei litotipi adiacenti ed una tessitura di tipo puntiforme ed irregolare. Le coltri detritiche sono più abbondanti in corrispondenza di locali concavità del versante, lungo gli impluvi od in prossimità di faglie. Inoltre, la presenza delle coperture viene messa in risalto dal mascheramento della stratificazione che ne interrompe localmente la continuità laterale.

L'osservazione simultanea di tutti questi elementi ha permesso di individuare e tracciare con dettaglio i confini delle coltri detritiche. Questa operazione di mappatura è spesso più agevole dalle fotografie aeree che dalle osservazioni di campagna.

2.6. - Frane

La Guida al Rilevamento della nuova cartografia geologica considera i depositi di frana come dei litosomi e specifica che essi "...devono essere cartografati come tutti gli altri sedimenti continentali...." (Pasquarè et al., 1992). In letteratura sono numerosi gli esempi che dimostrano l'utilità e l'efficacia delle tecniche di fotointerpretazione per cartografare i dissesti, a scale e con gradi di dettaglio anche molto differenti (Rib & Liang, 1978; Hansen, 1984; Brabb., 1985; Guzzetti & Cardinali, 1989; Cardinali et al., 1990; Antonini et al., 1993; Cardinali et al., 2001).

PROGETTO CARG

L'analisi fotogeologica è stata quindi finalizzata anche alla mappatura dei movimenti franosi, sia profondi che superficiali, in tutta l'area del Foglio 289. Dei dissesti individuati attraverso l'analisi delle fotografie aeree, i rilevatori hanno realizzato una selezione compatibile con le osservazioni di campagna e con la produzione della cartografia a scala 1:50.000. E' risultato così che, per le aree di affioramento delle successioni umbra e toscana la gran parte dei movimenti franosi individuati attraverso l'interpretazione delle fotografie aeree è stata confermata dai rilevatori e trasferita tal quale nella Carta Geologica. Per le aree di affioramento dei depositi Pleistocenici, invece, solo una minima parte dei dissesti riconosciuti dalla lettura delle fotografie aeree compare nella Carta Geologica a scala 1:50.000. Ciò è dovuto alla disparità fra le valutazioni dei rilevatori di campagna e dei fotointerpreti.

Nell'area studiata le frane superficiali sono in genere di limitata dimensione e coinvolgono la coltre detritica di alterazione per pochi metri di spessore. I movimenti franosi profondi risultano essere, invece, di grandi dimensioni (in media > 0.5 km^2), ed interessano volumi consistenti di materiale, anche modificando in modo significativo la morfologia e la struttura geologica locale. L'abbondanza dei movimenti franosi profondi è maggiore nelle aree deformate da sovrascorrimenti o interessate da faglie, e più in generale nei versanti con giacitura a franapoggio o traversopoggio. Alcuni esempi di movimenti franosi profondi sono le frane del M. Fontanella* e del M. dei Sassi Bianchi* nella Valle del T. Cerfone, del Poggio Pianule, Marcignano* e Siciliano* nella Valle del T. Aggia, la frana del Colle di Raso nel T. Ventola e quelle che si sviluppano in sinistra idrografica del Rio di Valdiponte.

Una citazione particolare merita il versante a Sud-Ovest di M. Farneto*, a Nord di San Sepolcro, dove l'esame delle fotografie evidenzia un esteso e complesso movimento franoso di oltre 4 km^2, già segnalato in precedenti cartografie a piccola scala (ANTONINI et al., 1993; CARDINALI et al.,2001). In effetti l'area presenta molti elementi morfologici caratteristici di versanti interessati da movimenti franosi di grandi dimensioni. La forma concavo-convessa del versante, evidente anche là dove è profondamente modellata da incisioni, la presenza di un'ampia scarpata che si segue lungo il crinale da C. Monte Vicchi in direzione Sud-Est per oltre 2 chilometri, e di numerose gradonature e contropendenze, sono alcune delle caratteristiche morfologiche del dissesto. Analoghe evidenze morfologiche tipiche di estesi movimenti franosi, più ampi di quelli evidenziati dalle osservazioni di campagna, si sono riscontrate lungo i versanti a Nord-Est di M. Arnato* ed a Sud-Est di Poggio Cadinieri*, lungo il contatto stratigrafico tra le Unità della Successione di M. Santa Maria Tiberina e quelle Pleistoceniche.

E' infine importante ricordare che nella carta fotogeologica a scala 1:10.000 le

PROGETTO CARG

frane sono state mappate distinguendo l'area di scarpata, da quella dell'accumulo. Nella Carta Geologica finale a scala 1:50.000, invece, sono rappresentati solo gli accumuli di frana, come previsto dalla Guida al Rilevamento (PASQUARÈ et al., 1992) e quindi senza nessuna indicazione relativa alla presenza ed alla estensione dell'area di scarpata. Di ciò dovrà tenersi conto in ogni utilizzo applicativo della carta geologica di base a scala 1:50.000.

**Nota dei Responsabili di Progetto. Le frane indicate nel testo con asterisco, nel Foglio geologico sono state cartografate come "depositi eluvio-colluviali", nel rispetto di quanto indicato dal Coordinatore Scientifico per l'omonimo Foglio geomorfologico, e al fine di avere una banca dati omogenea. (Vedi Cap. I - Introduzione).*
Riteniamo tuttavia doveroso considerare ambedue le interpretazioni e suggerire un controllo strumentale degli eventuali movimenti dei depositi, qualora sugli stessi e nelle aree attigue risulti necessario avviare una qualunque attività antropica o mettere in atto azioni di controllo della pericolosità da frana.

2.7. - AFFIORAMENTI

L'ultimo dato emerso dall'analisi fotogeologica è stato quello relativo all'identificazione delle aree di affioramento, ovvero delle porzioni di territorio nelle quali si osserva l'esposizione del substrato.

Molto efficaci a questo scopo si sono rivelate le fotografie aeree in bianco e nero del 1954-55, nelle quali le aree vegetate appaiono molto spesso meno sviluppate e più diradate, al punto da lasciare intravedere l'esposizione del substrato. L'indicazione di questi affioramenti, sia puntuali che areali, si è rivelata di grande utilità per la pianificazione e la realizzazione del rilevamento di campagna.

PROGETTO CARG

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(A. Boscherini, R. Checcucci, A. Motti & F. Ponziani)

PROGETTO CARG

Lo studio dei materiali di colmamento dell'Alta Valle del Tevere, a partire dalla diga di Montedoglio fino a Sud di Città di Castello, all'altezza di Santa Lucia, è avvenuto anche attraverso l'analisi e l'interpretazione di numerosi dati derivanti da prove *in situ* e perforazioni eseguite a vario titolo nel territorio.

La raccolta dei dati, svoltasi prevalentemente presso le pubbliche amministrazioni, è stata effettuata attraverso una analisi critica del materiale che ha permesso una classificazione tipologica sulla natura ed attendibilità degli stessi.

I dati sono stati raggruppati in tre categorie rispettivamente riferite a sondaggi (sigla S), stratigrafie ricostruite (sigla R) e prove penetrometriche (sigla P).

Per ogni categoria sono state predisposte classi di profondità tra 0 e 5 m, tra 5 m e 10 m, 10 m e 30 m e oltre 30 m.

Per l'organizzazione dell'archivio magnetico ad ogni perforazione è stata associata una sigla alfanumerica composta da lettere, indicanti il rilevatore e la tipologia, e da cifre indicanti rispettivamente il numero della Sezione della Carta Tecnica Regionale e il numero d'ordine (Es. GES10001 - Giorgio Ermini (GE), sondaggio (S), Sezione della Carta Tecnica (10), numero d'ordine (001).

Tutte le perforazioni, eseguite a vario titolo, sono state ubicate sulla Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000.

L'archivio contiene circa 700 *files*, uno per ogni perforazione.

Pochi sondaggi hanno raggiunto profondità maggiori di 30 m e pochissimi più di 100 m.

La massima perforazione, eseguita per approvvigionamento idrico, ad Est di Fighille, ha raggiunto la profondità di 140 m, senza incontrare il substrato litoide, inteso come unità litostratigrafiche di ambiente marino.

Nei sondaggi più profondi sono stati raggiunti i depositi del Sintema di Fighille nella fascia ad Est-Nord-Est della dorsale di Anghiari.

Qui le correlazioni stratigrafiche, seppur scarse, lascerebbero supporre l'esistenza di faglie distensive orientate NNW-SSE.

Nella zona a NE della pianura all'altezza di San Sepolcro, le stratigrafie disponibili hanno permesso di appurare, nelle fasce pedemontane, l'esistenza del substrato torbiditico a basse profondità, sull'ordine dei 10-20 m dal piano di campagna.

La correlazione dei dati dei sondaggi, ha avuto inoltre notevole importanza nell'individuazione del tetto del Subsintema di Selci-Lama.

I numerosissimi sondaggi e prove penetrometriche di bassa e bassissima profondità hanno invece facilitato l'interpretazione e l'individuazione del litotipo più superficiale della piana, che sembra prevalentemente costituito di materiali limo-argillosi, tipici di depositi da esondazione, di spessore limitato, mediamente sui due metri, sovrapposto a materiali più grossolani in prevalenza ghiaioso-sabbiosi, tipici di un ambiente di sedimentazione francamente fluviale.

Le caratteristiche geotecniche dei depositi continentali di cui si ha disponibilità di dati, sono indicate di seguito per tipologie di proprietà e per gli intervalli di valori più significativi.

PROGETTO CARG

Sintema di Fighille

(Prove eseguite su materiali simili in diverse aree di affioramento)

I - Componente a prevalenza argillosa:

a) proprietà fisiche:

peso di volume	1,9-2,1 g/cm^3 o t/m^3
ind. Plasticità	17- 37
% argilla	57%
% limo	41%
% sabbia	2%
% ghiaia	—

b) proprietà meccaniche:

coesione non drenata	120 - 210 kPa
coesione drenata	15 - 30 kPa
angolo di resistenza al taglio	20° - 28°
angolo d'attrito residuo	22° (dato singolo)

c) proprietà meccaniche dei litotipi alterati superficialmente anche dalle pratiche agricole:

coesione drenata	10 - 20 kPa
angolo di resistenza al taglio	18° - 22°
angolo d'attrito residuo	14° (dato singolo)

II - Componente a prevalenza limo-sabbiosa:

a) proprietà fisiche:

peso di volume	1,95 - 2,1 g/cm^3 o t/m^3
indice di plasticità	23 (unico dato a disposizione)

b) proprietà meccaniche:

coesione drenata	10 kPa
angolo di resistenza al taglio	20° - 28°
angolo d'attrito residuo	13° - 21°

Alluvioni terrazzate

peso di volume	1,9 g/cm^3
indice di plasticità (componente fina)	14 - 19
coesione non drenata (componente fina)	80 - 90 kPa

Alluvioni recenti

I - Componente prevalentemente limo-argillosa:

peso di volume	1,9 t/m^3
coesione drenata	8 - 10 kPa
angolo di resistenza al taglio	29° - 31°

II - Componente prevalentemente sabbiosa-limosa:

peso di volume	1,85 - 1,95 t/m^3
coesione drenata	0 - 5 kPa
angolo di resistenza al taglio	3° - 40°

PROGETTO CARG

I sedimenti d'alveo del F. Tevere nei tratti compresi tra la Diga di Montedoglio e S. Lucia hanno un diametro medio che varia tra 37,95 mm e 52,87 mm (REGIONE TOSCANA, REGIONE UMBRIA et al., 1991 - Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del F. Tevere conseguenti all'esercizio dell'invaso di Montedoglio).

1. - DATI ACQUISITI NELLO STUDIO GEOTECNICO PER MICROZONAZIONE SISMICA.

Nell'ambito degli studi che la Regione dell'Umbria ha effettuato con il "Progetto per le realizzazione di una zonazione territoriale della pericolosità sismica locale - Area campione: Alta Valle del Tevere", sono state eseguite, indagini geologico-tecniche che hanno visto l'esecuzione di sondaggi, prospezioni sismiche, prove in sito e in laboratorio. Sono state inoltre installate una serie di stazioni digitali per l'acquisizione dei dati sismometrici sia accelerometrici che velocimetrici. Obiettivo del progetto era quello di pervenire, attraverso la definizione del moto sismico di riferimento e l'analisi degli effetti di sito, ad una zonazione del territorio in cui siano definite le aree omogenee sotto il profilo della risposta sismica locale.

Nela campagna geognostica sono stati realizzati 27 sondaggi, 40 prove penetrometriche dinamiche e statiche, prove sismiche in foro (*Down-Hole* e *Cross-Hole*), profili di sismica a rifrazione e prove di laboratorio sia statiche che dinamiche. Le indagini condotte hanno permesso di caratterizzare con maggiore dettaglio la situazione litostratigrafica e le caratteristiche geotecniche dei depositi presenti nell'area del centro abitato di Città di Castello. In particolare sono stati realizzati due sondaggi profondi ad 80 e 180 m dei quali il primo è stato eseguito a carotaggio continuo, con il prelievo di campioni per il laboratorio e l'esecuzione di prove penetrometriche S.P.T., mentre il secondo è stato perforato a distruzione di nucleo per verificare la profondità del substrato torbiditico intercettato a 140 m dal piano di campagna. Quest'ultimo ha fornito la seguente stratigrafia: 10 m di depoisiti alluvionali recenti; 130 m di argille limose grigie e 40 m di depositi torbiditici oligo-miocenici.

I principali risultati provenienti da queste indagini hanno portato ad una caratterizzazione di maggior dettaglio della situazione geologica relativamente alla natura, geometria e proprietà fisico-meccaniche dei depositi continentali quaternari.

I depositi alluvionali presentano uno spessore massimo intorno ai 30 m nella zona industriale Nord di Città di Castello, mentre risultano mediamente inferiori

PROGETTO CARG

ai 10 m all'altezza del centro storico. Per quel che concerne le caratteriste geotecniche medie di tali depositi si sono registrati valori della resistenza di punta relative alle prove penetrometriche statiche tra 2000-4000 kPa, per le sequenze argillose, e mediamente tra 9000 e 15000 kPa per i livelli sabbiosi e ghiaiosi. I valori delle prove S.P.T. eseguite risultano piuttosto dispersi; è possibile comunque identificare dei trend di crescita con la profondità.

I risultati delle indagini *down-hole* e *cross-hole* identificano valori delle velocità delle onde di taglio Vs, e quindi della rigidezza dei materiali, crescenti con la profondità ma in maniera diversa in funzione della granulometria. In particolare i materiali a grana grossa mostrano valori relativamente più elevati. L'aumento delle Vs è più marcato nei primi 15 m di profondità e con un trend più regolare a profondità superiori, ma complessivamente la dispersione dei valori è anche in questo caso piuttosto accentuata.

Alla base dei depositi alluvionali sono presenti i depositi del Sintema di Fighille, con la presenza prevalente della sequenza delle argille limose grigie. Per tali depositi sono stati rilevati valori della coesione in condizioni non drenate superiori ai 100-150 kPa e valori della resistenza di punta, delle prove penetrometriche statiche, intorno ai 3000-4000 kPa. Per gli intervalli di natura granulare, sempre in presenza di una matrice limo-argillosa addensata, il numero di colpi delle prove S. P. T. risulta superiore ai 50-60 colpi per gli ultimi 30 cm di infissione del campionatore *standard*.

I valori di rigidezza rilevati dalle misure Vs nelle verticali esplorate, fino a profondità di circa 50m, mostrano elevata dispersione e l'assenza di un chiaro trend di crescita con la profondità. I valori di Vs misurati sono mediamente non elevati, intorno a 400 m/s.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VII - ATTIVITA' ESTRATTIVE

(A. Motti)

Nell'area del Foglio 289 "Città di Castello" sono state aperte cave, ora più o meno attive nei seguenti litotipi:

- ghiaie delle alluvioni attuali e recenti ai lati del F. Tevere a valle della diga di Montedoglio;
- conglomerati poligenici del Subsintema di M. Rotondo a Pincardino, ex cava di Belladanza tuttora utilizzata come discarica di rifiuti solidi urbani e assimilati (a SudEst di Città di Castello) ed a Turicchi (a Nord-Est di Anghiari), a Le Pietre (Ovest di Citerna) la cava è stata ritombata con materiali di risulta a granulometria fine;
- ghiaie e brecce del Sintema di Selci Lama a sud di Selci Lama ed a Riosecco (Nord di Città di Castello);
- argille limose del Sintema di Fighille a Fighille ed a Case Nuove (nei pressi di Pistrino) ex cava a fossa ritombata con materiali di risulta a grana fine;
- calcareniti costituenti i principali livelli guida dei depositi torbiditici.

I suddetti litotipi sono stati utilizzati principalmente per la costruzione di varie tipologie di rilevati nel caso dei litotipi ghiaiosi e ghiaio-sabbiosi, per la costruzione di scogliere fluviali e subordinatamente come pietra da costruzione nel caso delle calcareniti e per la produzione di laterizi e ceramiche nel caso dei litotipi argillosi.

Da ricordare che negli anni 1920-1940 erano presenti attività estrattive di

lignite posizionate lungo il limite tra i depositi argillosi continentali ed i depositi torbiditici marini. Tali attività che coltivavano i banchi di lignite in miniera risultano ancora oggi individuabili per toponimi, per scavi di varie dimensioni e per riporti in località Brighigna (a Sud-Est di Citerna) ed in località Miniera (a Sud-Ovest di Gioiello). In località Brighigna è stato coltivato un banco di lignite conforme alla stratificazione immergente ad OSO, con inclinazione di circa 10°-15°; l'imbocco della vecchia miniera si trovava 200 metri circa a NE di Brighigna ed ancora oggi, a valle di esso, dove il materiale veniva accumulato, si osserva un suolo la cui composizione risulta modificata dalla dispersione dei materiali estratti.

PROGETTO CARG

VIII - SISMICITA' STORICA

(A. Motti - F. Ponziani)

L'alta Valtiberina, come risulta dai dati sottoriportati, è stata storicamente colpita da terremoti distruttivi:

Anno	*Località*	*Intensità M.C.S.*
1270	S. Sepolcro	7.5
1352	Monterchi	9.0
1358	S. Sepolcro	6.5
1389	Bocca Serriola	9.0
1458	Città di Castello	9.0
1489	S. Sepolcro	7.0
1694	S. Sepolcro	7.0
1789	Città di Castello	9.0
1865	Città di Castello	7.0
1892	Fraccano	7.0
1897	Pietralunga	7.5
1917	Citerna	9.5
1948	S. Sepolcro	7.5

Tra gli anni 1993 e 1999 la Rete Sismica Locale dell'Umbria ha registrato nell'area dell'alta Valtiberina circa 190 scosse sismiche con magnitudo medie Richter di 2.5 e profondità ipocentrali intorno ai 7 chilometri.

PROGETTO CARG

Nel periodo che va dal 27 Settembre al 24 Ottobre 1997, durante la crisi sismica iniziata il 26 Settembre del 1997 con zona epicentrale nei pressi di Colfiorito, si sono registrate circa 50 scosse sismiche in alta Valtiberina con massima magnitudo Richter ML di 4. 2 e profondità ipocentrali principalmente intorno ai 7 chilometri e secondariamente intorno ai 12 chilometri.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IX - IDROGEOLOGIA

(R. Checcucci)

L'assetto idrogeologico dell'area del Foglio 289 è caratterizzato dalla presenza di un importante sistema acquifero, che si estende dalla stretta di Montedoglio fino a Città di Castello e si sviluppa prevalentemente con direzione NW-SE, costituito principalmente dal bacino dei depositi alluvionali quaternari dell'Alta Valle del Tevere. Al bordo di tale bacino sono presenti i depositi continentali pleistocenici, le successioni torbiditiche e le ofioliti dei M. Rognosi, che hanno una scarsa rilevanza in termini di circolazione idrica sotterranea in quanto sede di acquiferi di ridotta potenzialità, dei quali verrà redatta una breve descrizione delle caratteristiche idrogeologiche.

1. - L'ACQUIFERO ALLUVIONALE DELL'ALTA VALLE DEL TEVERE

Indagini geofisiche e dati di perforazioni hanno permesso di ricostruire la geometria e le caratteristiche litologiche di tale sistema acquifero definendone la base, che è costituita dalle sequenze a bassa permeabilità delle unità pleistoceniche, ed evidenziando le aree caratterizzate da maggiori potenzialità della risorsa idrica. Gli spessori maggiori dell'acquifero, superiori ai 100 m, sono stati individuati nella fascia centro meridionale dell'area ed in corrispondenza del

T. Lama ed in parte del T. Afra. Negli altri settori orientali del bacino e nel bordo occidentale dello stesso i depositi ghiaioso-sabbiosi sono ridotti e al restringersi della valle, nella zona meridionale all'altezza di Città di Castello, il complesso alluvionale risulta avere spessori di poche decine di metri.

I dati piezometrici raccolti in diverse campagne di misura evidenziano che gli assi di drenaggio principali corrispondono, nella parte settentrionale, ad un probabile paleoalveo, ubicato in destra idrografica all'attuale F. Tevere, mentre, nel settore centro meridionale, coincidono con l'attuale corso del F. Tevere e con quello del T. Cerfone. Le oscillazioni piezometriche stagionali variano da un minimo inferiore al metro ad un massimo intorno ai 10 m. In destra idrografica del F. Tevere le oscillazioni della falda sono in genere molto ridotte, più accentuate sono invece in sinistra del fiume, la massima escursione piezometrica viene raggiunta in corrispondenza del T. Lama.

Per quel che concerne i rapporti falda-fiume si rileva come il F. Tevere eserciti un ruolo principale di alimentazione della falda nel tratto fino all'altezza di Sansepolcro, mentre più a Sud il rapporto risulta invertito; sulla base dei dati rilevati si è stimata un'alimentazione media annua del fiume verso la falda di 25 milioni di m^3. Valutazioni sui prelievi di acque sotterranee dal bacino alluvionale, effettuate nei primi anni 90, indicano in 20 milioni di m^3/anno l'aliquota complessiva degli stessi dei quali circa 6 milioni per l'utilizzo idropotabile.

L'insieme delle informazioni raccolte inducono a considerare il sistema acquifero nel suo insieme come un monostrato freatico, con trasmissività compresa tra 100 e 1000 cm^2/s ed una porosità efficace media del 10%, solo localmente coperture argillose permettono la formazione di falde in pressione.

Le acque presentano un carattere idrochimico omogeneo di tipo bicarbonato-alcalino-terroso e testimoniano l'importante alimentazione della falda sia dal F. Tevere, sia dalle principali conoidi laterali. La risorsa non presenta particolari indici di inquinamento tranne alcuni casi di contaminazione da nitrati, mentre situazioni legate ad elevate concentrazione di nitriti, ammoniaca, solfati, magnesio, sono per lo più collegabili a naturali caratteristiche locali dell'acquifero.

Studi effettuati sulla vulnerabilità dell'acquifero dell'Alta Valle del F. Tevere, nell'ambito dei progetti del C.N.R-G.N.D.C.I, hanno riconosciuto una vulnerabilità da media ad elevata per tale sistema, per l'assenza in gran parte dell'area di una consistente coltre di depositi superficiali a basso grado di permeabilità, e di una significativa sensibilità dell'acquifero ad essere interessato da sostanze contaminanti idroveicolate in falda direttamente dal F. Tevere.

PROGETTO CARG

2. - I DEPOSITI CONTINENTALI PLEISTOCENICI

Questi depositi che sono costituiti da sabbie e conglomerati in una matrice generalmente limoso-sabbiosa, con alla base una potente sequenza di argille limose, hanno una permeabilità medio-bassa che diventa praticamente nulla per i depositi prevalentemente argillosi. La produttività dei pozzi realizzati in tali sequenze è molto ridotta e sono rare le sorgenti che hanno comunque portate minime e per lo più a carattere stagionale.

Come precedentemente accennato i depositi continentali pleistocenici ed in particolare le argille grigie del Sintema di Fighille costituiscono il substrato impermeabile dell'acquifero alluvionale dell'Alta Valle del F. Tevere.

3. - LE SUCCESSIONI TORBIDITICHE

In tale termine sono ricomprese la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra e Romagnola, la Formazione di Monte S. Maria Tiberina e le successioni torbiditiche della Falda Toscana. La presenza in queste successioni di consistenti sequenze torbiditiche, costituite da potenti banchi di arenarie e di calcareniti, con intercalazioni di marne permette l'instaurarsi di una circolazione idrica sotterranea in un sistema acquifero di tipo compartimentato sia per la presenza delle intercalazioni marnose-argillose, sia per il ruolo svolto dai contatti tettonici che possono interrompere la continuità laterale dei vari livelli acquiferi.

Quando lo sviluppo areale delle sequenze permeabili è rilevante può risultare significativa in queste successioni l'aliquota di infiltrazione efficace, che sostiene il flusso di base dei corsi d'acqua drenanti tali strutture, e permette l'instaurarsi di una circolazione idrica sotterranea che può risultare importante per l'approvvigionamento idrico di tipo locale.

Nelle aree di affioramento di queste successioni sono presenti poche sorgenti e con portata inferiore a 1 l/s, talora si rinvengono emergenze sulfuree, delle quali la più nota è quella dei Bagni di Fontecchio, collegabili per lo più a fasi gassose (CO_2 e H_2S prevalenti) provenienti probabilmente da sacche metanifere presenti all'interno delle sequenze torbiditiche.

4. - LE OFIOLITI DEI MONTI ROGNOSI

La permeabilità dei termini della serie ofiolitica, che si presenta intensamente tettonizzata e alterata, dipende essenzialmente dal grado di fratturazione e dai processi di argillificazione ma risulta generalmente ridotta. La fatturazione può favorire l'instaurarsi di una circolazione idrica che risulta comunque solo di interesse locale e di scarsa importanza.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

X - BIBLIOGRAFIA

GEOLOGIA

AA. VV. (1980) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale*. S.E.L.C.A. - Firenze

ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970) - *Olistostromes and olistoliths* In: SESTINI G. (Ed.) "Development of the Northern Apennines Geosyncline". Sed. Geol., **4** (3-4), 521 - 557.

ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust*. In: ROCCI (Ed.) "Tethyan ophiolites". Ofioliti, Spec. Issue **1**, 59 - 96.

ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino - Cervarola o Modino e Cervarola ?*. Mem Soc. Geol. It., **39** (1987), 1 - 17.

ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (2), 115 - 126.

ABBATE E., BORTOLOTTI V. & SAGRI M. (1981) - *An approach to olistostromes interpretation* ; In: F. RICCI LUCCHI (Ed.) "Excursion guidebook". I.A.S. 2nd Eur. Reg. Meet. Bologna, 165 -185.

ACHILLI V., ARCA S., BALDI P., CHIGGIO R., LANDUZZI A., MARABINI S., MULARGIA F., TINTI S. & VAI G.B. (1990*). Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*. Boll. Geod. Sc. aff., **49** (4), 319 - 361.

AIRAGHI C. (1905) - *Echinodermi miocenici dei dintorni di S. Maria Tiberina (Umbria)*. Atti R. Acc. delle Sc. di Torino. **40** (1), 43 - 54.

ALBERTI A. (1950) - *Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini umbro-marchigiano ed abruzzese).* Boll. Serv. Geol. d'It., **72** (1), 101 - 110.

AMADESI E. (1962) - *I terreni caotici delle medie vallate del Torrente Conca e del Fiume Foglia*. Giorn. Geol. **30**, 234 - 249.

AMATO A., CIMINI G.B. & ALESSANDRINI B. (1991) - *Struttura del sistema Litosfera-Astenosfera nell'Appennino Settentrionale da dati di tomografia sismica*. Studi Geol. Cam. Vol. Spec. (**1991/1**), 83 - 90.

AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (**1991/1**), 75 - 82.

AMOROSI A. (1987) - *Analisi delle relazioni stratigrafiche tra la "Marnoso-Arenacea" e le "Marne di Verghereto" nella sinclinale di S. Pietro in Bagno (Appennino forlivese).* Giorn. Geol. **49** (2), 103 - 110.

AMOROSI A., COCCIONI R. & TATEO F. (1994) - *The volcanoclastic bodies in lower Miocene Bisciaro Formation (Umbria-Marche Apennines, Central Italy).* Giorn. Geol., Ser. 3, 56 (1), 33 - 46.

ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1992) - *Dati di pozzi profondi dell'Appennino settentrionale*. In. 76a Riunione Estiva S.G.I. "L'Appennino Settentrionale", Riassunti. 191 pp.

ANGELI A. & VEGGIANI A. (1964) - *Note su un rilevamento geologico tra Sarsina e Mercato Saraceno*. Quad. Studi Rom., **1**, 5 - 14.

ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DINI A., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1983) - *Petrografia delle torbiditi carbonatiche tra Mercatello sul Metauro (Pesaro) e Gubbio (Perugia).* Giorn. Geol. **45**, 101- 126.

BALDACCI F., CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., MECCHERI M. & PLESI G. (1994) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali lungo la trasversale Alpi Apuane-Appennino reggiano-modenese*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (**1992/2**) Appendice, 31-49.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6** (2), 213 - 244.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections end seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1), 257 - 310.

BARCHI M. R., MAGNANI M. B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1995) - *Osservazioni geofisiche sul basamento della regione umbro marchigiana*. Atti GNGTS 14th conference, **2**, 709-720.

BASOLI R. (1991) - *Provenance of clastic sediments in the Miocene Bismantova Formation (Modena Apennines).* Giorn. Geol., **53** (2), 235 - 244.

BELLON H. & BROUSSE H. (1977) - *Le magmatisme pèrimèditerranèen occidental*: *Essai de Synthèse*. Bull. Soc. Gèol. de France., **19**, 469 - 480.

BENINI A. & FARABEGOLI E. (1991) - *Tettonica trasversale nell'Appennino forlivese. La linea del Bidente*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 245 - 255.

BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1991) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia (Alto Appennino forlivese).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 231 - 243.

BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R.(1987a) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1), 1 - 17.

BETTELLI G., BONAZZI U., & PANINI F. (1987c) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 91 - 125.

BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I mèlanges dell'Appennino Settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 187 - 214.

PROGETTO CARG

BETTELLI G. & PANINI F. (1991) - *Liguridi, mèlanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale, Province di Firenze e Bologna).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 387 - 415.

BINI C. (1977) - Le pietre verdi dell'Alta Valle del Tevere. "L'Universo", **54** (4), 761 - 782.

BINI C., FARAONE D. & GIAQUINTO S. (1974) -*Indagini petrografiche e chimiche su ofioliti della Toscana. Nta I: il complesso dei M. Rognosi (Arezzo).* Period. di Min., **43** (3), 691 - 654.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennines: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic neogenic quaternary deformation.* Boll. Soc. Geol. It., **102** (4), 581 - 592.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol. **48** (1-2), 227 - 233.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990a) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**, 3 - 14.

BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990b) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. **77**, 41 - 50.

BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359 - 373.

BONCIO P., BROZZETTI F., PONZIANI F., BARCHI M.R., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1998): *Seismicity and extensional tectonics in the northern umbria-marchean Apennines*. Mem Soc. Geol. It., **52**, 539-555.

BORTOLOTTI V. (1961) - *Sui rapporti ofioliti-alberese fra Pieve S. Stefano e Borgo Sansepolcro* (Arezzo). Boll. Soc. Geol. It., **80** (3), 269 - 273.

BORTOLOTTI V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It. **81** (2), 225 - 314.

BORTOLOTTI V. (1962b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo).* Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 257 - 306.

BORTOLOTTI V. (1962c) - *Sulla giacitura della serie ofiolitifera dei M. Rognosi (Arezzo).* Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 313 - 322.

BORTOLOTTI V. (1963) - *Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra*. Boll. Soc. Geol. It., 82 (2), 151 - 166.0

BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4), 155 - 190.

BORTOLOTTI V. (1992) - *"Appennino Tosco-Emiliano"*. Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA Milano, **4**, 331 pp.

BORTOLOTTI V. & FARAONE (1980) - *Reworked ophiolitesin the Eocene Flysch of the upper Tiber Valley*. In G.L.O.M. - VIth Ophiolite Field Conference Italy - Field Exursion Guidebook.

BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The Miogeosynclinal sequences*. In: Development of the Northern Apennines geosyncline. Sed. Geol., 4 (3/4).

BOSCHERINI A., NOCCHI M. & PIALLI G. (1982) - *Geologia della Riva Etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat. Soc. Naz. Sc. e Lett. Napoli,. **48** (4), 409 - 438.

PROGETTO CARG

BOTTI F., PALANDRI S & PLESI G. (submitted) - *The Mt Cervarola succession inthe Fellicarolo and Dardagna Valleys: petrographic and biostratigraphic features, regional correlations*. Boll. Soc. geol. It., Vol. Spec. in Memoria di G. Pialli.

BOYER S.E. & ELLIOT D. (1982) - *Thrust Systems*. A.A.P.G. Bull., **66** (9), 1196 -1230.

BROZZETTI F., GALLI M., LUCHETTI L. & PIALLI G. (2000) - *Stratigraphy and structural setting of the M. Nero thrust sheet between the Afra and Lama Valleys (northern Umbria).* Convegno in Memoria del Prof. G. Pialli. Abstract Vol.

BRUNI S.P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino Bolognese tra le Valli dell'Indice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 157 - 185.

BRUNI S.P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Settentrionale).* Mem. Soc. Geol. It., **21**, 217 - 230.

BUCHER W.H. (1958) - *Role of gravity in orogenesis*. Bull. Soc. Geol. Amer., **67**, 1295 - 1318.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. In: F.C. Wezel (ed.) "The origin and evolution of arcs". Tectonophysics, **146,** 139 - 147.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (Eds.) "La Geologia delle Marche". Studi Geol. Cam., Vol. Spec., 35 - 55.

CANUTI P., FOCARDI P., & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., 84, 93 - 166.

CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione neogenica romagnola*. Studi Geol. Cam.,Vol. Spec. (**1991/1**), 261 - 278.

CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1992) - *Dominio Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico*. In: BORTOLOTTI V. (Ed.) "Appennino Tosco-Emiliano". Guide Geologiche Regionali S. G. I., BE-MA Milano, **4**, 19 - 26.

CAPUANO N., FRANCHI R. & GENNARI E. (1982) - *Risultati mineralogico-petrografici relativi ai campioni dal sondaggio Monteboaggine 1°*. Ateneo Parm. Acta Nat. **18**, 15 - 24.

CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1986) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 163 - 170.

CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1987) - *Significato paleogeografico delle intercalazioni ciottolose nella Marnoso-arenacea feltresca (Marche settentrionali).* Boll. Soc. Geol. It., **106**, 13 - 18.

CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1988) - *Problematiche relative alle connessioni tra piattaforme e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 251 - 263.

CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1989) - *Cannibalized fan delta deposits of Montacalvo in Foglia, Marchean Apennines, Italy: a problem of identification.* Giorn. Geol., **51** (1), 45 - 60.

CARLONI G.C., CATI F. & BORSETTI A. M. (1968*) - Stratigrafia del Miocene marchigiano in facies di "Schlier"*. Giorn. Geol., **35** (2), 341 -368.

CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli 109, 110, 117. Pesaro, Senigallia, Jesi*. Serv. Geol. d'It., 1 - 62.

CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9** (6), 1275 - 1303.

PROGETTO CARG

CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE M.A., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI R. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae **6** (1), 62 - 94.

CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47** (1-2), 47 - 75.

CASTELLARIN A. & PINI A. (1987) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino Bolognese).* Mem. Soc. Geol. It., **39**, 127 - 141.

CASTELLARIN A., PINI A., CRESTANA G. & RABBI E. (1986) - *Caratteri strutturali mesoscopici delle argille scagliose dell'Appennino bolognese*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 459 - 477.

CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po plain Apenninic arcs*. In: F. C. WEZEL (Ed.) "The origin of arcs". Elsevier Science Publisher Amsterdam., 253 - 280.

CATI F. & BORSETTI A. M. (1968) - *Notes on the evolution of some planktonic Foraminifera from the Miocene in Central Italy*. Giorn. Geol., **35** (2), 253 - 262.

CATTUTO C., CENCETTI C., FISAULI M. & GREGORI L. (1995) - *I bacini pleistocenici di Anghiari e Sansepolcro nell'alta valle del F.Tevere*. Il Quaternario, **8** (1), 119 - 128.

CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of the foreland thrust system* Tectonics, **7** (2), 261 - 271.

CENTAMORE E. & CHIOCCHINI (1985) - *Le unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta valle Tiberina*. Studi Geol. Cam., **10**, 37 - 59.

CENTAMORE E. & JACOBACCI A. (1968) - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche nei sedimenti miocenici ad oriente del F. Tevere nel F° 115 Città di Castello*. Boll. Serv. Geol. d'It. **89**, 37 - 51

CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche. S.EL.CA., Firenze, 5 - 58.

CENTAMORE E., MICARELLI A., PAMBIANCHI G., PESARESI A., PONTONI F., POTETTI M. & TADDEI L. (1985) - *Fenomeni di scoscendimento gravitativo sinsedimentario nella Formazione Marnoso-arenacea dell'Eugubino*. Studi Geol. Cam., **10**, 17 - 21.

CERRINA FERONI A., PLESI G. & PRIAMI F. (1993) - *Il sovrascorrimento dell'Unità Trasimeno sulla Successione umbra nella zona di Umbertide: dati stratigrafici e strutturali*. Studi Geol. Camerti, **12** (1992), 147-161.

CHANNELL J.E.T. (1986) - *Paleomagnetism and continental collision in the Alpine belt and the formation of late-tectonic extensional basins*. In: M.P. COWARD & A.C. RIES (Eds.) "Collision Tectonics", Geol. Soc. Spec. Publ., **19,** 261 - 284.

CHAPPLE W.M. (1978) - *Mechanics of thin-skinned fold-and thrust belts*. Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 1189 - 1198.

CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1986) - *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1), 57 - 73.

CHIOCCHINI & CIPRIANI N. (1984) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche del bacino del Monte Vicino (Marche Settentrionali).* Boll. Soc. Geol. It., **103**, 579 - 589.

CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 139-163.

COCCIONI R., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA F., VENERI F. & WEZEL F. C. (1994) - *Assetto stratgrafico e strutturale della Successione umbro-marchigiano-romagnola.* "L'Appennino Umbro-Marchigiano", Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA - Milano, **7,** 103 -118.

PROGETTO CARG

COLALONGO M. L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Paleoenvironmental study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): the Cella section*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 197 - 216.

COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., BERARDI F.& NANNI L. (1982) - *Il Pliocene Neoautoctono di Poggio Berni in Val Marecchia (Appennino Romagnolo).* In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.) Guide Geologiche Regionali S. G. I. Pitagora - Bologna, 177 - 180.

COLI M. & FAZZUOLI M. (1983) - *Assetto strutturale della Formazione di Monte Morello nei dintorni di Firenze*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (2), 543 - 551.

CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino romagnolo-marchigiano tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **108** (3), 453 - 490.

CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali.* Mem. Soc. Geol. It., **39**, 143 - 164.

CONTI S. & GELMINI R. (1992) - *Tectonic phases and migration of foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines from the Miocene to the Early Pliocene.* Mem. Soc. Geol. It., **49**, **in stampa.**

CONTI S., GELMINI R. & PONZANA L. (1994) - *I Calcari a Lucine dell'Appennino Settentrionale. Nota preliminare*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **125. in stampa**.

COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *CROP 03. Settore compreso tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali*. Studi Geol. Cam. Vol. Spec. (**1991/1**), 217 - 234.

COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1993) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): Implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec**.** (**1992/2**), 217-234.

COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & BALDINI C. (1997) - *Nuovi dati biostratigrafici e petrografici sulle torbiditi d'avanfossa lungo la trasversale Toscana meridionale-Protomagno*. - Atti Ticin. Sc. Terra, **39**, 281-302.

COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. - Mem. Soc. Geol. It., **52**, 595-606.

COOPER M.A. (1981) - *The internal geometry of the nappes: criteria for models of emplacement*. In: K.R. MCCLAY & N.J. PRICE (Eds.) "Thrust and Nappe tectonics" Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 225 - 234.

COWARD M.P. (1983) - *Thrust tectonics, thin skinned, and the continuation of thrust to deep in the crust*. Jour. Struct. Geol., **5** (2), 113 - 123.

COWARD M.P. (1994) - *Continental Collision*. In: P.L. HANCOCK (Ed.) "Continental Deformation", Bergamon Press, 264 - 288.

CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980). - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geologica Romana. **19**, 63 - 84.

CREMONINI G (Coord) (2000) - Carta Geologica d'Italia (scala 1:50.000) Foglio 254 "Modigliana". S.EL.CA., Firenze.

CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla carta geologica dell'Emila Romagna Tav. Cusercoli-Borello*. Pitagora - Bologna, 25 pp.

CURCIO M. & SESTINI G. (1965) - *Posizione stratigrafica e sedimentologica delle calcareniti della Formazione del Monte Morello (Paleocene-Eocene medio, Toscana).* Boll. Soc. Geol. It., **84** (3), 253 - 276.

PROGETTO CARG

DAHLEN F.A. & SUPPE J. (1988) *Mechanics, growth, and erosion of mountain belts*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **218**, 161 - 178

DALLAN NARDI L & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42**, 212 pp.

DAMIANI A.V. & PANNUZZI L. (1982) - *Unità litologiche nell'ambito degli "argillooscisti varicolori" fra il Cortonese e l'Eugubino e preliminari considerazioni paleogeografiche e stratigrafiche*. Boll. Serv. Geol. d"It., **103**, 241 - 276.

DAMIANI A.V., PANNUZZI L. & PIALLI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio*. Giorn. Geol., **45** (1), 127 - 150.

DAMIANI A.V., TUSCANO F., CASCELLA A. (1997) - *Inquadramento geologico stratigrafico delle unità silicoclastiche affioranti in Umbria*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **94** (1995), 57-86.

DANIELE G., MOCHI E. & PLESI G. (1996) - *L'Insieme ligure-emiliano dell'Appennino modenese: unità tettoniche e successioni stratigrafiche nella zona di Frassinoro*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **102** (1995), 147-158.

DANIELE G. & PLESI G. (2000) - *The Ligurian Helmintoid Flysch units of the Emilian Apennines: stratigraphic features, paleogeographic restoration and structural evolution*. Geodinamica Acta, **13** (5), 313-333.

DANIELE G., BROZZETTI F., PLESI G. & GALLI M. (2000) - *Calcareous turbidites in the Miocene M. S. Maria Tiberina Succession (Northern Umbria, Italy) and in the Marnoso-arenacea of the M. Nero Element: petrographic analisys and correlation attempts*. In: "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino. In memoria del Prof. Giampaolo Pialli", Foligno 16-18 febbraio 2000 - Abstracts, 121-122.

DANIELE G., LUCHETTI L., PIALLI G. & PLESI G. (2000) - *Tuscan successions of the F° 289 "Città di Castello": biostratigraphic, petrographic and structural features. Correlations with other successions of the Northern Apennines*. In: "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino. In memoria del Prof. Giampaolo Pialli", Foligno 16-18 febbraio 2000 - Abstracts, 123-124.

DAVIS G.H. (1984) - *Structural Geology of rocks and Regions.* John Wiley & Sons Inc. - New York, 1 - 452.

DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEM F.A. (1983) - *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. J. Geogh. Res., **88**, 1153 -1172.

DE FEYTER A.J. (1982) - *The structure of the Northern Umbrian Apennines, Italy*. Geol. en Mijnbouw, 16, 183 - 189.

DE FAYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geol. Ultraiectina, **35**, 1 - 168.

DE FAYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DE ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **105** (1-2), 65 - 85.

DE FAYTER A.J. & MENICHETTI M. (1986) - *Back thrusting of forelimbs of rootless anticlines with examples from Umbro-Marchean Apennines (Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 357 - 370.

DE FAYTER A.J., MOLENAAR N., PIALLI G., MENICHETTI M. & VENERI F. (1990) *Paleotectonic significance of gravity displacement structures in the Miocene turbidite series of the M. Pollo Syncline (Umbro-Marchean Apennines, Italy).* Geol. Mijnb., **69**, 69 - 86.

DE FRANCESCO A. & VEGGIANI A. (1967) - *Startigrafia del Pozzo Gambettola 1*. Quad. Studi Rom., **4**, 1 - 46.

PROGETTO CARG

DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro Line"*. Geol. Ultraiectina, **19**, 7 - 97.

DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E. & RUSCIADELLI G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'avanfossa appenninica durante il Miocene Medio (spartiacque tosco-romagnolo).* Giorn. Geol., **52** (1-2), 135 - 158.

DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E., RUSCIADELLI G. & CORONA F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto marls Fms., in a new structural context.* Giorn. Geol., **53** (2), 131 - 145.

DENEKE E. & GUNTHER K. (1981) - *Petrography and arrangement of Terziary graywacke and sabdstone sequence of the Northern Apennines sediments*. Geol., **28**, 189 - 230.

DESSAU G., LEONARDELLI A., MINNITI M., PANTANETTI F., STAMPANONI G., VIGHI L. & ZUCCHETTI S. (1975) - *Memoria illustrativa della carta Mineraria d'Italia - Scala 1:100.000 : VI. Italia Centro-meridionale*. (Coordinatori CASTALDO G., STAMPANONI G.). Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **16**, 115 - 118.

DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. Ateneo parm., Acta nat., **28**, 55-101.

DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**, 695-707.

DONDI L., MOSTARDINI F., & RIZZINI A. (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.) "Guida alla geologia del margine appenninico-padano". Guida Geol. Reg. S.G.I. Bologna. 205 - 236.

DUBBINI A., GUERRERA F. & SANDRONI P. (1991) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchigiano*. Giorn. Geol., **53** (2), 115 - 130.

EBERHARDT P., FERRARA G. & TONGIOGI E. (1962) - *Dètermination de l'age des granites allochtones de l'Apennin sèptentrional*. Bull. Soc. Geol. de France, **4**, 666 - 667.

ELLIOTT D. (1976) - *The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A**283,** 289 - 312.

ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 121 - 138.

ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - *Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines.* In: K.A. DE JONG & R. SCHOLTEN (Eds.) "Gravity and Tectonics". Wiley & Sons. New York, 175 - 188.

FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla carta Geologica 1:25.000 dell'Apennino Emiliano-Romagnolo (Tav. Cesena e Sogliano sul Rubicone).* Ed. Patron Bologna, 1 - 39.

FARABEGOLI E. (1987) - *Carta Geologica dell'Apennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000. Sezione 256130 - Borghi*. S.EL.CA. Firenze.

FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1991) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 165 - 184.

FAZZINI P. (1959) - *Brevi cenni sui terreni sovrascorsi sulla serie umbra nell'Umbria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2), 232 - 242.

FREY W. (1969) *Zur Geologie des Grenzgebietes Alta Romagna/Casentino (Prov. Forlì, Pesaro e Arezzo) SE des Passo dei Mandrioli (Italien)*. Diss. Fr. Univ. Berlin, 1 - 161.

GALLI M., PIALLI G. & PLESI G. (2000) - *The M. Rognosi Ophiolithic Unit: stratigraphic features, paleogeographic and structural meaning*. In: "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino. In memoria del Prof. Giampaolo Pialli", Foligno 16-18 febbraio 2000 - Abstracts: 157-158.

PROGETTO CARG

GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines).* Journ. Sed. Petrol., **53**, 493 - 507.

GASPERI G.F., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines in the Po Valley side*. Giorn. Geol., **48** (1-2), 187 - 195.

GHELARDONI R. & MAIOLI P. (1958) *Stratigrafia e tettonica del M.Acuto-M. Filoncio*. Boll. Serv. Geol. d'It, **80**., 215 -222.

GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., 81 (2), 17 - 98.

GIANNINI & TONGIORGI (1962) - *Les phases tectoniques de l'orogenèse alpine dans l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Gèol. de France. Ser. 7, **4**, 682 - 690.

GIESE P., REUTTER K.J., JACOBSHAGEN V. & NICOLICH R. (1982) - *Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes.* In: H. BERCKMER & K.J.HSU (Eds.) "Alpine-Mediterranean Geodynamics". Am. Geoph. Union, Washington, 39 - 73.

GUERRERA F. (1978) - *Stratigrafia e sedimentologia dei livelli "tripolacei" del Miocene inferiore-medio appenninico*. Boll. Serv. Geol. It., **99**, 233 - 262.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles* . S.E.P.M., Spec. Publs. Tulsa (U.S.A.), **42**, 71 - 108.

HUIQI L., MCCLAY K.R. & POWELL D. (1991) - *Physical models of thrust wedges*. In: K.R. MCCLAY (Ed.) "Thrust Tectonics". Chapman & Hall, 71 - 81.

JACOBACCI A., BERGOMI C., CENTAMORE E., MALATESTA A., MALFERRARI N., MARTELLI G., PANNUZZI L., & ZATTINI N. (1970) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1: 100.000* - Fogli 115 "Città di Castello" - 122 "Perugia" - 130 "Orvieto". Serv. Geol. d'It., 151 pp.

LANDUZZI A. (1991) - *Structural setting and landforms in the Marnoso-arenacea of the alta Romagna Apennines (Italy) an approach to Neo-tectonics.* Boll. Serv. Geol. It., **110** (3-4), 581 - 600.

LANDUZZI A. & VAI G.B. (1992) - *Itinerario n°7. Da Imola a Firenzuola*. In: V. BORTOLOTTI (Ed.) "L'Appennino Tosco-Emiliano" Guide Geologiche Regionali S.G.I, BE-MA - Milano, **4**, 198 - 213.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy*). In: F.C. WEZEL (Ed.) "The Origin and evolution of Arcs. Tectonophysics., **146**, 125 -137.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake-Pesaro transect (Central Italy).* In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (eds.) "The Lithosphere in Iyaly. Advances in Earth Sciences research". Atti Acc. Naz. Lincei. **80**, 177 - 194.

LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) - *Appunti per uno schema strutturale nell'Appennino umbro-marchigiano. 2) La copertura*. Studi Geol. Cam., **6**, 23 - 30.

LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino Settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 237 - 254.

LIPPARINI T. (1947) - *Foraminiferi dell'Oligocene nel "flysch" di Cortona (Arezzo).* Boll. Serv. Geol. d'It., **71**., 149 -155.

LOTTI B. (1899) - *Rilevamento geologico dei dintorni del Lago Trasimeno, di Perugia e d'Umbertide*. Boll. Reg. Com. Geol. d'It., Ser. 3, **30** (3), 197 - 218.

LOTTI B. (1911) - *La formazione Arenaceo-marnosa dell'Umbria con fossili ritenuti miocenici è ritenuta più antica delle argille scagliose con ofioliti*. Boll. Soc. Geol. It., **30**, 474 - 478.

PROGETTO CARG

LOTTI B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem Descr. Carta Geol. d'It., 21 - 320.

MALINVERNO H. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension In The Tyrrhenian Sea And Shortening In The Apennines As Result Of Arc Migration Driven By Sinking Of The Lithosphere*. Tectonics, **5** (2), 227 - 245.

MANDLE G. & SHIPPAM G.K. (1981) - *Mechanical model of thrust gliding and imbrication*. In: K.R. MCCLAY & N.J. PRICE (Eds.) "Thrust and Nappe tectonics", Geol. Soc. London Spec. Publs. **9**, 79 - 98.

MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A. & TRIBUZIO R. (1998) - *The association of continental crust roks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys*. Tectonophysics, **292**, 43 - 66.

MCCLAY & N.J. PRICE (Eds.) (1981) - *Thrust and Nappe tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 41 - 54.

MENICHETTI M., DE FAYTER A.J. & CORSI M. (1991) - CROP 03 - *Il tratto Val Tiberina-Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (**1991/1**), 279 - 293.

MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1), 95 - 382.

MERLA G. (1964) - *The Apennines*. In: Guidebook International Field Institute, Italy Am. Geol. Inst., Washington, 1 - 123.

MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 107 M. Falterona.* Serv. Geol. d'It., 1 - 52.

MINELLI G., PIALLI G.P. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione dei profili crostali nell'area dell'Appennino Settentrionale interessata dal profilo Crop 03*. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (**1991/1**), 55 - 64.

MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts* Bull. A.A.P.G., **70** (1), 12 - 25.

MORONI M.A. (1965) - *Malacofauna del "Calcare a Lucina" di S. Sofia (Forlì).* Paleontogr. Italica, **60**, 69 - 87.

MOTTI A. & RENGHI C. (2002) - *Ripiegamenti di sovrascorrimenti nella Marnoso-Arenarea romagnola dell'Appennino umbro settentrionale* - 3° Seminario sulla cartografia geologica, 120-125 - Labanti, Bologna.

MULUGETA G. & KOYI H. (1987) - *Three dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting.* Geology, **15** (11), 1052 - 1056.

MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip S. p A., 275 pp.

MUTTI & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161 - 199.

NARDI R. (1965) - *Schema geologicodell'Appennino tosco-emiliano fra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc Geol. It., 84, 35 - 92.

NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano: 1: Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese).* Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 1 - 76.

NOCCHI M. (1961) - *Sui rapporti tra le serie toscana e la serie umbra a Sud di M. Acuto e M. Filoncio (Perugia).* Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 181 - 230.

NOCCHI M. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche a N e ad E del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 423 - 427.

NOCCHI M. & CATINELLI A.(1965) - *Cenni sulla stratigrafia della serie toscana e della serie umbra nell'alta Val Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 525-542.

PROGETTO CARG

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.) "The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences research", Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, 157 - 176.

PELLEGRINI M. (1966) - *Osservazioni geologiche sulla zona di M. Falterona*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1965) (6), 239 -270.

PIALLI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sulle formazioni flyschoidi di Castiglione Aldobrandi (Foglio 123 IV NW).* Mem. Soc. Geol. It., **5**, 365 - 386.

PICCARDO G. B., RAMPONE E., SCAMBELLURI M., TRIBUZIO R. & BERETTA C. (1999) - *Ligurian Peridotites and Ophiolites*. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, 41pp.

PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy).* C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. n°414, 1 - 13.

PINI G.A. (1992) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle "Argille Scagliose" (pedeappennino bolognese): loro significato meccanico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 355 - 373.

PIRINI C. & MOSNA S. (1962) - *Nota micropaleontologica per i terreni ad Est del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3,** 533 - 541.

PIZZIOLO M. & RICCI LUCCHI F. (1991) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 287 - 300.

PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressuremetamorphic rocks*. Bull. Geol. Soc. Am., **97**, 1037 - 1053.

PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1994) - *Le Unità Liguri ed Emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale.* Atti Ticin. Sc. Terra, **36** (1993), 183-229.

PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**.

PLESI G., BOTTI F. & PALANDRI S. (2000) - *The Mt. Cervarola Succession in the Fellicarolo and Dardagna Valleys: petrographic and biostratigraphic features, regional correlation*. In: "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino. In memoria del Prof. Giampaolo Pialli", Foligno 16-18 febbraio 2000 - Abstracts, 272-274.

PLESI G., LUCHETTI L., BOSCHERINI A., BOTTI F., BROZZETTI F., BUCEFALO PALLIANI R., DANIELE G., MOTTI A., NOCCHI M. & RETTORI R. (2002) - *The Tuscan succession of high Tiber Valley (F. 289 "Città di Castello"): biostratigraphic, petrographic and structural features, regional correlations*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec: In Memoria di G. PIALLI, 425-436.

PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (submitted) - *The Monti Rognosi Ophiolitic Unit (cfr. Calvana Unit Auct.) paleogeographic position in the External Ligurian Domain, relationships with the tectonic units derived from the Adriatic margin*. Boll. Soc. Geol. It., Vol Spec in memoria di G Pialli.

PONZANA L. (1993) - *Caratteri sedimentologici e petrografici della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale).* Boll. Soc. Geol. It., **112**, 201 - 218.

PRICE R.A. (1988) - *The mechanical paradox of large overthrusts*. Bull. Geol. Soc. Am., **100**, 1898 - 1908.

PRINCIPI P. (1924) - *I terreni terziari dell'alta Valle del Tevere*. Boll. Soc. Geol. It., **43**, 64 -80.

PRINCIPI P. (1925) - *I terreni terziari dell'alta Valle della Marecchia*. Boll. Soc. Geol. It., **44**, 77 - 90.

PROGETTO SARG

PRINCIPI P. (1928) - *Relazione sul rilevamento geologico del quadrante al 50.000 "Città di Castello" e "Monterchi" appartenenti al foglio 115 della Carta Geologica d'Italia*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **53** (9), 9 pp.

PRINCIPI P. (1929a) - *Relazione sul rilevamento geologico del quadrante al 50.000 "Sansepolcro" appartenente al foglio 115 della Carta geologica d'Italia*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **54** (6), 15 pp.

PRINCIPI P. (1929b) - *Intorno ad alcuni affioramenti di argille scagliose nell'Umbria settentrionale*. Atti R. Acc. Naz. Lincei. Ser. 6, **9** (1).

PRINCIPI P. (1932) - *Alcune osservazioni sulla costituzione geologica del quadrante "Monterchi" del foglio 115 della Carta geologica d'Italia*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **57** (9), 7 pp.

PRINCIPI P. (1939) - *Note illustrative dei fogli 108 "Mercato Saraceno" e 115 "Città di Castello"*. Pubblicazioni del R. Uff. Geol. d'It..

PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini.* Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549 - 576.

RAMBERG H. (1981) - *The role of gravity in orogenic belts*. In: K.R. MCCLAY & N.J. PRICE (Eds.) " Thrust and Nappe tectonics". Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 125 -140.

RENZ O (1933) - *Il terziario umbro marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giorn. Geol., Ser. 2, **8**, 97 -110.

RENZ O (1936a) - *Uber Aufarbeitung von Foraminiferen im jung-tertiar oslitch des Trasimeneischen Sees (Umbrien).* Hecl. Geol. Helv., 29 (1), 1 -129.

RENZ O (1936b) - *Stratigraphische und micropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiar) im Zentra Apennin*. Egl. Geol. Helv., **29** (1), 225 - 235.

RENZI G. (1966) - *Sui livelli franati ed i calcari a Lucina nella Formazione Marnoso-arenacea delle alte valli del Lamone e del Senio*. Studi Romagnoli, **17**, 155 - 162.

REUTTER K.J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines*. In: F.C. WEZEL (Ed.) Sedimentary basins of Mediterranean Margins, Tecnoprint Bologna, 435 - 443 .

REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1 - T9.

REUTTER K.J., HEINITZ I. & ENSSLIN R.(1991) - Structural and geothermal evolution of the Modino-Cervarola Unit. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 257 - 266.

RICCI LUCCHI F.(1986a) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines.* Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **8**, 105 - 139.

RICCI LUCCHI F. (1986b) - *The Foreland Basins system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., **48** (1-2), 165 - 185.

RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allocthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sediment. Geol., **50**, 119 - 134.

RICCI LUCCHI F. (1990) - *Torbidites in foreland and on-thrust basins of the Northern Apennines*. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology., **77**, 51 - 66.

RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G.F., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.) "Guida alla geologia del margine appenninico-padano" Guide Geologiche Regionali S.G.I., 17 - 46.

PROGETTO CARG

Ricci Lucchi F. & Ori G.G. (1985) - Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland. In: P.H. Allen, P.Homewood & G.Wiliams (Eds.) "Excursion Guidebook", Foreland Basins Symp. Fribourg, 137 - 176.

Ricci Lucchi F. & Pialli G.P. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina ad Est-Nord-Est di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 669 - 712.

Ricci Lucchi F. & Veggiani A. (1966) *I calcari a Lucina della Formazione Marnoso-arenacea romagnola - Nota Preliminare*. Giorn. Geol., **34**, 159 - 172.

Richter D. (1980) - *Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system - a synthesis*. Ecl. Geol. Helv., **73** (2), 353 - 377.

Ridolfi A., Luchetti L., Menichetti M., Negri A. & Pialli G. (1995) - *Use of key-beds in stratigraphical and structural analysis of the Marnoso-arenacea Fm. of the Assino valley area (Northern Umbria Preapennines).* Giorn. Geol., **57** (1-2), 113 - 129.

Ruggeri G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 108 Mercato Saraceno*. Serv. Geol. d'It., 1 - 56.

Sani F. (1991) - *Rilevamento strutturale della catena appenninica nel settore Firenzuola-Bocca Trabaria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 327 - 337.

Sestini G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G.Sestini (Ed.) "Development of the Northern Apennines Geosyncline". Sed. Geol., **4**, 445 - 479.

Sestini G. Bruni P. & Sagri M. (1986) - *The Flysch basin of the Northern Apennines: a review of facies and of Cretaceous-Neogene evolution*. Mem. Soc. Geol. It., **31**, 87 - 106.

Signorini R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale*. Rend. R. Acc. Nazion. Lincei - Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 21, Ser. 6., 283 - 294.

Signorini R. (1936) - *Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino*. Boll. Soc. Geol. It., **55** (2), 391 - 400.

Signorini R. (1940) - Osservazioni geologiche nei dintorni di Caprese Michelangelo in provincia di Arezzo. Boll. Soc. Geol. It., **59,** 17 - 29.

Signorini R. (1941) *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate*. Giorn. Geol. **15** (2), 17 - 29.

Signorini R. (1956) - *Tipi strutturali di scendimento e Argille Scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (3), 69 - 93.

Snow J. E., Hart S. R. & Dick H. J. B. (1994) - *Nd and Sr isotope evidence linking mid-oceanridge basalts and abyssal peridotites*. Nature, **371**, 57 - 60.

Ten Haaf E. & Van Wamel (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. In W.J.M. van der Linden (Ed.): Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony. Geol. Mijnbouw.

Vai G.B.(1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology: the Lamone Valley*. In: C.De Giuli & G.B. Vai (Eds.) "Fossil Vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines, Field Trip Guidebook", Int. Workshop Faenza. 7 - 37.

Vai G.B. & Castellarin A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (**1992/2**), CROP 1-1A, 175 - 185.

Valloni R. & Zuffa G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 1035 - 1039.

Vann I.R., Graham R.H. & Hayward A.B. (1986) - *The structure of mountain fronts*. Journ. Struct. Geol., **8** (3-4), 215 - 227.

PROGETTO CARG

VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) *The structural geology and basin development of the Romagnan-umbrian Zone (Upper Savio and Upper Bidente Valley, Northern Italy).* Geol. Mijnbouw, **69**, 53 - 68.

VENERI F. (1986) *La colata gravitativa della Val Marecchia*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (Eds.) "La Geologia delle Marche". Studi Geol. Cam. Vol. Spec., 83 - 87.

ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretacico-eoceniche, nell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 327 - 339.

ZUFFA G.G. (1980) - *Hibrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrol., **49**, 21 - 29.

ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analysis of arenites: influence of metodology on compositional results*. In: Provenance of Arenites (G. G. Zuffa Ed.), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht, 165 - 189.

ZUFFA G.G. (1987) - *Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deep-water arenites*. In: Marine Clastic Sedimentology (J.K. Leggett e G. G. Zuffa Eds). Graham and Trotman, London, 39 - 61.

BIOSTRATIGRAFIA

BERGGREN W. A. & MILLER K. G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology* . Micropaleontology, **34** (4), 362 - 380.

BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *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. SEPM Special Publication, **54**, 129 - 212.

BIFFI U. & MANUM S.B. (1988)- *Late Eocene-Early Miocene Dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (Central Italy).* Boll. Soc. Paleont. It., **27** (2), 163 - 212.

BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. Int. Conf. Plannktonic Microfossils, Geneva (1967), **1**, 199 - 442.

BRINKHIUS H., POWELL A.J., & ZEVENBOOM D. (1992) - *High-resolution dinoflagellate cyst stratigraphy of the Oligocene/Miocene transition interval in north-west and central Italy*. In: M.J. HEAD AND J.H. WRENN (Eds) - Neogenew and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. Am. Ass. of Stratigraphic Palyn. Found., 219 - 258.

BUCEFALO PALLIANI R., LUCHETTI L., NINI C., NOCCHI M. & RETTORI R. (1997) - *Age and palaeoecological inferences of the upper Monte Falterona Sandstones Formation (Lonnano Member, early Miocene), Northern Apennines*. Giorn. Geologia, **59** (1-2), 14 - 168.

CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères nèritiques*. Bull. Soc. Gèol. de France, **168** (2), 155 - 169.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossili biostratigraphy in the Mediterraneam region*. Micropaleontology. **42**, (1), 37 - 63.

FORNACIARI E., IACCARINO S., MAZZEI R., RIO D., SALVATORINI G.P., BOSSIO A. & MONTEFORTI B. (1997) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian hystorical Stratotype*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Eds.) **-** Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, 15, Elsevier Science - Amsterdam, 89 -96.

FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42** (1), 1 - 36.

PROGETTO CARG

IACCARINO S. (1985) - *Mediterranenan Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) - Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 283 - 314.

IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene mediterranean area*. Paleontol. Stratigr. Evol., Quad. 2, 115 - 125.

MARTINI E. (1970)- *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proc. II plank. Conf., Roma. In Farinacci A. 739 - 785.

RIO D., CITA M.B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical Stratotypes*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Eds.) - Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach., **15**, Elsevier Science - Amsterdam, 57 - 87.

SISSINGH W. (1977*)- Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton* . Geol. Mijnbouw., 37 - 65.

STEININGER F.F., AUBRY M.P., BIOLZI M., BORSETTI A.M., CATI F., CORFIELD R., GELATI R., IACCARINO S., NAPOLEONE C., ROGL F., ROTZEL R., SPEZZAFERRI S., TATEO F., VILLA G. & ZEVENBOOM D. (1997) - *Proposal for the global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Neogene (the Paleogene/Neogene boundary)* In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Eds.) - Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach. Elsevier Science, **15**, 125 - 147.

VAN MORKHOVEN F.P.C.M., BERGGREN W.A. & EDWARDS A.S. (1986) - *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic Foraminifera*. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mem., **11**, 1 - 142.

WILPSHAAR M., SANTARELLI A., BRINKHIUS H. AND VISSHER H. (1996) - *Dinoflagellate cysts and mid-Oligocene chronostratigraphy in the central Mediterranean region*. J. Geol. Soc. London, **153**, 553 - 561.

ZEVENBOOM D. (1995) - *Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene*. Published Ph.D. Thesis, Utrecht University, The Netherlands.

DEPOSITI QUATERNARI

ABBAZZI L., ALBIANELLI A., AMBROSETTI P., ARGENTI P., BASILICI G., BERTINI A., GENTILI S., MASINI F., NAPOLEONE G. & PONTINI M.R. (1997) - *Paleontological and sedimentological record in Pliocene distal alluvial fan deposits at Cava Toppetti (Todi, Central Italy)* . Boll. Soc.Paleont. It., **36** (1-2), 5 - 22.

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.

BASILICI G. (1997)- *Sedimentary facies in an extensional and deep lacustrine depositional system: The Pliocene Tiberino Basin, Central Italy*. Sed. Geol., **109**, 73 - 94.

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*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 617 - 625.

BARTOLOMEI G. (1969) - *Rinvenimento di resti di elefante presso Coterna (Perugia).* Annali Univ. Ferrara (N.S.) Sez. IX Sc. Geol & Paleont., **4** (17), 267 - 274.

GENTILI S. (1992) - *Studio dei caratteri tafonomici nelle associazioni a Vertebrati dei depositi plio-pleistocenici umbri: il Bacino di Pietrafitta*. Borsa di Studio in "Sedimentologia e stratigrafia delle fromazioni plio-pleistoceniche. Relazione Int. CNR, Roma.

PROGETTO CARG

GENTILI S., AMBROSETTI P. & ARGENTI P. (1997) - *Large Carnivore and other mammal fossils from the early Pleistocene alluvial plain of the Tiberino Basin (Pantalla, Central Italy. Preliminary reports*. Boll. Soc. Pal. It., **36** (2), 231 - 238.

LIPPI BONCAMBI C. (1963)- *Su di un ritrovamento di resti fossili di Elephas nell'Alta Val Tiberina*. Atti IX Cong. Naz. Spel. Trieste., Mem.VII di Rassegna Speleologica, 3 pp.

PIZZI U. (1994) - *Effetti dello sbarramento di Montedoglio sull' acquifero dell'Alta Val Tiberina, valutati mediante modello matematico*. Geol. Tec. & Amb., **3** (3), 15 - 28.

REGIONE DELL'UMBRIA (Resp. G. MARCHETTI) (1995) - *Acquifero alluvionale dell'alta Valle del Tevere: Carta della Vulnerabilità degli acquiferi. (Note Illustrative e Carta alla scala 1/25.000).* In : C.N.R. - GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DALLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE., 8pp.

FOTOGEOLOGIA

CARTA FOTOGEOLOGICA

ALLUM J. A. E. (1966) - *Photogeology and regional mapping*. Institute of Geological Sciences, Photogeological Unit, Pergamon Press - Oxford, 107 pp.

AMADESI E. (1977) - *Manuale di fotointerpretazione con elementi di fotogrammetria.* Pitagora Editrice - Bologna, 182 pp.

ANTONINI G., CARDINALI M., GUZZETTI F. REICHENBACH P., & SORRENTINO A. (1993) -*Carta inventario dei movimenti franosi della Regione Marche ed aree* limitrofe scala 1:100.000 (due fogli). C. N. R. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, System Cart - Roma, Pubbl. 580.

BRABB E. E. (1985) -*Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping.* IV International Symposium on Landslides, September 1984 Toronto, **1**, 307 - 323.

CARDINALI M., ANTONINI G., REICHENBACH P. & GUZZETTI F.(2001) *Carta foto-geologica ed inventario dei movimenti franosi dell'alto bacino del Fiume Tevere. Photo geological and landslide inventory map for the Upper Tiber River basin*. Pubblicazione CNR GNDCI n. 2116, Scala 1:100.000.(in Italiano ed Inglese)

CARDINALI M., GUZZETTI F. & BRABB E. E. (1990) -*Preliminary map showing landslide deposits and related features in New Mexico, scala 1: 500.000* (quattro fogli). U. S. Geological Survey, Menlo Park - California, Open File Report, 90 - 293.

GUZZETTI F. & CARDINALI M. (1989) - *Carta inventario dei movimenti franosi della Regione dell'Umbria ed aree limitrofe scala 1:100.000* (due fogli). CNR Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, SystemCart - Roma, Pubbl. 204.

HANSEN A., (1984) -*Landslide hazard analysis.* In: D. BRUNSDEN AND D. B. PRIOR (Eds.) - "Slope Instability", John Wiley and Sons - NewYork, 523 - 602,.

MANTOVANI F. & MARCOLONGO B. (1992). *Fotogeologia. Il telerilevamento nelle Scienze della Terra.* La Nuova Italia Scientifica, Roma.

MILLER V. C. (1961). *Photogeology.* Mc Graw Hill Book Company - New York -Toronto - London, 248 pp.

PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G. B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI G., PAROTTO M., PIGNONE R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F. P. (1992). *Carta geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento.* Quaderni Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato - Roma, 203 pp.

RAY R. G. (1960) - *Aerial photograph in geologic interpretation and mapping.* US Geol. Surv. Prof. - Washington, **373**, 230 pp.

PROGETTO CARG

RIB H. T. & LIANG T. (1978). *Recognition and Identification.* Special Report in "Landslides Analysis and Control", Washington, D.C. 4.

DATI STRATIGRAFICI E PARAMETRI GEOTECNICI DEI DEPOSITI CONTINENTALI

CENSI S. (1988) - *Relazioni geologiche e geotecniche per la realizzazione dei collettori fognari nei Comuni di San Giustino e Citerna*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

C.U.S. - CONSORZIO UMBRIA SANITÀ (1993) - *Relazione geologica geotecnica per il nuovo ospedale di Città di Castello*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

REGIONE DELL'UMBRIA (1996) - *Relazioni geologiche e geotecniche a corredo della variante al progetto generale di consolidamento del Colle di Montone*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

REGIONE TOSCANA, REGIONE DELL'UMBRIA et al., 1991 - *Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'invaso di Montedoglio.* Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

ROTILI R. (1996) - *Relazione geologica per il risanamento e la bonifica della vecchia discarica di Belladanza - Santa Lucia in Comune di Città di Castello*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

TONIOLO M. F. (1986) - *Studio geologico preliminare su di un'area adibita a discarica controllata di R.S.U. nel Comune di Città di Castello, Frazione S. Lucia*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

ATTIVITÀ SISMICA

AA.VV. (1993) - *Progetto RE.SI.L. Umbria, stralcio Valnerina*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 2.

AA.VV. (1995) - *Progetto RE.SI.L. Umbria, bollettino sismico (maggio 1991-dicembre 1994)*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 3.

AA.VV. (1997) - *Progetto RE.SI.L. Umbria, bollettino sismico (gennaio 1995-dicembre 1995)*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 4.

IDROGEOLOGIA

AA.VV. (1991) - *Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'Invaso di Montedoglio*. Regione Toscana-Regione Umbria, rapporto interno.

BOILA P., MARCHETTI G., MARTINELLI A. (1995) - *Acquifero alluvionale dell'Alta Valle del Tevere - Carta di vulnerabilità all'inquinamento*. GNDCI-CNR (pubbl.1115). Città di Castello.

MARCHETTI G., MARTINELLI A. (1991) - *Gli acquiferi alluvionali in Umbria*. In "Le acque sotterranee in Umbria". Protagon Editrice. Perugia.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG