I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 293
OSIMO

A cura di:
M. Sarti[1], M. Coltorti[2]

con il contributo di:
A. Budini[3], L. Mattioni[4], P. Pieruccini[2], L. Rossini[3], S. Giunta[1], A. Negri[1]
Area marina
Interpretazione: **E. Campiani[5], A. Correggiari[5], F. Foglini[5], F. Trincardi[5]**
Macropaleontologia: **L. Angeletti[5], A. Ceregato[5], M. Taviani[5]**
Micropaleontologia: **A. Asioli[6]**
Sedimentologia e Radionuclidi: **A. Gallerani[5], L. Langone[5], F. Lorenzini[5]**

1) Dipartimento di Scienze del Mare, Università Politecnica delle Marche;
2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena;
3) Geologo, via L. Carini 51, Castelfidardo (AN);
4) REPSOL, Buenos Aires, Argentina;
5) CNR-ISMAR, Bologna;
6) CNR- IGG, Padova

Ente realizzatore: REGIONE MARCHE
GIUNTA REGIONE MARCHE
Servizio Territorio Ambiente Energia
P.F. Informazioni Territorio-Ambiente e Piano Paesaggistico

PROGETTO CARG

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche:
M. PRINCIPI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro
S. D'Angelo, A. Fiorentino (area marina)

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipolloni, M.P.Congi; ASC: **M. Rossi**

Coordinamento editoriale e allestimento stampa:
D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

PER LA REGIONE MARCHE

Allestimento editoriale e cartografico
R. Fraboni, P. Pieruccini (area emersa)
E. Campiani - CNR-ISMAR Sede di Bologna (area marina)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici
M. Marconi (area emersa)
F. Foglini - CNR-ISMAR Sede di Bologna (area marina)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati a cura di:
Centro di Geotecnologie, Università di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA
A. Bucci, C. Bettucci, A. Lacerra - *P.F. Informazioni Territoriali Ambientali e Beni Paesaggistici - Regione Marche*
P. Dall'Olio - CNR-ISMAR di Bologna

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I - **INTRODUZIONE**.....pag. 7

II - **INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI STORICI** ..... » 9

III - **INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO**..... » 15

IV - **STRATIGRAFIA** ..... » 19
1. - METODI DI ANALISI BIOSTRATIGRAFICA ..... » 19
2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI MARINI ..... » 28
2.1. - Successione Umbro Marchigiano Romagnola ..... » 28
2.1.1. - *Maiolica* (**MAI**) ..... » 28
2.1.2. - *Marne a Fucoidi* (**FUC**) ..... » 30
2.1.3. - *Scaglia Rossa* (**SAA**) ..... » 32
2.1.4. - *Scaglia variegata* (**VAS**) ..... » 33
2.1.5. - *Scaglia Cinerea* (**SCC**) ..... » 34
2.1.6. - *Bisciaro* (**BIS**) ..... » 35
2.1.7. - *Schlier* (**SCH**) ..... » 38
2.1.8. - *Gessoso Solfifera* (**GS**) ..... » 39
2.1.8.1. - Formazione di Sapigno (**GNO**) ..... » 39
2.1.9. - *Formazione a Colombacci* (**FCO**) ..... » 40
2.2. - Successione plio-pleistocenica marchigiana esterna ..... » 41
2.2.1. - *Argille Azzurre* (**FAA**) ..... » 43
2.2.1.1. - Orizzonte del Trave (**tv**) ..... » 46
2.2.1.2. - Litofacies arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea (**FAA_a**) ..... » 46
2.2.1.3. - Litofacies arenacea (**FAA_b**) ..... » 47
2.2.2. - *Formazione di Fermo* (**FEM**) ..... » 48
2.2.2.1. - Litofacies pelitica (**FEM_c**) ..... » 49
2.2.2.2. - Litofacies arenaceo-conglomeratica (**FEM_a**) ..... » 50
3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI ..... » 52
3.1. - Sintema di Urbisaglia (**URS**) ..... » 55
3.1.1 - *Deposito alluvionale terrazzato* (**URS_{bn}**) ..... » 55
3.2 - Supersintema di Colle Ulivo (**AC**) ..... » 55
3.2.2. - *Sintema di Colonia-Montani* (**ACI**) ..... » 56
3.2.2.1. - Deposito alluvionale terrazzato (**ACI_{bn}**) ..... » 56
3.3. - Sintema di Matelica (**MTI**) ..... » 56
3.3.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**MTI_{bn}**) ..... » 57
3.3.2. - *Deposito di versante* (**MTI_a**) ..... » 58
3.3.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**MT_{Ib2}**) ..... » 58

PROGETTO CARG

3.4. - Sintema del Musone (**MUS**) ..... » 60
3.4.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**MUS_{bn}**)..... » 60
3.4.2. - *Deposito di spiaggia antico* (**MUS_{g2b}**)..... » 61
3.4.3. - *Deposito di spiaggia* (**MUS_{g2a}**)..... » 62
3.4.4. - *Deposito di frana* (**MUS_{a1}**) ..... » 64
3.4.5. - *Deposito di versante* (**MUS_{a}**) ..... » 66
3.4.6. - *Coltre eluvio-colluviale* (**MUS_{b2}**)..... » 66
3.4.7. - *Deposito alluvionale e fluvioglaciale* (**MUS_{b}**) ..... » 67

V - **GEOLOGIA MARINA**..... » 71
1. - INTRODUZIONE ..... » 71
2. - METODI DI INDAGINE ..... » 71
2.1. - Posizionamento ..... » 72
2.2. - Batimetria ..... » 72
2.3. - Stratigrafia sismica ..... » 72
2.4. - Campionatura ..... » 74
2.5. - Analisi della suscettività magnetica dei sedimenti..... » 74
2.6. - Analisi granulometriche ..... » 74
2.7. - Velocità di sedimentazione mediante ^{210}Pb ..... » 75
3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO
DEL BACINO ADRIATICO..... » 76
4. - STRATIGRAFIA ..... » 76
4.1. - Sequenza deposizionale tardo-quaternaria..... » 76
4.1.1 - *Sistema di stazionamento alto* (**HST**)..... » 78
4.1.2 - *Unità deposizionali* ..... » 78
4.2. - Biostratigrafia..... » 80
4.2.1 - *Cronologia* ..... » 81
4.3. - Analisi macrofaunistiche..... » 82
4.4. - Stima dei tassi di sedimentazione mediante ^{210}Pb..... » 82
5. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI ..... » 84
6. - SEZIONI GEOLOGICHE ..... » 85
7. - CARTE DEGLI SPESSORI ..... » 89
8. - TASSONOMIA..... » 89
9. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA..... » 92

V - **ASSETTO STRUTTURALE** ..... » 93
1. - LA TETTONICA TERZIARIA ..... » 94
2. - LA TETTONICA RECENTE ..... » 97

VI - **EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA**..... » 99

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA ... » 103
1. - FRANE ... » 103
2. - DATI DI PERFORAZIONI PROFONDE ... » 104
2.1. - Interpretazione geologica del sottosuolo marchigiano sulla base dei sondaggi profondi AGIP ... » 105
3. - LE ATTIVITÀ ESTRATTIVE ... » 117
3.1. - Le cave attive ... » 117
3.2. - Le cave dismesse ... » 118
3.2.1. - *Argille e aggregati argilloso-sabbiosi per la produzione di laterizi* ... » 119
3.2.2. - *Cave di calcare stratificato per la produzione di inerti* ... » 119
3.2.3. - *Cave di calcare stratificato per la produzione di pietre ornamentali* ... » 120
4. - CENNI DI IDROGEOLOGIA ... » 121
4.1. - Introduzione ... » 121
4.2. - La pianura alluvionale ... » 122
4.3. - L'acquifero della pianura ... » 123
4.4. - Caratteri idrologici ... » 127
4.5. - Vulnerabilità dell'acquifero ... » 129

BIBLIOGRAFIA ... » 131

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

(M.Coltorti, M.Sarti, A. Negri)

Il Foglio 293 "Osimo" della carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG tramite Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Marche. Con deliberazione della Giunta Regionale n° 2473 del 23.10.2001 e successiva autorizzazione alla stipula della relativa Convenzione da parte del Consiglio di Amministrazione dell'Università di Ancona con la Regione Marche, l'incarico per la realizzazione della cartografia geologica del Foglio e della relativa banca dati è stato affidato al Dipartimento di Scienze del Mare della medesima università.

L'area rilevata, di circa 550 kmq, ricade in larga parte all'interno della Provincia di Ancona e solo in misura ridotta in quella di Macerata. Essa comprende parte della periferia meridionale del capoluogo ed in particolare larga parte dell'area industriale, estendendosi verso sud lungo la linea di costa sino alla parte centro settentrionale della pianura costiera del fiume Potenza.

All'interno del Foglio, il settore prospiciente la costa comprende inoltre la dorsale del Monte Conero che con orientamento NNO-SSE prosegue seppur sepolta dai termini più recenti della sequenza, verso sud sino a Porto Recanati (Dorsale di Porto S.Giorgio) e verso nord sino a Fano a costituire la cosiddetta Dorsale Costiera (Bigi *et alii*, 1996).

L'area è delimitata a nord dall'allineamento Tavernelle-Camerata Picena, comprendente una fascia limitata della pianura alluvionale del fiume Esino. Ad

ovest, essa è delimitata dall'allineamento Camerata Picena-Filottrano mentre a sud, dall'allineamento Montefano-Recanati. Il Foglio 293 "Osimo" alla scala 1:50.000 include nella sua parte nord-orientale una ampia fascia di mare mentre a sud si estende fuori margine con una sottile lingua di terraferma.

L'area del Foglio 293 "Osimo" include aree già interessate da rilevamenti geologici a fini urbanistici e paesaggistici eseguiti alla fine degli anni '70 e nei primi anni '80, per conto dei comuni di Ancona, Loreto, Castelfidardo e Camerano. Questi lavori sono stati presi in considerazione per il rilevamento del Foglio, ma è sempre stata effettuato un attento riesame della stratigrafia e controllo dei dati cartografici che talora ha condotto ad una nuova cartografia per estesi settori. Larga parte dell'area del Foglio ricade all'interno del bacino del fiume Musone, già oggetto di rilevamento geologico e geomorfologico da parte di A.A.V.V.(1997). Anche queste fonti cartografiche recenti sono state consultate per la redazione della nuova cartografia geologica.

Il criterio di rilevamento adottato per i terreni del Pliocene e Pleistocene marino è quello litostratigrafico, con l'utilizzo di formazioni e membri formalizzati ove possibile, ma anche mediante istituzione di unità informali qualora fosse riconosciuta una loro importanza regionale.

I depositi continentali quaternari che costituiscono la porzione di pianura del Foglio e i depositi alluvionali intravallivi sono stati classificati seguendo i criteri delle UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) così come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico Serie III (n. 1, pp. 67-86 e integrazioni successive) per la cartografia geologica nazionale. Tale scelta è stata adottata sulla base della possibilità di riconoscere, per i terreni in esame, la natura dei loro limiti inferiori e superiori ed estrapolarli ai depositi presenti nei Fogli limitrofi.

I campioni prelevati dalle formazioni marine plio-quaternarie sono stati sottoposti ad analisi biostratigrafica integrata delle associazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi, la quale offre un maggior potere di risoluzione stratigrafica e la possibilità di verifica incrociata dell'affidabilità del dato basata su un singolo gruppo tassonomico. In tal modo si è cercato di dirimere questioni tuttora irrisolte concernenti la biozonazione del plio-quaternario marino, evidenziando altresì lacune e condensazioni non ancora documentate anche nelle successioni più antiche cretacico-terziarie.

Il rilevamento geologico del Foglio 293 "Osimo" è stato eseguito sulla carta topografica di base, vettoriale alla scala 1:10.000 fornita dalla Regione Marche; la carta geologica derivata, alla scala 1:25.000, è stata prodotta per riduzione della suddetta cartografia tecnica regionale alla scala 1:10.000.

Per la produzione della cartografia geologica a scala 1:25.000, saranno utilizzate come basi topografiche le sezioni IGMI (Serie 25), rettificando manualmente la geologia al fine di adeguare campiture e limiti alla nuova base.

Per la redazione della cartografia geologica definitiva alla scala 1:50.000, saranno utilizzate le basi topografiche IGMI relative della Serie 50.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI STORICI

(M. Coltorti, M. Sarti)

L'area del Foglio 293 "Osimo" è stata oggetto di studi geologici sin dalla fine del XIX secolo (per questa ricognizione storica si veda anche la monografia di Nanni (1980) e relativa bibliografia). La prima cartografia dell'area del M. Conero si deve a Bonarelli (1894), che ha successivamente redatto, in tempi molto più recenti, la prima Cartografia Ufficiale del Servizio Geologico Italiano (Bonarelli e Sacco, 1936). Altre note più specifiche sono state dedicate alla complessa geologia dell'area costiera marchigiana (Cassetti, 1905; Cumin, 1936; Marchesini, 1941; Servizio Geologico D'Italia, 1966; 1967), inclusa la più recente edizione del Foglio Ancona alla scala 1:100.000, di Pirini & Raddrizzani (1963) e Fancelli & Raddrizzani (1964).

Specifici lavori di stratigrafia sulle sequenze plio-pleistoceniche dell'area costiera marchigiana si devono a Selli (1949), Ceretti (1962), Carloni & Ceretti (1967), Carloni *et alii* (1968), Crescenti *et alii* (1969; 1975) e Gillet (1969). I depositi fluviali quaternari sono stati oggetto di studio in questa fase pionieristica della ricerca geologica regionale da parte di Lipparini (1939) e Villa (1942) e quelli costieri, da parte di Albani (1933) e Buli (1944). I fenomeni franosi costieri già riconosciuti nell'area anconetana sono stati oggetto inoltre di studi specifici da parte di De Bosis (1860), Segre (1909, 1919), Manfredini (1951; 1958) e Carloni (1965). Ad ogni modo, solo dopo gli anni '70, nuove indagini metteranno in evidenza i problemi della complessa stratigrafia e tettonica anche sinsedimentaria di queste formazioni ubicate in quest'area di confine tra catena e avanfossa.

Il Foglio 293 "Osimo" ospita diversi GSSP, questi "Global Boundary Stratigraphic Section and Point (abbreviati in GSSP) sono località mondiali in cui siano registrate il maggior numero di informazioni fisiche, chimiche e paleontologiche su un limite tra due ere geologiche e dove tale limite sia fisicamente presente. Nella letteratura scientifica italiana i GSSP sono definiti da due termini, il primo, stratotipo, indica la successione litologica che caratterizza l'intervallo geologico che contiene il limite tra due ere; il secondo, chiodo d'oro, rappresenta invece il limite fisico tra due ere ed è il piano tra due strati che mette in contatto rocce di un'età con rocce dell' altraetà. Le località che vengono definite GSSP sono il punto di riferimento mondiale e devono essere prese in considerazione in qualsiasi caso si renda necessario valutare se una determinata roccia appartiene a un determinato intervallo geologico. I GSSP ospitati nel F 293 "Osimo" sono: Limite Eocene Oligocene presso la cava di Massignano (Premoli Silva & Jenkins, 1993) ed il limite Serravalliano Messiniano ubicato alla base di Monte dei Corvi (Hilgen *et alii*, 2005).

Il Foglio 293 "Osimo" ricade nel settore centro-orientale dell'Appennino umbro-marchigiano, il quale rappresenta la porzione più "esterna", seguendo il classico modello della progressiva migrazione della catena appenninica da ovest verso est dell'Appennino Settentrionale (Elter *et alii*, 1975). L'area marchigiana centro orientale è in genere considerata una porzione dell' avanfossa periadriatica mio-plio-pleistocenica, situata all'esterno delle principali dorsali carbonatiche che costituiscono i tratti geologici e geomorfologici essenziali della catena umbro-marchigiana ma come vedremo in seguito questo modello non soddisfa pienamente tutte le evidenze riscontrate nell'area. Si tratta ad ogni modo di un segmento di avanfossa che rappresenta uno dei settori più significativi per la comprensione della storia sedimentaria e deformativa delle zone più esterne dell'orogene appenninico sin dal Miocene superiore.

La successione stratigrafica umbro-marchigiana riflette l'evoluzione del margine continentale della microplacca adriatica (Adria o Apulia) a partire dal Triassico sebbene la porzione inferiore della successione triassico-paleogenica, di natura essenzialmente carbonatica, non affiori nel Foglio 293 "Osimo".

L'evoluzione tettonico-sedimentaria di questa successione è associata al *rifting* e successivamente alla deriva in quanto margine passivo, inizialmente soggetto a tettonica estensionale intracontinentale, la quale interessa pervasivamente, nella parte finale del Triassico, tutto il margine insubrico adriatico (Vai & Castellarin, 1992, e bibliografia associata) e ad una scala regionale più vasta, tutta l' area mediterranea occidentale. L' evoluzione delle facies associate a questa fase di tettonica disgiuntiva, sia pur con variazioni regionali e diacronie, mostra nella regione un passaggio da un ambiente di tipo continentale, a costiero tropicale con facies carbonatiche neritiche, a pelagico e la zona marchigiana esterna non fa eccezione a questa tendenza regionale. Nel Giurassico inferiore movimenti di

PROGETTO GAPC

tettonica distensiva disarticolano la piattaforma carbonatica con la formazione di un complesso sistema di *horst* e *graben*. Di conseguenza si individuano diversi ambienti deposizionali quali *seamount* e bacini relativamente profondi; in corrispondenza dei primi si depongono sequenze condensate mentre i bacini che li separano ospitano sequenze pelagiche "complete" di spessore variabile. Infine, sulle scarpate sono state descritte sequenze "composte" (CENTAMORE *et alii*, 1971) caratterizzate da termini di transizione tra quelli precedentemente descritti.

La *Maiolica* (Cretacico Inferiore), che è il termine stratigrafico più antico affiorante nell'area del Foglio 293 "Osimo", sutura le irregolarità della paleotopografia giurassica e marca la fine della fase estensionale giurassica. Una continua instabilità del fondo marino è documentata, durante l'intervallo deposizionale che abbraccia la successione dalla *Scaglia Rossa* allo *Schlier*, da depositi di frana sottomarina e brecce intraformazionali (CENTAMORE & MICARELLI, 1991). A partire dall'Eocene superiore, con la *Scaglia variegata* e la *Scaglia Cinerea*, la sedimentazione prevalentemente marnosa e pelitica indica l'aumento dell'apporto terrigeno all'interno delle aree bacinali. I termini miocenici del *Bisciaro* e dello *Schlier* del Conero sono in parte coevi delle spesse sequenze torbiditiche che si depositano nei grandi bacini della *marnoso-arenacea* umbra a nord (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; RICCI LUCCHI, 1985), sedimentazione documentata anche all'interno dei cosiddetti "bacini minori" della catena (CENTAMORE *et alii*, 1978). L'area del M.Conero durante il Miocene è infatti ubicata in posizione distale rispetto a questi bacini. La sedimentazione terrigena clastica nell'area del M. Conero rimane pelitica anche durante la deposizione della *formazione di Sapigno* e della *formazione a colombacci*. Il principale corpo clastico neogenico è rappresentato dall' *orizzonte del Trave*, un livello calcarenitico e calciruditico con *Limnocardium* (GILLET, 1969), sinora posto alla sommità della successione miocenica (NANNI, 1980; 1997).

La successione marina pliocenica poggia in discordanza erosiva sui terreni più antichi. PIRINI e RADRIZZANI (1963) hanno messo in evidenza come nell'area anconetana fossero presenti solo i termini più antichi della successione (Pliocene inferiore e medio) mancando i termini del Pliocene Superiore. La successione pleistocenica, che si depone in discordanza sui terreni più antichi, è stata suddivisa da COLALONGO *et alii* (1978) e NANNI *et alii* (1986) in dieci unità litostratigrafiche informali, le quali corrispondono ad associazioni di *facies* deltizie, estuarine e di spiaggia, originate da cinque maggiori cicli regressivo-trasgressivi. Infine i sedimenti che marcano la chiusura della sequenza marina, genericamente attribuiti al Crotoniano (CANTALAMESSA *et alii*, 1986), presentano complesse associazioni di *facies* compresi sedimenti di spiaggia esterna, sabbiosa e ciottolosa, e fan-delta (NANNI *et alii*, 1986; RAINONE *et alii*, 1981; MASSARI & PAREA, 1988). Si tratta di depositi che trovano analogia con quelli di larga parte del settore periadriatico, soprattutto quello marchigiano meridionale (CANTALAMESSA *et alii.*, 1986; BIGI

PROGETTO CARG

et alii, 1996). Da questo momento l'area del Foglio 293 "Osimo", interessata da movimenti di sollevamento verticale, emerge definitivamente e si approfondisce il reticolo idrografico trasversale attuale. Nelle prime fasi si generavano estese conoidi alluvionali alimentate dalle dorsali calcaree, poco o non incassate all' interno dei rilievi (Coltorti *et alii*, 1991a). In seguito, con l'approfondirsi dell' incisione valliva, si depongono terrazzi alluvionali all'interno degli assi vallivi (Coltorti & Nanni, 1987; Coltorti, 1997a,b).

Per quello che riguarda l'assetto strutturale, l'Appennino umbro-marchigiano costituisce una catena arcuata, convessa verso oriente, classicamente considerata come una catena di copertura (Bally *et alii*, 1986). Esso è caratterizzato da una successione sedimentaria mesozoico-terziaria (successione umbro-marchigiana) deformata, scollata dal basamento paleozoico in corrispondenza della *unità evaporitica* del Triassico superiore (*Anidriti di Burano*). Il livello di scollamento è costituito da una faglia a basso angolo con geometria complessa sulla quale si radicano, con geometria ad embrici, i sovrascorrimenti principali. Livelli di scollamento minori interessano la successione umbro-marchigiana a diversi livelli stratigrafici, i quali condizionano a loro volta la geometria della catena (Calamita *et alii*, 1991; Bigi *et alii*, 1996). I livelli di scollamento minori si collocano in corrispondenza delle *Marne a Fucoidi* (Cretacico inferiore *p.p.*), della *scaglia variegata* (Eocene medio *p.p.* - Eocene superiore *p.p.*), della *Scaglia Cinerea* (Eocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*) e dello *Schlier* (Miocene inferiore *p.p.* - Miocene superiore *p.p.*).

Negli ultimi anni, grazie ai sempre più numerosi dati di sottosuolo (tra i quali, importanti quelli acquisiti dal Progetto CROP; Pialli *et alii*, 1995), è stato evidenziato il coinvolgimento nell'edificio strutturale del basamento paleozoico (Barchi *et alii*, 1998; Boncio *et alii*, 1998; Decandia *et alii*, 1998; Coward *et alii*, 1999, e relativa bibliografia). Gli Autori concordano sul fatto che la deformazione della successione sedimentaria è stata controllata tanto dalla geometria e cinematica dello scollamento basale quanto dallo stile deformativo ereditato o di neoformazione del sottostante basamento.

Barchi *et alii*, (1998) individuano una faglia normale a basso angolo est-immergente negli affioramenti dell'alta valle del Tevere e in Val di Chiana (Faglia Alto-Tiberina), la quale si immergerebbe ad oltre 15 km di profondità al di sotto della catena. Questi Autori ritengono questa struttura tuttora attiva e sismogenetica mentre Calamita *et alii* (1999) e Coltorti & Pieruccini (1999; 2002) ritengono che la sua attività principale si sia esaurita con la fine del Pliocene inferiore dato che questo lineamento è troncato da una superficie di spianamento riconducibile ad un evento trasgressivo del Pliocene inferiore finale riconosciuto a scala globale. Questa superficie di spianamento è tuttora preservata alla sommità dei rilievi appenninici costituendo un importante *marker* per i movimenti tettonici successivi.

PROGETTO CARG

I sovrascorrimenti presenti sul fronte della catena, segnalati anche in Adriatico (Roveri *et alii*, 1986) si listricano su questa faglia a basso angolo. A partire dalla fine del Pleistocene inferiore, tutta la dorsale appenninica è soggetta ad una accelerazione dei processi di sollevamento, che interessano anche il settore periadriatico (Ambrosetti *et alii*, 1982; Dramis *et alii*, 1991; Dramis, 1993). Da questo momento sul lato occidentale della dorsale appenninica si attivano le principali faglie estensionali ad alto angolo a direzione NO-SE (Coltorti & Pieruccini, 1997a, b) e non sono più documentati sensibili movimenti compressivi, come indicato anche dai profili sismici in Mare Adriatico dove i depositi del Pleistocene inferiore suturano i sovrascorrimenti che deformano le unità più antiche (Ori *et alii*, 1986; Argnani & Gamberi, 1995).

Alcuni Autori hanno segnalato la presenza di faglie a direzione anti-appenninica (NE-SO) sia nella dorsale appenninica che nel bacino periadriatico (Boccaletti *et alii*, 1986; 1996; Nanni & Vivalda, 1987; Coltorti *et alii*, 1996), incluso il M. Conero (Nanni, 1980; Cello & Coppola, 1984). Tuttavia, nelle cartografie geologiche più recenti (Foglio 292 Iesi e 302 Tolentino) la presenza di queste strutture non è stata riscontrata con certezza e quindi la loro importanza è stata ridimensionata.

Gli eventi tettonici che hanno condizionato l'evoluzione sedimentaria dell'area dal Miocene ad oggi sono ascrivibili a più fasi deformative. Pieghe e sovrascorrimenti interessano i depositi miocenici sigillati da una importante discordanza nel Pliocene inferiore. Su questa discordanza giace la successione Plio-Pleistocenica più blandamente piegata ed a sua volta interrotta da discordanze di ordine minore. All'interno del Pliocene l'evento tettonico più antico è documentato sui bordi orientali della dorsale appenninica dove i sedimenti a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* sono fortemente deformati (Calamita *et alii*, 1990; 1991; 1994a). Più a nord, nell'area della Val Marecchia sui depositi del Pliocene inferiore sovrascorrono addirittura le *unità Liguri* (conti *et alii*, 1987). Un fenomeno analogo si osserva più a sud nell'area abruzzese dove sulla *formazione della Laga*, sovrascorrono non solamente l'*unità del Morrone* ed i depositi della piattaforma *Laziale Abruzzese* ma persino le *unità Molisane*. Sul Pliocene Inferiore-medio poggiano in discordanza terreni pliocenici dello stesso intervallo cronologico, ad indicare come la deformazione e la discordanza successiva si siano sviluppate in un breve intervallo di tempo. E' stata segnalata inoltre una diacronia tra i settori più interni e quelli più esterni (Calamita *et alii*, 1991): a Polverigi, la deformazione giungerebbe sino alla zona a *Globorotalia inflata* (circa 2.2 Ma), mentre a Porto S. Giorgio, sulla prosecuzione meridionale dell'*unità del Conero*, sino alla zona a *Globigerina cariacoensis* (circa 1,6 Ma), dunque già nel Pleistocene inferiore.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

(M. Coltorti)

La morfologia del territorio è irregolare e marcata da pochi contrasti di rilievo. Il più importante si osserva in corrispondenza della linea di costa, caratterizzata da una falesia viva con tratti verticali e subverticali. In particolare, ad ovest della linea di costa, si eleva la dorsale del M.Conero, che raggiunge i 532 metri sul livello del mare (Coltorti *et alii*, 1987a; Coltorti, 1997a). La rimanente parte è caratterizzata da un paesaggio collinare con quote medie che raramente superano i 300 metri, solcate quasi trasversalmente dalla rete idrografica del fiume Musone e più marginalmente dei fiumi Esino e Potenza. Il fiume Aspio, un affluente di sinistra del Musone, scorre invece quasi parallelo alla costa e con i suoi affluenti delimita verso ovest la dorsale del Monte Conero.

La dorsale del M.Conero deve la sua peculiarità all'affioramento dei terreni della successione umbro-marchigiana giurassico-oligocenica, i più orientali dell'intera penisola. Questi terreni, essendo caratterizzati da una notevole coesione interna, sono responsabili unitamente ai processi erosivi costieri della notevole acclività dei versanti (Coltorti *et alii*, 1987a; Coltorti, 1997a). Il M.Conero delimita inoltre una delle variazioni morfologiche più significative del versante adriatico dell'Appennino e cioè la virgazione della penisola, la quale corrisponde anche a quella dell'arco appenninico: a nord del Conero, la costa ha una direzione all'incirca NO-SE, mentre a sud, è disposta secondo un asse NNO-SSE.

La falesia è viva lungo tutto il settore settentrionale del foglio, mentre si presenta morta a sud di Numana. Durante la trasgressione versiliana, all'inizio dell'Olocene, la falesia nel settore settentrionale era meno arretrata di quanto non sia oggi, mentre in quello meridionale il mare generava falesie vive sino alla vallata del Musone (Coltorti, 1991; 1997a). La linea di costa, durante la massima fase di trasgressione marina, aveva invaso l'area dell'attuale foce del Musone e si spingeva per alcuni chilometri nell'entroterra, all'incirca nei pressi di Acquaviva-Villa Musone. La fascia costiera attuale si origina ca. 4000 anni fa, dapprima come un cordone litorale che delimita un'ampia palude costiera.

Questa ospiterà la sedimentazione fluviale sino al 1100 AD, fino a completo colmamento in seguito al quale la sedimentazione raggiunge pienamente la costa, con progressivo avanzamento verso mare. Le dinamiche costiere recenti sono state oggetto di studi specifici, a fini applicativi per l'importanza che rivestono nel mantenimento delle strutture balneari e delle infrastrutture viarie (strada e ferrovia) che insistono sul retrospiaggia a ridosso della battigia (Coltorti, 1991; 1997a; Curzi *et alii*, 1997).

Un ulteriore aspetto geomorfologico di rilievo è dato dalle valli fluviali che delimitano grosso modo sia il settore settentrionale che quello meridionale e, con il fiume Musone ed i suoi affluenti, Aspio e Fiumicello, tagliano in due il Foglio. La valle del Musone è caratterizzata da una serie di terrazzi posti a quote progressive sul fondo vallivo (Coltorti, 1991; 1997a). Essi sono preservati in modo particolare in sinistra idrografica, come avviene nella maggior parte dei fiumi marchigiani. Essi documentano l'interazione tra i cambiamenti climatici pleistocenici, che sono responsabili dapprima della rapida aggradazione valliva e successivamente della sua incisione, ed il progressivo sollevamento che stà tuttora interessando la fascia periadriatica.

Il paesaggio dell'entroterra è relativamente monotono soprattutto a causa della relativa omogeneità dei terreni plio-pleistocenici, ma anche per la scarsa importanza dei rari elementi strutturali che di fatto non modificano l'assetto del substrato. Gli elementi morfologici più salienti osservati all'interno delle aree collinari sono i versanti a gradini e le *mese*. Entrambe queste morfologie sono originate dal contrasto di resistenza tra livelli sabbiosi e arenacei, più raramente conglomeratici, in corrispondenza dei quali si sono sviluppate delle scarpate. In corrispondenza dei livelli argillosi e marnosi intercalati, l'erosione selettiva ha invece originato superfici sub-pianeggianti o a debole pendenza. Le *mese* si originano in corrispondenza di livelli arenacei e conglomeratici con giacitura suborizzontale che affiorano alla sommità dei versanti e che talora sembrano marcare la superficie deposizionale di un ciclo sedimentario. Data la posizione dominante di queste località, esse ospitano alcuni dei più importanti centri urbani dell'area come, per esempio, Camerano, Montesicuro, Offagna, Recanati, Filottrano, Montefano e Agugliano. Superfici strutturali che si sono originate in corrispondenza

PROGETTO CARG

di superfici di strato particolarmente inclinate caratterizzano il versante orientale del M.Conero. In particolare, la più rapida erosione della *Scaglia Cinerea* rispetto alla *Scaglia Rossa* ha condotto alla genesi di un lungo versante strutturale solcato da vallecole secondarie che originano veri e propri *flatirons*. Lungo la medesima direttrice il fenomeno si ripete tra il *Bisciaro* e lo *Schlier*. Sul versante orientale, nella zona delle Due Sorelle, l'erosione selettiva più rapida all' interno delle *Marne a Fucoidi*, ha generato dei *flatirons* nella *Maiolica*. Più a nord si segnala la scarpata di erosione selettiva che si è sviluppata in corrispondenza dell'*orizzonte del Trave* e che taglia obliquamente il versante costiero a nord della spiaggia di Mezzavalle.

Un tratto saliente del M.Conero e della dorsale omonima è la presenza dei lembi di superfici di spianamento che tagliano gli strati variamente piegati. La superficie conservata a quote più elevate, prossime a m 500, è quella che si osserva alla sommità dell'anticlinale del M. Conero, dove taglia la *Scaglia Rossa*. A sud del M.Conero l'erosione ne interrompe bruscamente la continuità.

Una superficie di spianamento si osserva anche alla sommità della falesia che interessa le complesse strutture tettoniche a nord di Portonovo dove sono localmente conservati tratti pianeggianti in rocce variamente piegate e sovrascorse. In questo settore una superficie di spianamento è ubicata a quote prossime ai m 150. Risulta estremamente difficile stabilire se la superficie preservata alla sommità del M.Conero si correli lateralmente alla discordanza alla base della *formazione di Fermo*. A nord di Portonovo invece, la superficie, spesso conservata come "cime di uguale altezza", taglia le *Argille Azzurre* e sembra correlabile alla discordanza presente alla base della *formazione di Fermo*. Nel caso che in futuro verrà dimostrato che anche la superficie alla sommità del M.Conero ha la medesima età verranno documentati importanti movimenti deformativi sinsedimentari nel Pleistocene inferiore-medio, similmente a quello che è stato suggerito più ad ovest sul fronte della dorsale appenninica (CALAMITA *et alii*, 1999).

Le principali morfologie legate alle dinamiche fluviali sono i terrazzi che sono presenti soprattutto lungo il Fiume Musone ed il Fiumicello a quote progressive sull'alveo attuale. Allo sbocco nelle valli principali dei torrenti minori provenienti dalla dorsale del M.Conero in passato si erano originate delle conoidi alluvionali che però sono state fortemente dissecate dai processi di approfondimento vallivo post-glaciale.

I processi erosivi sui versanti modellati sui terreni pelitici ed arenacei hanno condotto, anche nell'area in esame, alla genesi di numerosi calanchi, forme di erosione estremamente diffuse in tutta l'area marchigiana. La loro attivazione è spesso associata a movimenti franosi a cui fà seguito l'attivazione di forme di erosione concentrata. Sono comunque comuni anche forme legate alla formazione di fossi di erosione concentrata lungo i quali si attivano poi una rete di piccoli colamenti. Essi sono maggiormente diffusi nel settore settentrionale del Foglio

PROGETTO CARG

293 “Osimo” ed in particolare nei dintorni di Polverigi, Agugliano e Sappanico. L’area è inoltre fortemente rimodellata dall’attività antropica. Numerose città sono state edificate alla sommità dei versanti o su colli isolati in settori facilmente difendibili e solo in tempi recenti sono sorti o si sono ampliati i centri di pianura o quelli costieri, questi ultimi sviluppatesi estesamente a fini ricreativi soprattutto dopo gli anni ’50. Le aree di pianura costiera in particolare erano state interessate da vistose arginature sin dal Medioevo. Il fine era quello di bonificare questi settori inizialmente paludosi e utilizzare a fini agricoli le pianure adiacenti l’alveo. Per l’irrigazione erano stati creati lunghi canali artificiali, i “vallati” lungo i quali sorgevano numerosi mulini. In queste aree sono sorti in tempi recenti estese aree industriali (p.e. Baraccola”). Sui bordi della pianura e sui versanti collinari sono dunque stati realizzati importanti sbancamenti e riporti. Tra le forme di attività antropica si menzionano le cave, che verranno trattate in un capitolo specifico, e le discariche (indicate con la lettera “h” in legenda).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - METODI DI ANALISI BIOSTRATIGRAFICA

(A. Negri, R. Bruni, S. Giunta, C. Morigi)

Le analisi biostratigrafiche effettuate a supporto della cartografia del Foglio 293 "Osimo" sono state basate sulle associazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. Non esistendo un unico schema biozonale per tutto l'intervallo i stratigrafico considerato, è stato necessario servirsi di più schemi, ognuno valido per diverse finestre temporali, integrando poi risultati ottenuti per i due gruppi al fine di ottenere una univoca attribuzione cronologica. E' stato dunque utilizzato, per i nannofossili calcarei e per l'intervallo plio-pleistocenico, lo schema biozonale di Rio *et alii* (1990) (fig.1), mentre per il Tortoniano-Messiniano è stato necessario emendare lo schema di Martini (1970) con i dati di Negri *et alii* (1999) (fig. 2). Per quanto riguarda il Miocene medio e superiore, si e' utilizzato lo schema di Fornaciari *et alii* (1996) (fig. 2), mentre per il Miocene inferiore, quello di Fornaciari & Rio (1996) (fig. 2). Per il Paleogene è stato utilizzato lo schema biozonale di Martini (1970) (fig. 3) ed infine, per il Cretaceo, quello di Sissing (1977) (fig. 4).

Anche per i foraminiferi planctonici è stato necessario adottare diversi schemi biostratigrafici ed inoltre, le metodologie di studio sono state differenziate a seconda della litologia: nei calcari, le associazioni microfossilifere sono state studiate in sezione sottile mentre nelle litologie silicoclastiche o marnose si e'

proceduto mediante il tradizionale lavaggio del campione disgregato.

Gli schemi utilizzati sono dunque differenziati come segue: per il Pliocene-Pleistocene si è adottato quello unico di CITA (1975) (fig. 1), mentre per il Miocene sono stati usati, per le litologie calcaree quello di CENTAMORE & MICARELLI (1991) (fig. 5) e per litologie marnose, quello di IACCARINO (1985) (fig. 6). Per il Paleogene è stato adottato lo schema di BERGGREN *et alii* (1995) (fig. 3) ed infine, per il Cretaceo, ancora gli schemi di CENTAMORE & MICARELLI (1991) (fig. 7) e di CHIOCCHINI *et alii* (1994).

E' importante sottolineare che lo studio biostratigrafico è stato svolto in maniera integrata per le due categorie tassonomiche ottenendo così una maggiore risoluzione stratigrafica e soprattutto un controllo incrociato dell'affidabilità del dato. Un tale approccio ha consentito di acquisire informazioni di età decisamente più accurate e nuove di quanto noto in precedenza, soprattuto per quanto concerne le formazioni plio-pleistoceniche.

PROGETTO CARG

CRONO STRATIGRAFIA	foraminiferi Cita, 1975 (emend.)	foraminiferi Spaak 1983	nannofossili Raffi & Rio (emend.)	
Pleistocene Inferiore (Selinuntiano)	G. Truncatulinoides Excelsa	IX	MNN 19f	PSEUDOEMILIANA LACUNOSA
			MNN 19e	SMALL GEPHYROCAPSA
	G. Cariacoensis		MNN 19d	LARGE GEPHYROCAPSA
			MNN 19c	H.SELLII
			MNN 19b	C.MACINTYREI
Gelasiano	MPL6		MNN 19a	DICTYOCOCCITES PRODUCTUS
		VIII	MNN 18	DISCOASTER BROUWERI
		VII		
Piacenziano	MPL5	VI	MNN 16b-17	DISCOASTER PENTARADIATUS
			MNN 16a	DISCOASTER TAMALIS
	MPL4	V		
		IV		
Zancleano	MPL3	III	MNN 14-15	RETICULOFENESTRA PSEUDOUMBILICA
			MNN 13	CERATOLITHUS RUGOSUS
	MPL2	II	MNN 12	AMAUROLITHUS TRICORNICULATUS
	MPL1	I		

Fig.1 - *Schema biozonale per l'intervallo Pliocene Pleistocene a foraminiferi planctonici (Cita, 1975) e nanofossili calcarei (Rio* et alii, *1990).*

PROGETTO CARG

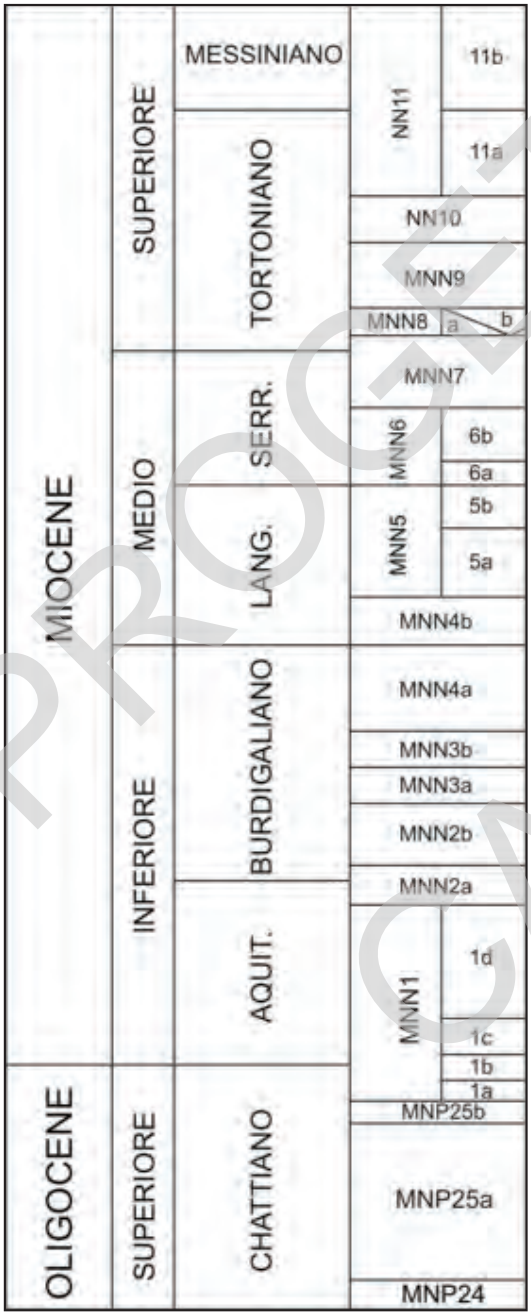


Fig.2 - *Schema biozonale a nannofossili calcarei per l'intervallo Oligocene superiore - Miocene, da* Martini *1970, emendato da* Fornaciari & Rio, *1996,* Fornaciari et alii, *1996,* Negri et alii, *1999*

PROGETTO CARG

OLIGOCENE	Sup.	*Globorotalia kugleri*	P22	CP19	b		
		Globorotalia ciperoensis ciperoensis			a	NP24	*Sphenolithus distentus*
	Medio	*Globorotalia opima opima*	P21	CP18		NP23	*Sphenolithus predistentus*
		Globigerina apliapertura	P19/20	CP17			
	Inf.	*Cassig. chipolensis/ Pseudohast. micra*	P18	CP16	c	NP22	*Helicosphaera reticulata*
					b	NP21	*Ericsonia subdisticha*
EOCENE			P17		a		
	Sup.	*Turborotalia cerroazulensis* s.l.	P16	CP15	b	NP19/20	*Isthmolithus recurvus*
		Globigerinatheka semiinvoluta	P15		a	NP18	*Chiasmolithus oamaruensis*
	Medio	*Truncorotaloides rohri*	P14	CP14	b	NP17	*Discoaster saipanensis*
		Orbulinoides beckmanni	P13		a	NP16	*Discoaster tani nodifer*
		Morozovella lehneri	P12	CP13	c	NP15	*Nannotetrina fulgens*
		Globigerinatheka s. subconglobata	P11		b		
		Hantkenina nuttalli	P10		a		
	Inferiore	*Acarinina pentacamerata*	P9	CP12	b	NP14	*Discoaster sublodoensis*
					a		
		Morozovella aragonensis	P8	CP11		NP13	*Discoaster lodoensis*
		Morozovella formosa formosa	P7	CP10		NP12	*Tribrachiatus orthostylus*
		Morozovella subbotina	P6	CP9	b	NP11	*Discoaster binodosus*
		Morozovella edgari			a	NP10	*Tribrachiatus contortus*
PALEOCENE	Superiore	*Morozovella velascoensis*	P5	CP8	b	NP9	*Discoaster multiradiatus*
					a		
		Planorotalites pseudomonardi	P4	CP7		NP8	*Heliolithus riedelii*
				CP6		NP7	*Discoaster mohleri*
				CP5		NP6	*Heliolithus kleinpellii*
	Medio	*Planorotalites pusilla pusilla*	P3	CP4		NP5	*Fasciculithus tympaiformis*
		Morozovella angulata					
		Morozovella uncinata	P2	CP3		NP4	*Ellipsolithus macellus*
	Inferiore	*Morozovella trinidadensis*	P1	CP2		NP3	*Chiasmolithus danicus*
		Morozovella pseudobulloides		CP1	b	NP2	*Cruciplacolithus tenuis*
		Globigerina eugubina			a	NP1	*Markalius inversus*

Fig.3 - *Schema biozonale per il Paleogene, a foraminiferi planctonici (Berggren, 1995) e Nannofossili calcarei (Martini, 1970).*

PROGETTO GMEG

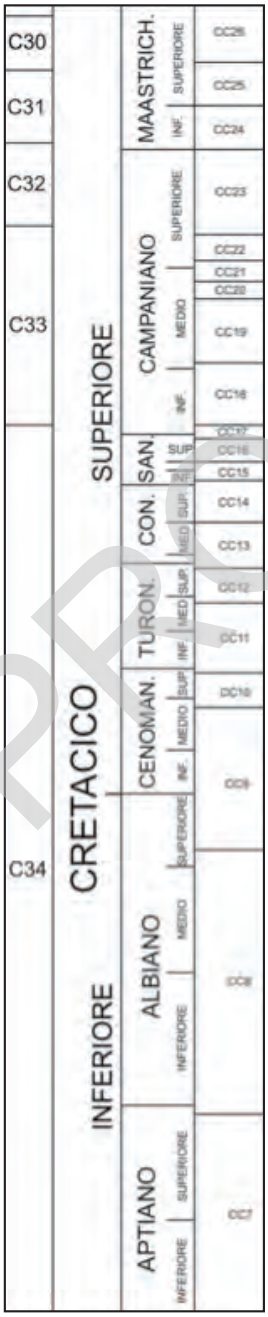


Fig.4 - *Schema biozonale a nannofossili calcarei per il Cretacico (Sissingh, 1977)*

PROGETTO CARG

MIOCENE	MESSIN.	ZONA ATIPICA	Globigerina multiloba, G. quinqueloba, Orbulina universa
		GLOBOROTALIA CONOMIOZEA	Globorotalia conomiozea, G. mediterranea, G. saphoae, G. acostaensis, G. humerosa, Globigerinoides obliquus extremus, Neogloboquadrina dutertrei
	TORTON.	GLOBIGERINOIDES OBLIQUUS EXTREMUS	Globigerinoides obliquus extremus, G.obliquus obliquus, Globorotalia acostaensis, G. humerosa, G. plesiotumida, G.suterae, Neogloboquadrina duterrei, Orbulina universa
		GLOBOROTALIA ACOSTAENSIS	Globorotalia acostaensis, G. menardii, G. continuosa, G. merotumida, Globigerinoides obliquus obliquus, G.bulloides, G. ruber seiglei
	SERRAV.	GLOBIGERINOIDES OBLIQUUS OBLIQUUS	Globigerinoides obliquus obliquus, G. subquadratus, Globorotalia praemenardii, G. menardii, G. mayeri, G. siakensis, Globoquadrina altispira
		ORBULINA INVERSA	Orbulina universa, O. suturalis, Globorotalia peripheronda, G. praemenardii, G. gr. miozea, G. siakensis, G. mayeri, Globigerinoides subquadratus, Globoquadrina altispira
	LANGH.	ORBULINA SUTURALIS	Orbulina suturalis, Praeorbulina spp., Globorotalia peripheronda, Globoquadrina altispira, Globorotalia siakensis, G. mayeri, Globigerinoides spp.
		PRAEORBULINA spp.	Praeorbulina spp., Globigerinoides spp., Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Globorotalia siakensis, G. mayeri, G. peripheronda
	BURDIGALIANO	GLOBIGERINOIDES BISPHERICUS	Globigerinoides bisphericus, G. trilobus, G. succuliferus, G. quadrilobatus, G. subquadratus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia siakensis, G. mayeri, G. praescitula
		GLOBIGERINOIDES TRILOBUS	Globigerinoides trilobus, Globoquadrina dehiscens, Globigerina woodi, Globorotalia continuosa, G. siakensis, G. mayeri
		GLOBIGERINOIDES ALTIAPERTUS/ CATAPSIDRAX DISSIMILIS	Globigerinoides altiapertus, G. tr. trilobus, Globoquadrina dehiscens, Globigerina woodi, Catapsidrax dissimilis, Globorotalia continuosa, G. siakensis
	AQUIT.	GLOBOQUADRINA DEHISCENS DEHISCENS	Globoquadrina dehiscens, G. praedehiscens, Globigerina tripartita, G. venezuelana, G.woodi, Catapsidrax dissimilis, Globigerinoides primordus, G. tr. trilobus, Globorotalia kugleri

Fig.5 - *Schema biozonale a foraminiferi planctonici per le litologie calcaree del Miocene (Centamore & Micarelli, 1991)*

PROGETTO CARG

MIOCENE	SUPERIORE	MESSINIANO	Zona non distinta	
			Globorotoalia conomiozea	
		TORTONIANO	*Globigerinoides obliquus extremus*	*Globorotoalia suterae*
				Globigerinoides obliquus extremus/G.bulloideus
			Globorotalia acostaensis	
	MEDIO	SERRAVALLIANO	*Globorotalia menardii* s.l.	
			Globorotalia siakensis	*Globorotalia siakensis/Globigerinoides obliquus obliquus*
				Globigerinoides subquadratus
				Globoquadrina altispira altispira
			Orbulina suturalis Globorotalia peripheroronda	*Globorotalia praemenardii Globorotalia peripheroronda*
				Orbulina universa
		LANGH.		*Orbulina suturatis*
			Praeorbulina glomerosa s.l.	
	INF.	BURDIG.	*Globigerinoides trilobus*	
			Globoquadrina dehiscens dehiscens Catapsydrax dissimilis	*Globigerinoides altiapertus Catapsydrax dissimilis*
		AQU.		*Globoquadrina dehiscens dehiscens*

Fig.6 - *Schema biozonale a foraminiferi platonici per le litologie marnose del Miocene (Iaccarino, 1985)*

PROGETTO CARG

CRETACICO SUPERIORE	MAASTRICHTIANO	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	Abathomphalus mayaroensis, Globotruncanita stuarti, G. conica, Rosita contusa, Rugoglobigerina spp.
		GANSSERINA GANSSERI	Gansserina gansseri, Globotruncana spp., Globotruncanita stuarti, Rosita contusa, Rugoglobigerina spp.,
		GLOBOTRUNCANA FALSOSTUARTI	Globotruncana falsostuarti, G. ventricosa, G. linneiana, G. arca, Globotruncanita stuarti, Rugoglobigerina spp.
	CAMPANIANO	GLOBOTRUNCANITA CALCARATA	Globotruncanita calcarata, G. stuartiformis, Globotruncana ventricosa, G. linneiana, G. arca, Rosita fornicata
		GLOBOTRUNCANA VENTRICOSA	Globotruncana ventricosa, G. linneiana, G. rosetta, G. arca, Globotruncanita stuartiformis, Rosita fornicata
		GLOBOTRUNCANITA ELEVATA	Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, Globotruncana linneiana, G. arca, Rosita fornicata
	SANTONIANO	DICARINELLA ASYMETRICA	Dicarinella asymetrica, D. concavata, Marginotruncana spp., Rosita fornicata, Globotruncana linneiana.
		DICARINELLA CONCAVATA	Dicarinella concavata, Marginotruncana spp., Whiteinella spp., Dicarinella spp.
	CONIACIANO	MARGINOTRUNCANA SCHNEEGANSI	Marginotruncana schneegansi, M. coronata, M. pseudolinneiana, M. sigali, Whiteinella spp., Dicarinella
	TURONIANO	PRAEGLOBOTRUNCANA HELVETICA	Praeglobotruncana helvetica, P. prehelvetica, P. stephani, Whiteinella baltica, Marginotruncana pseudolinneiana, M.
		WHITEINELLA ARCHEOCRETACEA	Whiteinella archaeocretacea, W. baltica, W. paradupla, Praeglobotruncana stephani, P. prehelvetica, Hedbergella
	CENOMANIANO	ROTALIPORA CUSHMANI	Rotalipora cushmani, R. appenninica, R. brotzeni, Praeglobotruncana stephani, Whiteinella baltica, W.
		ROTALIPORA REICHELI	Rotalipora spp., Hedbergella spp.
		ROTALIPORA BROTZENI	Rotalipora brotzeni, R. montsalvensis, R., Hedbergella spp.
CRETACICO INFERIORE p.p.	ALBIANO	ROTALIPORA APPENNINICA	Rotalipora appenninica, Planomalina buxtorfi, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Hedbergella
		ROTALIPORA TICINENSIS	Rotalipora ticinensis, R. subticinensis, Hedbergella spp.
		TICINELLA BREGGIENSIS	Ticinella breggiensis, T. primula, T. roberti, Hedbergella spp.
		TICINELLA PRIMULA	Ticinella primula, Hedbergella delrioensis, H. planispira
		TICINELLA BEJAOUAENSIS	Ticinella bejaouensis, Globigerinelloides spp., Hedbergella planispira, H. trocoidea, Planomalina cheniourensis
	APTIANO SUPERIORE	HEDBERGELLA TROCOIDEA	Hedbergella spp., Planomalina cheniourensis, Globigerinelloides ferreolensis
		GLOBIGERINELLOIDES ALGERIANUS	Globigerinelloides spp., Hedbergella gorbachikae, H. trocoidea, Planomalina cheniourensis
		GLOBIGERINELLOIDES FERREOLENSIS	Globigerinelloides ferreolensis, G. blowi, Hedbergella spp.
		SCHAKOINA CABRI	Schakoina cabri, Globigerinelloides blowi, G. mandalensis, Hedbergella spp.
	APTIANO INF.	GLOBIGERINELLOIDES BLOWI	Globigerinelloides spp., Hedbergella spp.

Fig.7 - *Schema biozonale a foraminiferi platonici per il Cretacico (Centamore & Micarelli, 1991)*

PROGETTO CARG

2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI MARINI
(M. Coltorti, M. Sarti, A. Negri)

I depositi marini affioranti nel Foglio 293 "Osimo" appartengono alla classica successione umbro-marchigiano-romagnola (Fig. 1) e del bacino Periadriatico (Cantalamessa *et alii*, 1986; 1987; Centamore & Micarelli, 1991; Bigi *et alii*, 1996). La sequenza mesozoica è rappresentata dalle formazioni della *Scaglia Rossa*, delle *Marne a Fucoidi* e della *Maiolica*, la quale costituisce la più antica formazione affiorante nel foglio. La successione Oligo-Miocenica è rappresentata da tutti i termini dalla *Scaglia variegata* alla *formazione a colombacci* ad eccezione delle evaporiti primarie nel gruppo della *Gessoso-solfifera*. Per quanto riguarda la successione plio-pleistocenica essa affiora in discordanza sui terreni più antichi ed è costituita da depositi neritici e di spiaggia. Sono assenti i depositi prevalentemente arenacei grossolani presenti nelle aree più occidentali. I termini più recenti appartengono al Pleistocene medio.

2.1. - Successione Umbro Marchigiano Romagnola

2.1.1. - *Maiolica* (**MAI**)

Litostratigrafia. La *Maiolica* affiora esclusivamente sul versante orientale del Monte Conero dal settore a sud dello Scoglio della Vela a quello a sud delle Due Sorelle, con la sua porzione sommitale, per uno spessore complessivo non superiore ai 100 metri. Si tratta di un'area estremamente acclive e di difficile accessibilità. In questo settore la formazione affiora con strati a franapoggio e pendenza minore del versante ma localmente con pendenza analoga a quelle del versante. Le caratteristiche della formazione sono dunque osservabili solo localmente e spesso sono riferibili agli intervalli formazionali sommitali, più prossimi al contatto con la formazione successiva. E' stata inoltre rinvenuta in sondaggio all'interno del Pozzo Musone1 da - 1817 m a 1845 (fondo pozzo) dal piano campagna. Nel versante orientale del M. Conero, la *Maiolica* è costituita da calcari micritici di colore dal bianco al grigio chiaro, subordinatamente calcareniti finemente laminate con spessori di 40-60 cm. A questi livelli si intercalano sottili interstrati argillosi bituminosi nerastri e rari livelli di calcari marnosi con selce nera in liste e noduli. Sottili livelli pelitici scuri sono stati osservati nei pressi delle spiaggie delle Due Sorelle al passaggio con la sovrastante formazione delle *Marne a Fucoidi*. Il passaggio è marcato dalla scomparsa degli strati micritici biancastri e dalla presenza di uno strato di selce nerastra spesso circa 10 cm.

PROGETTO CARG

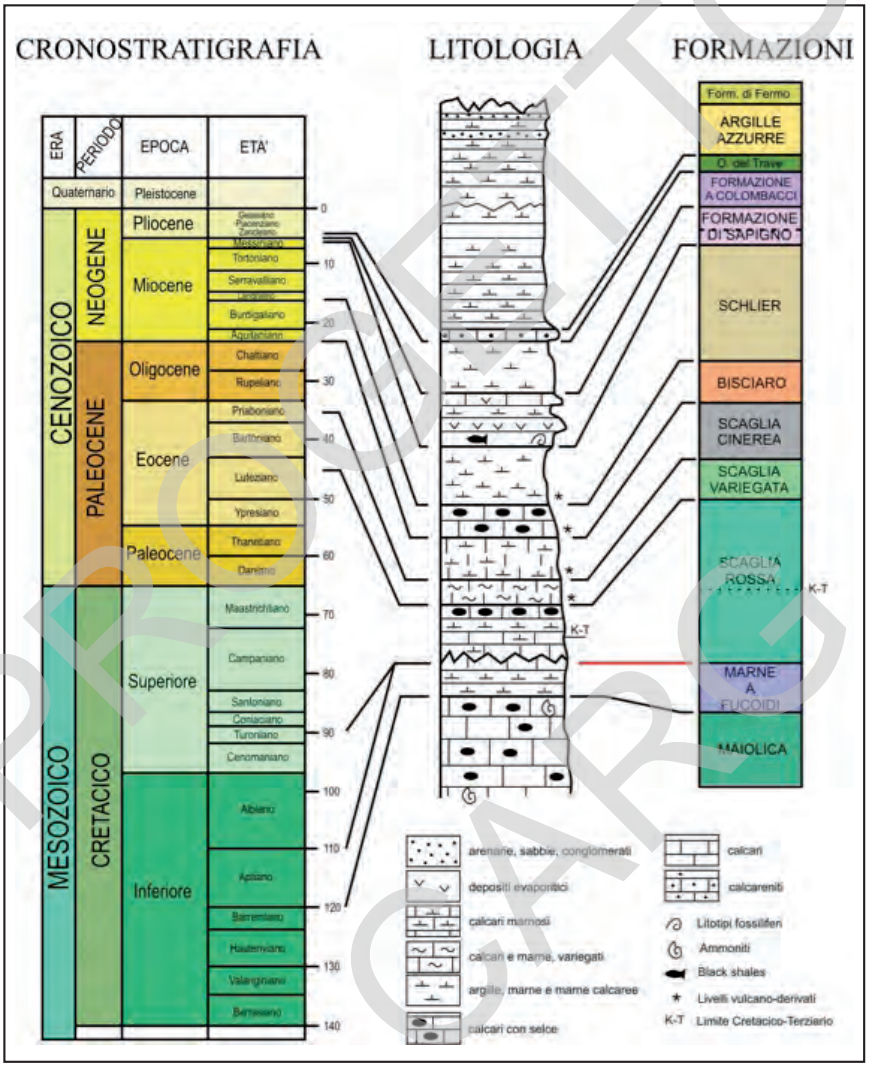


Fig. 8 - *Schema cronostratigrafico del Foglio 293 "Osimo"*

Microscopicamente, si tratta di biomicriti contenenti la caratteristica associazione a Tintinnidi e Radiolari.

Biostratigrafia. Sulla base del lavoro di MICARELLI *et alii*, (1977), l'età dell' intera formazione è compresa tra il Titonico superiore e il Barremiano. Nell'area investigata, il contenuto in nannofossili è estremamente ridotto e la pessima conservazione degli esemplari rinvenuti non ha permesso di dettagliare in maniera

PROGETTO CARG

più precisa l'età della formazione. Lo studio in sezione sottile delle associazioni a foraminiferi ha confermato che nel Foglio 293 "Osimo" è presente solo la parte superiore di questa formazione (biozona a *Stomiosphaera moluccana* e radiolari dello schema di Centamore & Micarelli (1991), corrispondente all' Hauteriviano-Barremiano.

Paleoambiente deposizionale La *Maiolica* è una tipica formazione pelagica. La presenza di livelli calcareo-detritici e brecce rinvenute in pozzo suggerisce apporti detritici da piattaforme carbonatiche circostanti (*e.g.* la piattaforma laziale-abruzzese) e/o da alti strutturali riconosciuti come elementi caratteristici dei fondali giurassici dell'Appennino umbro-marchigiano. A scala regionale con la deposizione della *Maiolica* viene in larga parte livellata la paleotopografia generatasi con la fase distensiva giurassica. Tuttavia, dati i limitati affioramenti di *Maiolica*, non è stato possibile riconoscere variazioni di spessore e di facies che potessero riflettere diversi paleoambienti deposizionali e la presenza di eventuali irregolarità topografiche ereditate dalla piattaforma carbonatica liassica.

Cretacico inferiore (Hauteriviano-Barremiano)

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

Litostratigrafia. Affiora lungo il versante nord-orientale del Monte Conero in tratti fortemente acclivi e difficilmente raggiungibili. L'unico affioramento facilmente osservabile è ubicato a sud Spiaggia degli Schiavi (Fig. 9) dove la formazione raggiunge uno spessore massimo di circa 10 metri. Il nome della formazione deriva dalla presenza pervasiva di bioturbazioni, storicamente note come *Fucoidi* e attribuibili principalmente ad una associazione a *Chondrites*, *Planolites* e *Zoophycos*. E' costituita da argille e argille siltose policrome, spesso intensamente clivate, e da marne argillose bituminose nerastre in strati sottili (*black shales*), con liste e noduli di selce nerastra e rossa. Il passaggio alla soprastante *Scaglia Rossa* è caratterizzato dalla ricomparsa di selce rossa in strati piuttosto continui e dalla scomparsa dei sottili livelli marnosi bituminosi.

Lo spessore ridotto della formazione rispetto a quanto osservato a scala regionale (circa 60 metri) suggerisce la presenza di una lacuna sedimentaria che si estenderebbe sino alla deposizione della *Scaglia Rossa* in quanto, nel Foglio 293 "Osimo", è assente anche la *Scaglia Bianca*. Il contatto tra le *Marne a Fucoidi* e la *Scaglia Rossa*, sebbene poco visibile in affioramento, sembra di carattere erosivo, anche se la limitatezza degli affioramenti non permette una caratterizzazione più precisa. In affioramento le due formazioni sono paraconcordanti e si può ipotizzare la presenza di una superficie corrispondente ad un fenomeno gravitativo sottomarino che potrebbe aver portato all'elisione di parte della successione. L'eventuale accumulo conseguente a questo fenomeno sarebbe ubicato verso est, in mare Adriatico.

PROGETTO CARG

Biostratigrafia. Il contenuto microfossilifero delle *Marne a Fucoidi* è generalmente costituito da nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici, mentre i foraminiferi bentonici sono più rari. Possono essere presenti anche radiolari, concentrati in alcuni livelli. Nel Foglio 293 "Osimo" i nannofossili calcarei sono scarsi e mal conservati, mentre l'associazione a foraminiferi planctonici è rappresentata dalle biozone da *Globigerina infracretacea* a *Globigerinelloides blowi* (Centamore *et alii*, 1986), riferibili all'Aptiano.

Paleoambiente deposizionale. Le *Marne a Fucoidi* sono sedimenti di ambiente pelagico scarsamente ossigenato, disossico o localmente anossico. I sedimenti riccamente organici a strati sottili delle *Marne a Fucoidi* si sono deposti durante un periodo di quiescenza tettonica durato circa 30 milioni di anni. La paleotopografia del bacino umbro-marchigiano è considerata pianeggiante in quanto già completamente livellata durante la deposizione della *Maiolica*. L'elisione della successione sul versante orientale del M. Conero suggerisce però la presenza di locali deformazioni tettoniche che potrebbero aver innescato movimenti gravitativi lungo i piani di strato. Movimenti locali e grandi *slumping* sono d'altra parte estremamente diffusi all'interno della formazione successiva.

Cretacico inferiore (Aptiano - Albiano)

Fig. 9 - *L'affioramento di Marne a Fucoidi a sud della Spiaggia degli Schiavi. La freccia indica il brusco contatto con la Maiolica sottostante marcato dalla comparsa dei livelli marnoso argillosi policromi e la Scaglia Rossa soprastante, marcato dalla comparsa di strati calcarei e calcareo-marnosi biancastri.*

PROGETTO CARG

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

Litostratigrafia. La *Scaglia Rossa* affiora esclusivamente sul rilievo del M. Conero ed in particolare lungo tutto il fianco occidentale dell'anticlinale. Questa formazione è costituita in prevalenza da calcari micritici e detritici rosati e biancastri, in strati da spessi a molto spessi, con sottilissimi interstrati di argille di colore nerastro come è possibile osservare nelle numerose sezioni in corrispondenza delle ex-cave adiacenti la strada che da Ancona conduce a Sirolo. La selce rossastra, in noduli e liste, non è ubiquitaria e non è uniformemente distribuita.

Gli strati detritici presentano frequenti laminazioni piano-parallele e incrociate a piccola scala interpretabili come il prodotto di correnti di torbida diluite provenienti da vicine piattaforme carbonatiche. I primissimi metri basali presentano colore biancastro ed erano stati attribuiti erroneamente alla *Scaglia Bianca*, pur non avendone l'età. Data la relativa uniformità delle litofacies non è stato possibile distinguere i tre membri della formazione riconosciuti in Appennino. Nel Foglio 293 "Osimo" la *Scaglia Rossa* è rappresentata dalla sola porzione Campaniano-Eocenica, corrispondente ai membri R2-R3 della litostatigrafia tradizionale appenninica. E' probabile che la base della formazione (il membro R1), analogamente alla *Scaglia Bianca*, manchi per lacuna erosiva. L'affioramento di *Scaglia Rossa* più significativo si trova nella grande Cava Fornaci al Poggio di Ancona, dove sul fronte di cava ormai abbandonato è esposta la parte centrale della formazione e, in particolare, gli strati del limite Cretacico-Terziario (K/T). Sul fronte di cava si osserva il contrasto cromatico tra gli strati biancastri soggiacenti al limite K/T e quelli soprastanti, di colore rosato. Gli strati calcareo-detritici e calcarenitici intercalati nei calcari marnosi del Cretacico terminale raggiungono spessori fino a 2,5 metri.

Più a sud, uno di questi livelli, noto come *livello Marchesini*, è stato utilizzato come materiale lapideo sin dall'epoca romana. Questi livelli contengono faune neritiche di piattaforma carbonatica comprendenti echinodermi, foraminiferi bentonici (*e.g. Orbitoides*), coralli, bivalvi, alghe calcaree. La granulometria delle calcareniti varia da fina a grossolana, fino a molto grossolana se vi si associano grossi clasti ruditici organogeni di 10-15 centimetri. Nella formazione si riconoscono numerosi *slumping* e *mega-slumping* spessi fino a 15 metri come al teatro delle Cave di Numana.

Lo spessore della *Scaglia Rossa* osservabile nell' area del Foglio 293 "Osimo" è di 100-150 metri, molto ridotto rispetto a quanto osservato in altri settori dell'Appennino dove può raggiungere i 300-400 metri. La stima precisa è tuttavia resa difficoltosa dalla presenza di faglie.

Biostratigrafia. Il contenuto microfossilifero è rappresentato principalmente da nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. Nelle litofacies detritiche sono presenti numerosi rappresentanti di ambiente neritico (echinodermi, molluschi,

PROGETTO CARG

frammenti di rudiste), micro- e macro-foraminiferi bentonici, alghe calcaree, ecc.

Le associazioni a nannofossili calcarei presenti nei campioni esaminati corrispondono a quelle del *membro R2* dell'area appenninica e risultano assai povere di individui, mediamente mal conservati. Le associazioni a foraminiferi planctonici degli stessi campioni sono invece ricche e diversificate, ed hanno permesso di datare questa porzione al Campaniano (biozone a *Radotruncana calcarata-Globotruncana falsostuarti*). Gli orizzonti calcarenitici intercalati sono stati riferiti alla zona a *Orbitoides media* di Chiocchini *et alii* (1994) appartenente al Maastrichtiano.

Per quanto riguarda la porzione Cenozoica della formazione le associazioni a nannofossili calcarei appartengono all' intervallo compreso tra le biozone NP1 e NP17 dello schema biozonale di Martini (1970) e le associazioni a foraminiferi planctonici hanno evidenziato le biozone da P1 a P12 dello schema biozonale di Berggren *et alii* (1995). Queste biozone concordano nell'indicare l'intervallo del Paleocene-Eocene medio come ambito cronologico per la formazione e confermano le conclusioni degli Autori precedenti.

Paleoambiente deposizionale. La formazione della *Scaglia Rossa* è riferibile ad un ambiente pelagico, con il bacino in via di compartimentalizzazione per effetto dei prodromi dell'orogenesi alpina. L'identificazione di diversi depocentri deposizionali giustifica le variazioni di *facies*, di spessore e gli *hiatus* della *Scaglia Rossa*. Un importante contributo alla sedimentazione viene da flussi torbiditici di materiali sia grossolani (calcarentiti bioclastiche e occasionalmente ruditi biogeniche), che fini (melme di peripiattaforma), alimentati da adiacenti piattaforme carbonatiche, ad est (Mare Adriatico) e a sud (piattaforma laziale-abruzzese). Lo stato di ossigenazione del fondo marino doveva variare da moderatamente disossico ad ossico: le pelagiti non mostrano il tipico colore rosso della *Scaglia Rossa* classica ma piuttosto pallidi colori rosati o biancastri, a causa di moderate condizioni riducenti probabilmente legate ad alta bioproduttività lungo i margini delle piattaforme.

Cretacico superiore (Turoniano) - Eocene medio (Luteziano *p.p.*)

2.1.4. - *Scaglia variegata* (**VAS**)

Litostratigrafia. La *scaglia variegata* è costituita da marne argillose intensamente clivate, calcari marnosi e marne calcaree in strati sottili e medi, localmente disturbati da pieghe e deformazioni sinsedimentarie (*slumping*). Il colore è cangiante, dal rosato al violaceo, al grigio e grigio verdastro, con variegature zonate o a fiamme e il suo spessore varia tra i 30 e i 50 metri.

Il passaggio dalla sottostante *Scaglia Rossa* è graduale e caratterizzato dalla comparsa e dal progressivo aumento verso l'alto dei litotipi marnoso-argillosi

PROGETTO CARG

e scomparsa della selce. La formazione è ben esposta nei pressi della località Poggio, a sud di Ancona, dove è costituita prevalentemente da calcari marnosi, marne calcaree e marne argillose di colore grigio-verdastro e rosato, in strati regolari in genere spessi fino a 20 cm. Le litologie più calcaree sono presenti nella parte basale della formazione, mentre verso l'alto predomina la componente marnoso-argillosa.

Un altro affioramento caratteristico della scaglia variegata si trova in località Massignano, dove è stato istituito lo stratotipo del limite Eocene/Oligocene. Negli ultimi cinque metri di questa sezione, sono segnalati alcuni strati ricchi in biotite di origine vulcanica. La parte superiore della *scaglia variegata* a Massignano è stata oggetto di approfonditi studi: in questi metri sommitali (circa 6.6 m), oltre alla presenza di biotite sono state osservate microcristiti, microtectiti, quarzo sottoposto a *shock* da impatto e una leggera anomalia di iridio, che potrebbero indicare gli effetti di impatti di corpi extraterrestri (MONTANARI *et alii*, 1993).

Il limite superiore della formazione è posizionato in corrispondenza dell'ultimo livello di colore rosa-violaceo che corrisponde anche alla scomparsa della selce. Questo contatto si osserva bene sia sul tratto di affioramenti costieri a sud degli scogli delle Due Sorelle, sia sul versante occidentale del M. Conero.

Biostratigrafia. La scaglia variegata si presenta come una biomicrite (*mudstone* e *wackestone*) a foraminiferi planctonici. Sono presenti foraminiferi bentonici calcareo-ialini e agglutinanti, di ambiente batiale, rari ostracodi, radioli di echinidi, denti di pesci e spicole di spugne, mentre i radiolari sono completamente assenti. Le analisi delle microbiofacies hanno rivelato cinque biozone a foraminiferi planctonici, dalla P12 alla P16 di BERGGREN *et alii* (1995), di età Eocene medio e superiore. Questa biozonazione è congruente con quella delle microflore a nannofossili, le quali hanno rivelato la presenza della biozona NP 15, secondo MARTINI (1970), coeva con l'intervallo biozonale a foraminiferi planctonici P15-P17 degli Autori precedenti.

Paleoambiente deposizionale. La formazione della *scaglia variegata* è una tipica emipelagite, riferibile ad un ambiente batiale ad alimentazione mista argilloso terrigena e carbonatica biogenica.

EOCENE MEDIO *P.P.* (LUTEZIANO *P.P.*) - EOCENE SUPERIORE *P.P.* (PRIABONIANO *P.P.)*

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

Litostratigrafia. La *Scaglia Cinerea*, nella sua *litofacies* più tipica affiorante nell' area del Monte Conero, è costituita da un'alternanza di strati da sottili a medi (10-50 cm) di marne calcaree, marne, marne argillose e, subordinatamente, di calcari marnosi, intensamente clivati e scagliosi e di colore piuttosto uniforme grigio cenere o grigio-verdastro. Nella porzione inferiore, al passaggio con la sottostante *scaglia variegata*, si ritrovano frequentemente toni policromi tra il

PROGETTO CARG

grigio e il rosato, rendendo sovente problematica la determinazione del limite tra le due formazioni. Come elemento composizionale caratteristico sono presenti, a varie altezze stratigrafiche, minerali femici (*e.g.* biotite) di origine vulcanoclastica che sono stati rinvenuti anche lungo la strada Ancona-Sirolo, poco a nord della località del Poggio. Nell'area costiera a sud delle Due Sorelle, la formazione è costituita da argille e argille marnose grigio-scure a frattura concoide in strati da sottili a medi, finemente laminate, con abbondanti frustoli vegetali e carboniosi fluitati. La porzione superiore della formazione è caratterizzata prevalentemente da argille marnose e marne verdastre mentre al passaggio con la sovrastante formazione del *Bisciaro* si osserva la comparsa di rare intercalazioni di calcari marnosi. A luoghi la stratificazione è indistinta e difficilmente risolvibile a causa dell'intenso clivaggio.

In località Massignano all'interno della *Scaglia Cinerea* è stato stabilito lo stratotipo del passaggio Eocene-Oligocene (Premoli Silva & Jenkins, 1993). Il limite stratigrafico tra le due epoche si trova al di sotto di due livelli ricchi di biotite vulcanica non rimaneggiata che hanno fornito un'età radiometrica K-Ar di 34,6 ± 0,3 Ma (Odin *et alii*, 1988). Lo spessore totale della formazione non supera i 100 metri, più comunemente 70 - 80 metri.

Biostratigrafia. Dal punto di vista micropaleontologico, la *Scaglia Cinerea* si caratterizza per il suo contenuto in nannofossili, foraminiferi bentonici e soprattutto planctonici. In base a questi ultimi si riconoscono due intervalli caratterizzati da due diverse associazioni; ai fini della definizione delle quali riveste particolare importanza la scomparsa del genere *Hantkenina*, il quale costituisce l'indicatore biostratigrafico del limite Eocene-Oligocene (Premoli Silva *et alii*, 1988), così come approvato dalla *Commission of Stratigraphy* dell'*International Union of Geological Sciences*.

Le analisi microbiostratigrafiche effettuate nella sequenza a nord del Poggio, hanno rivelato la presenza delle biozone a nannofossili calcarei NP21 di Martini (1970) e P18/19 di Berggren *et alii* (1995), attribuibili all'Oligocene inferiore.

Paleoambiente deposizionale. La *Scaglia Cinerea* è il prodotto di sedimentazione calcarea biogenica di ambiente batiale, la quale presenta caratteristiche discretamente uniformi nello spazio e nel tempo.

Eocene superiore *p.p.* (Priaboniano) - Oligocene superiore (Chattiano)

2.1.6. - *Bisciaro* (**BIS**)

Litostratigrafia. Il *Bisciaro* nell'area del Monte Conero è costituito da un insieme di calcari marnosi e siliceo-marnosi ben stratificati, di calcareniti in strati spessi e molto spessi, di colore dal grigio scuro all'avana, di marne calcaree e marne grigiastre in strati da medi a spessi di colore grigiastro, ricche di frustoli carboniosi, resti vegetali fluitati, noduli di pirite limonitizzata e sottili lamine vul-

PROGETTO CARG

canoclastiche (cineriti e tufiti prevalenti). Le calcareniti, caratteristiche delle zone meridionali del bacino umbro-marchigiano e del Monte Conero, sono costituite in gran parte da foraminiferi risedimentati, provenienti da alti strutturali o dal margine esterno di una piattaforma carbonatica prossima al sito deposizionale.

La formazione è ben esposta lungo il versante orientale di Monte Zoia, costituita da un'alternanza di calcari marnosi di colore grigio-avana, in strati dello spessore medio di 20 cm e strati sottili di marne argillose, queste ultime più frequenti nella parte basale della successione. All'interno di quest'ultime sono presenti sporadici livelli di selce nerastra ed intervalli caotici tipici di *slumping* intraformazionali, spessi fino a 10 metri. Il passaggio dalla sottostante *Scaglia Cinerea* è netto e marcato dalla comparsa dei livelli calcarenitici e selciferi.

Sul versante orientale del M. Conero, questa unità costituisce la parte alta della falesia che si estende da Saletto a Grotta Urbani, mentre sul versante occidentale questo litotipo origina una scarpata di erosione selettiva.

Nell'area settentrionale del Bacino Umbro-Marchigiano il *Bisciaro* è caratterizzato dalla presenza di una litozona composta da più del 90% di livelli vulcanoclastici (VB) e bentoniti derivate di spessore compreso tra 3,5 e 19 m. Amorosi *et alii* (1994) hanno riconosciuto almeno otto strati cineritici amalgamati e bioturbati compreso il livello "MegaP" di Coccioni *et alii* (1988).

Alcuni livelli bentonitici di spessore variabile originano strati-guida con estensione regionale denominati "*Raffaello*", "*Bramante*", "*Piero della Francesca*". Nell' area del Monte Conero questi livelli hanno uno spessore modesto e variabile, non superiore a qualche centimetro.

Dal punto di vista mineralogico, i sedimenti vulcanoclastici sono costituiti da frammenti di vetro e subordinatamente da cristalli di plagioclasio e da rari minerali femici (pirosseni, anfiboli, biotite). Datazioni radiometriche $^{40}Ar/^{39}Ar$ di plagioclasi hanno fornito un' età di 21,9 Ma per il livello "*Raffaello*" (Montanari *et alii*, 1997) e di 17,6 Ma del livello "*Piero della Francesca*" (Coccioni *et alii*, 1997). La composizione chimica della frazione vetrosa varia da strato a strato, con termini riferibili ad andesiti, daciti, riodaciti e rioliti; le composizioni riodacitiche risultano più diffuse nei livelli superiori, dove è presente sanidino, assente in quelli inferiori e medi. La composizione mineralogica suggerisce un vulcanesimo di tipo calcalcalino sebbene il magma originario sia da ritenersi tendenzialmente più basico di quanto indicato dal chimismo dei vetri, che sono prodotti da differenziazione magmatica. Le marne del *Bisciaro*, così come gli strati bentonitici derivati dall'alterazione delle cineriti, sono costituite, per quanto riguarda la frazione silicatica, da minerali smentitici e feldspati. Nelle marne è inoltre presente quarzo e subordinatamente illite e clorite (Amorosi *et alii*, 1994); i calcari siliceo-marnosi presentano le stesse caratteristiche mineralogiche, con la componente silicea costituita da quarzo e opale-CT, a seconda delle condizioni diagenetiche.

PROGETTO CARG

Regionalmente, il limite inferiore della formazione è posto alla base del livello "*Raffaello*", uno strato bentonitico di spessore compreso tra i 3 e 30 cm che corrisponde al primo evento vulcanoclastico del *Bisciaro* ed è un *marker* riconoscibile in tutto il Bacino umbro-marchigiano. Nel Foglio 293 "Osimo" il livello "*Raffaello*" è osservabile 100 metri dopo il bivio per le Casette del Poggio, sul lato settentrionale del taglio stradale, dove è costituito da argille smectitiche verdastre, semicoperte dal detrito ma facilmente riconoscibili in superficie per la presenza di noduli ed incrostazioni ocracee, spesse circa 20 cm.

Formalmente il limite superiore della formazione coincide con la base del "*Livello Piero della Francesca*", uno strato bentonitico analogo al precedente ma molto ricco in biotite, di spessore compreso tra 10 e 15 cm.

Tuttavia questo livello non è sempre di facile identificazione e il passaggio al soprastante *Schlier* è riconoscibile per la scomparsa dei litotipi calcarei grigi e grigio-verdi e la comparsa di una monotona successione marnosa di colore grigio-azzurro. Lo spessore del *Bisciaro* nel bacino umbro-marchigiano è variabile dai 15 agli 80 metri delle aree topograficamente più elevate, ai 150 metri dei bacini depressi, nei quali si hanno *litofacies* detritiche e calcareo-silicee. Lo spessore della formazione nell'area del Monte Conero si aggira attorno ai 100-120 metri.

Biostratigrafia. Il contenuto micropaleontologico del *Bisciaro* è rappresentato da nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici (dalle cui associazioni si deduce una profondità del fondale compresa tra 400 e 700 metri), radiolari, dinoflagellati, diatomee, ostracodi, pteropodi, spicole di spugne, denti di pesci, radioli di echinodermi e occasionali bivalvi. I radiolari sono particolarmente abbondanti nella parte basale della formazione. La bioturbazione è generalmente intensa, caratterizzata principalmente da *Zoophycos* e *Cylindrites*.

L'analisi delle associazioni a nannofossili calcarei ha rivelato la presenza delle zone MNN1 e MNN2 dello schema di Fornaciari & Rio (1996), mentre le associazioni a foraminiferi planctonici sono ascrivibili alle biozone a *Globoquadrina dehiscens* e *Globigerinoides altiaperturus/Globigerinoides trilobus*. Queste attribuzioni confermano una età aquitaniano-burdigaliana della formazione in esame.

Paleoambiente deposizionale. Il bacino del *Bisciaro*, a giudicare dalle indicazioni paleobatimetriche fornite dalle associazioni a foraminiferi bentonici, raggiungeva profondità comprese tra i 400 e i 700 metri (batiale superiore). La paleomorfologia era articolata e caratterizzata da irregolarità responsabili dei fenomeni gravitativi (*slumping*) osservabili sulla falesia del Conero. L'inizio della deposizione del *Bisciaro* (Oligocene superiore) è inoltre accompagnato dall'intensificarsi del vulcanesimo calcalcalino i cui prodotti cineritici, verosimilmente di provenienza sarda, sono intercalati a partire dagli strati basali.

La provenienza occidentale delle tufiti e cineriti pare confermata dalla tendenza alla prossimalità e all' aumento della granulometria procedendo da est ad ovest all'interno del Bacino umbro-marchigiano.

Miocene inferiore (Aquitaniano *p.p.* - Burdigaliano *p.p.*)

PROGETTO CARG

2.1.7. - *Schlier* (**SCH**)

Litostratigrafia.

Lo *Schlier* nel Foglio 293 "Osimo" affiora lungo la fascia costiera, sulla falesia da Numana a Sirolo, e sul versante occidentale del M. Conero. Si tratta di marne argillose, marne calcaree e argille di colore dall' avana, al bianco, al grigio, in strati da sottili a medi, spesso clivati, con sporadici noduli limonitizzati. A luoghi, si rinvengono *litofacies* finemente detritiche, in strati sottili lenticolari e discontinui, costituite da calcareniti laminate di spessore variabile da pochi centimetri fino ad un massimo di 2-3 metri. Nel settore costiero (Monte dei Corvi, M. Conero) e in particolare nei dintorni della località di Portonovo e a nord di esso, lo *Schlier* affiora in maniera pressochè completa ed è costituito da sei caratteristiche bancate calcareo-marnose di colore nocciola chiaro osservabili da mare sulla falesia già a partire dalla località del Passetto di Ancona. L'età di questi grossi strati è langhiana (16-14.5 Ma) e costituiscono un insieme di livelli-guida regionali assai riconoscibili in seno allo *Schlier*.

La porzione basale della formazione affiora in località Poggio (M. Conero) e consiste in marne e marne argillose grigio-nocciola, in strati spessi fino ad un metro, fratturati e clivati; la porzione intermedia affiora invece nei dintorni di Monte Carlin ed è costituita da una successione di marne calcaree, alternate a calcari marnosi grigio-verdastri, in banchi spessi fino a 2 metri. Verso l'alto, la successione è caratterizzata da una progressiva diminuzione della componente calcarea ed è costituita prevalentemente da marne argillose grigie, in strati sottili, a luoghi estremamente fratturate. La porzione sommitale è ben visibile in numerose località nelle vicinanze del Monte Conero, in particolare nei dintorni di Varano e a Monte dei Corvi dove è inoltre ben esposto il contatto stratigrafico con la sovrastante *formazione di Sapigno.*

In genere lo spessore della formazione è assai variabile (da poche decine a oltre 400 m) in relazione alla paleomorfologia del bacino e all'azione erosiva dei flussi gravitativi che hanno occasionalmente rimosso porzioni anche cospicue della successione. Nell'area costiera del Foglio 293 "Osimo", dove è possibile effettuare delle stime attendibili, lo spessore della formazione è di circa 300-350 metri.

Regionalmente, Centamore & Micarelli (1991) riportano complesse relazioni laterali e verticali dello *Schlier* nell' ambito del Bacino Umbro-Romagnolo. Nell' area più occidentale, nel settore più interno del bacino, lo *Schlier* presenta rapporti di eteropia latero-superiore con la formazione Marnoso-Arenacea e lo spessore varia da 50 a 200 metri e l'età è compresa tra il Burdigaliano superiore e Burdigaliano finale, mentre giunge al Serravalliano inferiore *p.p.* nell'area a ridosso della dorsale. Sempre nel Bacino Umbro-Romagnolo, lo *Schlier* presenta

PROGETTO CARG

eteropia latero-superiore con le *arenarie di M. Vicino*, rappresentanti il più antico dei bacino minori appenninici (Tortoniano inferiore).

Nel Bacino Marchigiano Interno, conservato tra le dorsali umbro-marchigiana e marchigiana, lo *Schlier* è eteropico e a volte ha contatti di tipo erosivo con le arenarie torbiditiche depostesi in una serie di bacini minori come quelli di Urbania, M. Turrino, S. Donato e Camerino. In questi bacini la deposizione dello *Schlier* termina, a seconda dei casi, tra il Serravaliano inferiore *p.p.* e il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

Nel Bacino Marchigiano Esterno, lo *Schlier* sembra essere eteropico, sebbene siano segnalati locali contatti erosivi, con formazioni coeve depositatesi in due bacini minori settentrionali (la *formazione marnoso arenacea* urbinate e la *formazione di S. Donato*). In questi bacini lo *Schlier* si deposita fino al Messiniano. A meridione, lo *Schlier* è parzialmente eteropico con le *marne con Cerrogna* e con le *marne a Pteropodi* affioranti nel *Bacino della Laga* dove presenta spessori elevati. Nelle aree rimanenti del Bacino Marchigiano Esterno, in particolare nelle aree più orientali, lo *Schlier* passa superiormente al gruppo *Gessoso Solfifera* e termina di depositarsi al passaggio tra Messiniano inferiore e Messiniano medio.

Biostratigrafia. Dal punto di vista micropaleontologico, lo *Schlier* è molto ricco in foraminiferi planctonici e bentonici, resti di pesci, radioli di echinidi, ostracodi e frammenti di bivalvi e gasteropodi.

Le associazioni a nannofossili calcarei nei campioni prelevati al Monte Conero rivelano l'intervallo stratigrafico comprendente le biozone dalla MNN2b di Fornaciari e Rio (1996) alla NN11b di Martini (1970), emendato da Negri *et alii* (1999), le quali confermano l'estensione della formazione dal Burdigaliano al Messiniano inferiore.

Paleoambiente deposizionale. Lo *Schlier* è costituito da tipici sedimenti emipelagici di piattaforma esterna con una componente carbonatica pelagica variabile ma sempre rilevante.

Miocene inferiore (Burdigaliano *p.p.*) - Miocene superiore (Messiniano *p.p.*)

2.1.8. - *Gessoso Solfifera* (**GS**)

Nell'area affiorano esclusivamente i terreni appartenenti alla formazione di Sapigno.

2.1.8.1. - Formazione di Sapigno (**GNO**)

Litostratigrafia. La formazione affiora in lembi limitati, nei settori nordorientali del Foglio, tra Camerano e la periferia di Ancona. Sono invece presenti

PROGETTO CARG

ottimi affioramenti lungo il tratto costiero compreso tra lo scoglio del Trave e Mezzavalle. La formazione consiste di un'alternanza di argille scure bituminose, diatomiti, gessi cristallini, gessareniti laminate e calcari solfiferi. Tali litotipi sono variamente associati e sono distinguibili per le caratteristiche di tale associazione: una litofacies inferiore, formata prevalentemente da peliti (**GNO_b**) ed una litofacies superiore, contenente gessi cristallini e gessareniti (**GNO_a**). Quest'ultima è particolarmente evidente lungo il tratto di costa compreso tra il Trave e Mezzavalle. In questo affioramento si riconoscono livelli di argille gessose e gessareniti ocracee alternati a gessi cristallini selenitici, con dimensioni dei cristalli che raggiungono i 10-15 cm di lunghezza. Lo spessore della litofacies GNOa è di circa 15 metri, mentre la formazione nel suo complesso raggiunge i 40-50 metri.

Paleoambiente deposizionale. La predominanza di argilla nella formazione di Sapigno nel Bacino Marchigiano Esterno denota un ambiente di piattaforma interna a profondità variabile ma modesta, in un contesto di bacini ristretti e confinati, a circolazione assai limitata. La base della formazione è caratterizzata dall'intensificarsi degli episodi anossici, a partire dagli ambienti a deposizione marnosa tortoniani, come conseguenza di una restrizione della circolazione di fondo e scarsa ossigenazione. La presenza di *facies* silicee diatomitiche alla base è riconducibile alla fase di deposizione tripolacea, un'episodio ad alta fertilità riconosciuto in tutto il Mediterraneo occidentale. La preservazione della sostanza organica pelagica nelle *facies* sapropelitiche è da mettere in relazione con la scarsa ossigenazione dei bacini perimediterranei nel Messiniano, come conseguenza della limitazione d'accesso alle acque di fondo atlantiche attraverso lo stretto di Gibilterra, fatto che, com'è noto, ha implicato un crisi di salinità culminata con la deposizione della successione evaporitica. Il gesso presente nella formazione, sotto forma di cristalli disseminati e gessareniti nel sedimento argilloso, testimonia la rideposizione di sedimenti deposti in ambienti limitrofi sottoposti a episodi di ipersalinità.

MIOCENE SUPERIORE (MESSINIANO)

2.1.9. - *Formazione a Colombacci* (**FCO**)

Litostratigrafia. La *formazione a Colombacci* è costituita da marne argillose, argille e argille siltose di colore da grigio a nerastro, in strati sottili, alle quali sono intercalati fino a cinque sottili livelli di calcari micritici biancastri di origine chimica (*Colombacci auct.*) e livelli di marne scure. Le peliti appartenenti a questa formazione affiorano estesamente nel settore orientale del Foglio 293 "Osimo" dove sono caratterizzate da una debole componente carbonatica. Si tratta di marne argillose e argille marnose grigiastre, in strati da sottili a medi, a frattura concoide

PROGETTO CARG

e localmente molto clivate. Nella successione si rinvengono altresì intercalazioni di livelli arenacei e arenaceo-conglomeratici, con ottime esposizioni in località Mezzavalle, nei pressi di Ancona, dove è ben visibile il passaggio graduale con la sottostante formazione di Sapigno.

I terreni della *formazione a Colombacci*, nella classica *facies* di argille marnose grigiastre laminate, con intervalli siltoso-sabbiosi laminati e sottilmente stratificati, sono stati osservati, seppur in misura limitata, anche durante lo sbancamento per la realizzazione dei nuovi quartieri residenziali a sud del quartiere Pinocchio di Ancona, dove costituiscono la terminazione periclinalica verso nord dell'anticlinale di Varano. La formazione ha uno spessore di circa 150 metri.

Biostratigrafia e paleoambiente deposizionale. Il contenuto paleontologico è costituito da foraminiferi planctonici, con faune oligotipiche e distrofiche e livelli a foraminiferi planctonici e bentonici rimaneggiati o con faune salmastre e dulcicole, in alternanze ritmiche più o meno regolari. Queste ritmiti, ancorchè irregolari, denotano una variazione ciclica dell'ambiente sedimentario, legata verosimilmante a fluttuazioni di natura climatica nel rapporto alcalinità/acidità delle acque, o variazioni di batimetria in quel particolare contesto bacinale denominato di "lago-mare", che si viene ad instaurare dopo la crisi di salinità messiniana, durante la quale all'instabilità climatica si associano le complesse deformazioni legate alla tettogenesi appenninica. La sedimentazione della *formazione a Colombacci* prelude, a scala regionale, all'inizio del nuovo ciclo sedimentario plio-pleistocenico.

I campioni prelevati dalla *formazione a Colombacci* del vicino foglio Ancona hanno fornito eta' apparente troppo antica per questo litosoma (Miocene inferiore e medio delle biozone MNN2a e MNN6b-7), fatto anomalo da imputare a rimaneggiamento di associazioni fossilifere dello *Schlier*.

L'analisi delle associazioni a foraminiferi della *formazione a Colombacci* è stata spesso deludente, per l'assenza di forme biostratigraficamente significative, che ha impedito una qualsivoglia definizione di età per questi sedimenti. L'intensa limonitizzazione di alcuni livelli, lo sviluppo di paleosuoli incipienti, il rimaneggiamento delle faune suggeriscono una natura in parte continentale o di derivazione continentale dei sedimenti.

Miocene superiore (Messiniano)

2.2. - Successione plio-pleistocenica marchigiana esterna

La spessa coltre di depositi marini plio-pleistocenici dell'area anconetana è da tempo nota e si presenta tipicamente bipartita. La parte più antica si sarebbe deposta nel Pliocene inferiore mentre quella più recente, di età pleistocenica marcherebbe la ripresa della sedimentazione dopo un lungo *hiatus* sedimentario che

PROGETTO CARG

avrebbe interessato larga parte del Pliocene superiore (Pirini & Radrizzani, 1963; Fancelli & Radrizzani, 1964; Ceretti & Colalongo, 1975; Colalongo *et alii*, 1975; Nanni, 1980; 1997; Nanni *et alii*, 1986). La successione pliocenica è abbastanza monotona ed è costituita di sedimenti pelitici mentre quella pleistocenica è stata divisa in cinque unità informali, le quali rappresentano in senso stratigrafico dinamico cicli trasgressivo-regressivi, costituiti da un membro basale pelitico e da un soprastante membro a tessitura più grossolana che può essere, a seconda dei casi, pelitico-arenaceo, arenaceo-pelitico, puramente arenaceo o arenaceo-conglomeratico. Nel rilevamento del Foglio 293 "Osimo", le unità costituenti la successione plio-pleistocenica sono state suddivise su base litostratigrafica, correlandole fisicamente su base litologica grazie agli effetti dell'erosione selettiva che ha lasciato chiare evidenze morfologiche dei litotipi affioranti. I sedimenti arenacei e conglomeratici infatti, meglio cementati e più competenti, generano per erosione selettiva scarpate strutturali facilmente seguibili per chilometri. Gli orizzonti pelitici, compresi tra due livelli più competenti, sono stati correlati con più difficoltà a causa delle estese coperture. Anche le ampie vallate dei fiumi maggiori hanno ostacolato la correlazione regionale dei litosomi. Particolarmente difficoltosa è stata l'individuazione delle variazioni laterali di *facies* della *formazione di Fermo* che presenta numerose interdigitazioni di corpi arenacei e conglomerati clinostratificati con livelli pelitico arenacei e pelitici.

La suddivisione formazionale della successione plio-pleistocenica è stata fatta su base puramente litostratigrafica e tenendo conto delle principali discordanze erosive. La discordanza più importante e già segnalata in letteratura è quella che separa le formazioni messiniane da quelle plioceniche ma estrema importanza assume anche la discordanza presente alla base dei sedimenti pleistocenici. Discordanze minori sono verosimilmente presenti anche nella parte medio-alta della sequenza marina pleistocenica ma la mancanza di estesi affioramenti e di una chiara risoluzione biostratigrafia impedisce una loro più estesa valorizzazione.

Le *Argille Azzurre* comprendono tutti i sedimenti più antichi suddivisi in corpi su base puramente litologica. L'*orizzonte del Trave*, considerato dagli Autori precedenti di età miocenica, date le sue relazioni geometriche con le formazioni sopra e sottostanti è stato considerato di età pliocenica e caratterizza dunque la base delle *Argille Azzurre* nell'anconetano. A questa formazione appartengono anche le prime quattro sequenze di cui è composta la successione pleistocenica talora separate da superfici inconformi, spesso con rapporti geometrici angolari.

La *formazione di Fermo*, la cui sezione tipo è localizzata a sud del Foglio 293 "Osimo", comprende il corpo di sedimenti grossolani al tetto della sequenza ed i successivi sedimenti pelitici indicati dagli Autori precedenti come appartenenti alla fase regressiva del 4° e l'intero 5° ciclo, gli ultimi in genere scarsamente rappresentati (Unità A5, S5 di Colalongo *et alii*, 1979).

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Argille Azzurre* (**FAA**)

Questa formazione è caratterizzata dalla predominanza di *facies* argillose e siltose, le quali si associano ciclicamente ad orizzonti sabbiosi, arenacei ed talora conglomeratici. Al suo interno sono state osservate alcune importanti discordanze erosive, come ad esempio, a sud e a nord del Montagnolo dove alternanze di sabbie ed argille a stratificazione suborizzontale pleistoceniche giacciono su analoghe peliti con sottili e rare intercalazioni sabbiose plioceniche, blandamente piegate ad anticlinale. Le alternanze litologiche riconosciute nella formazione sono state interpretate da Colalongo *et alii* (1975; 1979) come cicli regressivo-trasgressivi e dunque come una "successione verticale ordinata (non casuale) di diverse *litofacies*", nonchè "prodotto di una fase trasgressiva e di una regressiva della sedimentazione". La mancanza di evidenti superfici inconformi alla base dei cicli è stata interpretata da diversi Autori precedenti come il prodotto di una sostanziale continuità di sedimentazione, ma un simile ragionamento presenta delle insidie in quanto superfici paraconcordanti sono difficilmente riconoscibili senza la presenza di estesi affioramenti che raramente si hanno su queste successioni. E' inoltre teoricamente possibile anche la presenza di discordanze all'interno della medesima litologia ma per quanto riguarda queste *facies* in genere prossimali e di età pleistocenica, la biostratigrafia è di poco ausilio nell'attribuzione cronologica.

Nell'interpretazione corrente (Colalongo *et alii*, 1975; 1979), durante la fase tragressiva del ciclo, la deposizione di argille marine al di sopra di un ambiente di piana costiera sarebbe privilegiata; durante la fase regressiva del ciclo prevarrebbe invece la deposizione di sedimenti clastici grossolani litorali o deltizi. In aggiunta a questi allocicli trasgressivo-regressivi, che costituiscono il tema dominante, si sovrapporrebbero, con forzante puramente sedimentogeno, autocicli a scala minore legati alla migrazione laterale dei subambienti sedimentari di spiaggia e di delta sovralimentati. Attivazione e disattivazione di foci o fronti deltizi causerebbero, infatti, il rapido succedersi rispettivamente di sedimenti clastici grossolani e pelitici, senza implicare sostanziali variazioni relative del livello marino a scala regionale.

Litostratigrafia. Si tratta di sedimenti pelitici in strati da qualche decimetro ad un metro di spessore sia massivi che sottilmente laminati. La stratificazione, poco evidente, è marcata da sottili interstrati siltoso-sabbiosi. E' possibile che la scarsità di strutture sedimentarie sia da attribuire ad una intensa bioturbazione.

Questa *litofacies* è distribuita in maniera irregolare e lo spessore maggiore si osserva alla base, immediatamente sopra l'*orizzonte del Trave*, a sud di Ancona. A Numana, lungo la falesia costiera, le argille sono in concordanza sull'*orizzonte del Trave* e hanno uno spessore superiore ai 250 metri, mostrando una chiara ten-

PROGETTO CARG

denza all'aumento dello spessore e della frequenza dei livelli sabbiosi verso l'alto (*thickening-coarsening upward*). Nel settore meridionale, i migliori affioramenti della *litofacies* pelitica delle *Argille Azzurre* si hanno lungo la falesia costiera di Mezzavalle all'interno della quale si osservano numerosi fenomeni gravitativi sinsedimentari. I sedimenti appartenenti a questa unità basale affiorano inoltre lungo le pendici del versante di Camerano, sotto l'abitato. Nel settore settentrionale, questi sedimenti raggiungono spessori considerevoli e gli affioramenti sono molto estesi (zone a sud e a nordovest del Ghettarello): in questa località, al di sotto dei terreni pleistocenici, con contatto discordante, affiorano livelli pelitici appartenenti a questa *litofacies*, blandamente piegati ad anticlinale. A nord di Paterno, questi stessi sedimenti affiorano in tutto il settore settentrionale dell'area del Foglio estendendosi verso l'entroterra dove si intercalano con sempre maggior frequenza a *facies* più grossolane. Nel settore meridionale, tra il Musone ed il Fiumicello e nell'area di Filottrano le medesime *facies* contengono numerose intercalazioni arenaceo-sabbiose ed arenaceo-pelitiche, le quali paiono nuovamente diminuire in frequenza e spessore, verso sud.

Le *litofacies* pelitiche della porzione pleistocenica della formazione sono state investigate in dettaglio da Colalongo *et alii* (1975; 1979) e suddivise, come accennato in precedenza, in cinque cicli regressivo-trasgressivi. Il livello pelitico inferiore denominato A1 presenta pochi e sottili interstrati marnosi; i livelli A2 ed A3, presentano caratteristiche litologiche molto simili al precedente fatta eccezione che per lo spessore degli strati che localmente superano il metro. Nel livello A4, divengono più frequenti la intercalazioni sabbiose anche se con spessori ridotti. In tutti i livelli della successione, si segnalano orizzonti a clasti isolati, talora anche grossolani e tritume organogeno in lenti e livelli sottilissimi.

Le *litofacies* A1 ed A2 affiorano tra Polverigi e Santa Maria Nuova messe in luce sia da alcune ex cave per l'estrazione di argille e delle soprastanti sabbie, che lungo le profonde incisioni a nord di quest'ultimo paese. La *litofacies* A3 affiora tra Agugliano, Camerata Picena ed il fiume Esino e più a sud, ad ovest di Camerino e a nord di Castelfidardo dove è stata osservata in seguito a recenti scavi per fondazioni. La *litofacies* A4 è stata osservata nei dintorni di Montesicuro sempre in corrispondenza di alcuni sbancamenti a fini edilizi.

Biostratigrafia. La biostratigrafia a nannofossili calcarei effettuata sulle *Argille Azzurre* ha evidenziato una età Zancleano superiore- Piacenziano inferiore della base di questa unità (*biozone* *MNN14-15 *Reticulofenestra pseudoumbilicus* e 16a a *Discoaster tamalis* Rio *et alii*, 1990).

E' interessante notare che la biostratigrafia a foraminiferi sembra indicare un età dei sedimenti costantemente piu' antica di quanto indicato dalla biostratigrafia a nannofossili: ad esempio, alcuni campioni assegnati alla biozona MNN16, secondo lo schema di Rio *et alii* (1990), che dovrebbero corrispondere alla bio-

PROGETTO GARG

zona a foraminiferi planctonici MPL4 e parte della MPL5 di Cita (1975), sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici sono sistematicamente riferiti alla biozona MPL2 più antica (*cfr.* Foglio 282 "Ancona"). Questa discrepanza emersa grazie all'applicazione di una metodologia biostratigrafica integrata permette di evidenziare una lacuna assai piu' estesa di quanto indicato in letteratura (Colalongo *et alii*, 1979 e Cantalamessa *et alii*, 1986) che non riguarda piu' la sola biozona a *Sphaeroidinellopsis* (MPL1 di Cita *et alii* 1975), corrispondente alla base del Pliocene, ma risulta interessare le zone MPL1, MPL2 e MPL 3 di Cita (1975).

In tutte le successione esaminate, non sono stati rinvenuti elementi riferibili alle biozone a nannofossili calcarei MNN17 e MNN18, né le associazioni a foraminiferi planctonici sono state di maggior aiuto. Da questi dati sembrerebbe quindi mancare per lacuna tutto il Pliocene medio-superiore, in accordo con quanto osservato da alcuni Autori (Cantalamessa *et alii*, 1986). Campioni prelevati dalle porzioni sommitali delle *Argille Azzurre* hanno rivelato la presenza delle biozone MNN19b-d dello schema di Rio *et alii* (1990) corrispondenti ai piani dal Calabriano all'Emiliano del Pleistocene inferiore.

Ambiente deposizionale In generale le *facies* deposizionali delle argille documentano un ambiente di piattaforma continentale posto al di sotto delle profondità media alla quale si esplica l'azione delle onde. In questo contesto decantavano sotto costa importanti spessori di pelite, in massima parte di provenienza fluviale, con laminazioni piano-parallele o massiva in funzione del grado di bioturbazione del fondale. I sottili interstrati sabbiosi sono da imputare alla risospensione e decantazione di sedimenti relativamente più grossolani, probabilmente più litorali, in seguito ad eventi di tempesta.

L'ambiente deposizionale delle argille pleistoceniche è neritico infralitorale, dato che essi contengono comunque in varia misura sedimenti relativamente più grossolani di ambiente litorale esterno. Come evidenziato da Colalongo *et alii* (1975; 1979), si tratta comunque di sedimenti compresi in sequenze cicliche regressivo-trasgressive e dunque compresi nell'intervallo batimetrico canonico di 100-150 metri, proprio delle oscillazioni marine glacio-eustatiche pleistoceniche tenendo inoltre in conto la possibilità eventuali movimenti negativi del bacino.

L'ambiente deposizionale dei sedimenti pelitici del Pliocene inferiore e medio è invece lievemente più profondo, come documentato sia dalle associazioni a foraminiferi planctonici che dal rapporto plankton/benthos. Dato che questi sedimenti sono successivi alla deposizione del Trave, il quale ha caratteristiche assai peculiari di spiaggia in rapida trasgressione, (*ravinement*), è verosimile che ad una causa climatica si siano sommati movimenti tettonici che hanno generato un concomitante rapido approfondimento dell'ambiente sedimentario.

PROGETTO CARG

2.2.1.1. - Orizzonte del Trave (**tv**)

Litostratigrafia. L'*orizzonte del Trave* è un corpo tabulare di calcareniti grossolane, in strati da sottili a medi, a composizione organogena e bioclastica ed arenacea quarzoso-litica. Questo orizzonte giace in discordanza angolare sulla *formazione a Colombacci* e talora anche sulla *formazione di Sapigno*. I successivi terreni delle *Argille Azzurre* giacciano invece in concordanza su questo orizzonte. Tale orizzonte affiora con ottime esposizioni in località Scoglio del Trave, che dà il nome all'orizzonte, dove raggiunge uno spessore di circa 15 metri e prosegue a mare. Affioramenti di limitata estensione sono stati osservati anche nei dintorni di Varano e in prossimità di Villa Iannazzi, lungo la strada che dall'Università scende verso il Pinocchio, dove si osserva con discreta continuità un affioramento di arenarie fini, laminate con sottili interstrati pelitici. Questo livello-guida regionale è diffusamente presente nell'area rilevata ed è riconoscibile anche grazie a fenomeni di erosione selettiva, trattandosi dell'unico strato competente all'interno di formazioni prevalentemente argillose. Si osservano variazioni di spessore e non si può escludere che a luoghi esso manchi per lacuna.

Paleoambiente deposizionale. L'*orizzonte del Trave*, discordante sulle sottostanti formazioni mioceniche, rappresenta una tipica formazione di *ravinement* di una *facies* di spiaggia progradante a seguito di una rapida trasgressione. La mancanza di continuità laterale delle *facies* e le caratteristiche tessiturali assai grossolane di alcune porzioni dell'orizzonte sembrano confermare questa interpretazione stratigrafico-sequenziale, in analogia con sedimenti simili per contesto e *facies*, descritti e interpretati in tal modo per le fasi tardiglaciali e oloceniche (Trincardi *et alii*, 1996; Asioli *et alii*, 1996; Amorosi *et alii*, 1999).

L'età delle faune preservate nei sedimenti immediatamente sovrastanti l'orizzonte suggeriscono che possa trattarsi della trasgressione medio-pliocenica segnalata non solo nelle Marche meridionali (Cantalamessa *et alii*, 1986; Centamore e Micarelli, 1991), nel bacino del Mediterraneo così come in numerose altre località extraeuropee, alla fine del Pliocene inferiore. Dato che nell'area rilevata la lacuna di sedimentazione comprenderebbe gran parte del Pliocene inferiore, non si riscontra nessuna sostanziale differenza tra quanto avviene in questo comparto e in tutto il restante settore delle Marche meridionali.

Pliocene inferiore *p.p.* (Zancleano)

2.2.1.2. - litofacies arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea (**FAA$_a$**)

Litostratigrafia. Si tratta di sedimenti caratterizzati da alternanze di strati pelitici ed arenacei, in proporzioni comprese tra il 25 e il 75 %. Tra le due *litofacies* non è stata effettuata una distinzione cartografica sia a causa della scarsa qualità ed estensione degli affioramenti ma soprattutto per la limitezza di spessore dei singoli

PROGETTO CARG

livelli e la fitta alternanza. Il riconoscimento in campagna delle alternanze sabbiose è stato frequentemente effettuato principalmente su basi morfologiche; infatti i versanti dell'area mostrano numerose forme di erosione selettiva (scarpate, versanti a gradini) che costituiscono inequivocabili indicatori della presenza di strati più competenti. Queste *litofacies* indicano ambienti di transizione tra quelli caratteristici della deposizione argillosa o sabbiosa. Le ritmiti che caratterizzano questa *litofacies* sono costituite dall' alternanza più o meno regolare di argille e argille marnose, massicce o sottilmente stratificate con *facies* simili a quelle descritte per la *litofacies* pelitica , alternate ad arenarie e sabbie da fini a medie. Nelle sabbie, spesso massive per l'intensa bioturbazione, sono state localmente osservate strutture trattive quali laminazioni piano-parallele o incrociate a basso angolo, oppure laminazioni incrociate tipo *hummocky cross bedding.* A queste *litofacies* appartengono numerosi livelli ma in particolare quello indicato come S1 da COLALONGO *et alii* (1979) che affiora tra Collina e Polverigi ed a sud di Camerano.

Biostratigrafia. Le associazioni analizzate sono risultate assai povere di foraminiferi bentonici, comprendenti esemplari di *Ammonia beccarii* , *Ammonia papillosa* ed *Elphidium crispum,* in accordo con quanto osservato da COLALONGO *et alii* (1979). Associati ai foraminiferi bentonici, nei livelli più recenti della successione, sono presenti foraminiferi planctonici rimaneggiati, tra i quali *Globorotalia margaritae, Globorotalia hirsuta praehirsuta, Globorotalia bononiensis, Globorotalia puncticulata* e *Globorotalia aemiliana* che suggeriscono età pleistoceniche. Sono altresì presenti ostracodi, le cui specie più abbondanti sono, secondo COLALONGO *et alii* (1979), *Aurila convexa* e *Aurila cimbaeformis*.

L'associazione a nannofossili calcarei e' sempre rappresentata da poche forme rimaneggiate, che non permettono alcuna attribuzione biostratigrafica precisa.

Ambiente deposizionale. Le laminazioni trattive diffuse nei sedimenti granulari suggeriscono che l'origine dei corpi sabbiosi sia da ricercare nelle rideposizione, degli ingenti quantità di materiale clastico accumulato nei sistemi costieri e deltizi durante eventi di piena eccezionale e/o in seguito a episodi di tempesta. In tal modo si spiega la coesistenza di strutture trattive primitive e da trasporto in massa con strutture da rielaborazione costiera (essenzialmente da moto ondoso), in condizioni di elevata energia ambientale. La fitta alternanza di litologie fini e grossolane che caratterizza queste *litofacies* ma anche il diverso spessore dei singoli livelli è dovuta all'avvicendarsi nel tempo di momenti di decantazione e di episodi sporadici di trazione violenta di importanza variabile.

2.2.1.3. - litofacies arenacea (**FAA_b**)

Litostratigrafia. Questa *litofacies* è costituita da sabbie ed arenarie medie e fini, in strati a geometria complessa di spessore variabile da pochi decimetri ad oltre 1 metro. La stratificazione è piano-parallela o incrociata, sia concava

PROGETTO CARG

che planare, più frequentemente *hummocky*, a piccola e grande scala. Gli strati sabbiosi e arenacei sono in genere tabulari, con spessori di qualche decimetro ma localmente si osservano geometrie a truogolo tipiche del riempimento di piccoli canali, poco profondi e di limitata estensione laterale. Sono anche presenti sottili livelli di tritume organogeno e strati conchigliari, talora fortemente cementati. Queste *litofacies* caratterizzano i cicli regressivi di Colalongo *et alii* (1979). In particolare, i livelli S2 affiorano a Ripa Bianca, alla sommità della scarpata prospieciente il Fiume Esino, più ad est a Montegranale e magnificamente nella cava di sabbia a nord di S.Maria Nuova. I livelli attribuiti alla S3 affiorano nella valle a sud di Offagna dove sui rilievi, anche ad Offagna stessa, o in cave abbandonate o sbancamenti circostanti sono magnificamente esposte le sabbie attribuite al 4° ciclo (S4).

Biostratigrafia. Le associazioni fossilifere degli strati pelitici intercalati alle sabbie sono costituite da foraminiferi bentonici e planctonici rimaneggiati che non consentono una attribuzione biocronologica.

Ambiente deposizionale. I sedimenti descritti sono riferibili ad ambienti sedimentari sostanzialmente simili a quelli riconosciuti per la *litofacies* precedente (piattaforma costiera e spiagga esterna), ma con un carattere più pronunciatamente litorale, di transizione tra il dominio subtidale e intertidale.

2.2.2. - *Formazione di Fermo* (**FEM**)

Una estesa lacuna interessa le *Argille Azzurre* sui cui termini più o meno blandamente piegati e troncati si depositano sedimenti costieri. La geometria di questa discordanza, che costituisce una tipica piana di erosione marina, modellata durante un importante evento trasgressivo, permette di individuare la paleomorfologia dell'epoca ed in particolare le relazioni con la Dorsale del Monte Conero che nel Pleistocene medio e forse anche durante parte del Pleistocene inferiore costituiva un'isola prospiciente la costa. In particolare a sud del Musone, questa discordanza si immerge al di sotto del livello del mare a Montorso mentre sale progressivamente sino a circa 100 m a Villa Gigli (pendenza 0.04) da dove si dovrebbe raccordare dopo un lungo tratto in cui è stata erosa, a Recanati, a ca 260 m slm (pendenza 0.024). E' dunque evidente un aumento della sua inclinazione avvicinandosi alla costa. Un andamento analogo si osserva tra Castefidardo, dove affiora a ca 200 m slm, alla Selva di Castelfidardo (m 120) per abbassarsi al di sotto del livello del mare alla periferia meridionale di Marcelli. A nord di questa unità la discordanza sigilla le propaggini meridionali della dorsale del Conero, troncando fortemente la formazione delle *Argille Azzurre*. Una debole inclinazione verso est caratterizza la geometria di questa superficie anche nel settore nord, tra il Montagnolo, dove sarebbe ubicata a ca. 190 m slm, per salire a ca 250 m al

PROGETTO CARG

Monte degli Elci e a ca. 300 m a Offagna. La geometria attuale non permette di dirimere quanto di questa inclinazione sia sinsedimentaria e quanto possa essere associata a movimenti deformativi post deposizionali.

Purtroppo solamente i depositi ubicati a ovest di Marcelli si sono conservati nelle immediate vicinaze della dorsale del M. Conero e permettono di individuare la paleogeografia di questo settore durante il Pleistocene medio-inferiore (?). La parte più elevata della dorsale è ubicata a quota m 550 e se si escludono movimenti post deposizionale molto recenti, che sembrerebbero troppo intensi per essere plausibili, questi settori si sopraelevavano di ca. 200 m sui tratti costieri circostanti, la cui quota massima, come prima esposto non supera i 300 m. La dorsale deve dunque aver costituito un'isola prospiciente la costa durante le fasi di massima trasgressione marina sia in questo momento che, verosimilmente, anche durante le fasi finali della deposizione della formazione delle *Argille Azzurre*. La paleomorfologia dell'isola del M.Conero è però di difficile ricostruzioni. Infatti, se alla sommità del M. Conero, sulla superficie di spianamento, fossero stati presenti sedimenti pelitici e sabbiosi è verosimile che questi ultimi siano stati cancellati dai processi erosivi.

2.2.2.1. - Litofacies pelitica (**FEM$_c$**)

Litostratigrafia. Questa litofacies è costituita da argille sottilmente stratificate presenti esclusivamente al tetto della sequenza ed indicati con la sigla A5 (Colalongo *et alii*, 1979; Nanni *et alii*, 1986; Nanni, 1997). La maggior parte degli affioramenti originali descritti da questi Autori all'interno di cave per inerti non sono più visibili perché ricoperti da riporti antropici o colonizzati dalla vegetazione. Colalongo *et alii* (1979) a suo tempo osservarono uno spessore di circa 10 metri di argille verdastre, con contatto netto sui sedimenti arenacei affioranti a Montesicuro e San Gallo. Nanni *et alii* (1986) hanno segnalato unità simili anche a Montarice e Montorso, ad est di Loreto, in aree oggigiorno intensamente urbanizzate. Verso l'alto, gli stessi Autori misero in evidenza l'infittirsi di intercalazioni sabbiose a chiusura del ciclo pleistocenico, sottolineando tuttavia la difficoltà di separare ogni singola intercalazione in assenza di orizzonti guida argillosi. L'interesse di questa formazione è anche associata ai problemi paleogeografici che vedono emergere definitivamente la Dorsale del Monte Conero.

Biostratigrafia. Colalongo *et alii* (1979) segnalano la presenza predominante di *Ammonia beccarii tepida*, di *Ammonia beccarii beccarii* e *Nonius depressum;* tra gli ostracodi viene segnalata *Cypreideis torosa littoralis.* Si tratta di forme banali senza valore biostratigrafico. Le nostre analisi confermano la predominanza di queste forme e associazioni senza aggiungere nulla di più preciso ai fini di una miglior definizione cronologica del litosoma.

PROGETTO CARG

Ambiente deposizionale. La *formazione di Fermo* nella sua *facies* pelitica, con le sue associazioni oligotipiche a foraminiferi e ostracodi è riferibile ad ambienti di laguna salmastra associata ad un complesso deltizio che doveva occupare una area assai più estesa dell'attuale area di affioramento, ad ovest del M. Conero.

2.2.2.2. - Litofacies arenaceo-conglomeratica (F**EM$_a$**)

Litostratigrafia. I sedimenti della litofacies arenaceo-conglomeratica affiorano nella loro facies più arenacea nei dintorni di Offagna, S.Bernardino, Montesicuro e Loreto, dove costituiscono il litosoma regressivo del Ciclo 4 di Colalongo *et al.* (1979). Essi sono stati descritti come Sabbie di Monte Gallo da Fancelli e Radrizzani (1964). Le facies conglomeratiche predominano invece, oltre che in alcuni affioramenti ad est di Offagna anche ad ovest di Numana, alla Selva di Castelfidardo, Recanati ed in un ampio settore ad ovest di Marcelli.

Nell'area di Offagna, Montegallo, S. Stefano, Loreto e lungo la terminazione meridionale della dorsale del M.Conero, ad ovest di Marcelli, questa litofacies presenta un contatto erosivo e discordante sui terreni più antichi. Secondo Colalongo *et al.* (1979) la transizione inferiore nell'area di Castelfidardo sarebbe graduale e segnata dalla comparsa di lenti e livelli spessi sino a 5 metri, di ghiaie e sabbie canalizzate, intercalate ad orizzonti argillosi di 40-50 cm di spessore. A nostro parere in questi settori si tratterebbe di una paraconcordanza.

Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali di questa litofacies variano significativamente da luogo a luogo. In termini generali, essa si può definire come un alternanza di sabbie con diverso grado di cementazione in strati da sottili a spessi, spesso con geometrie lenticolari. Sono inoltre presenti livelli ghiaiosi e più sottili intercalazioni o lenti argillose.

Ad Offagna, Loreto ed ad ovest di Numana, affiorano sabbie ben stratificate che localmente costituiscono il riempimento di canali. Alla base dei corpi canalizzati sono presenti dei *lag* ghiaiosi o conglomeratici grossolani con strutture tipo *cut-and-fill*. Le sabbie presentano laminazioni piano-parallele, ondulate, incrociate a piccola scala (*ripples*) o a media scala (*hummocky cross bedding*) contenenti lenti e livelli organogeni con abbondanti molluschi. come a Castelfidardo. Localmente (Offagna) sono stati osservati *ripples* simmetrici da onda.

La litofacies conglomeratici predomina nella parte medio alta della formazione con passaggio graduale ma marcato rispetto alla litofacies arenacea sottostante. Si osservano strati conglomeratici di notevole spessore (1-1,5 metri) costituiti da clasti medio-grossolani ben arrotondati e classati e con vario grado di cementazione. Localmente (cava abbandonata nei pressi di Monte Gallo) la litofacies mostra l'alternanza di facies ghiaioso-sabbiose con abbondanti resti organogeni e tritume conchigliare, a stratificazione piano-parallela o obliqua planare a bassissimo

PROGETTO CARG

angolo. Ad ovest di Marcelli i ciottoli ben arrotondati sono quasi esclusivamente silicei e presentano evidenti analogie con quelli che caratterizzano oggigiorno la spiaggia di Mezzavalle. Non è però da escludere che possano rappresentare il risultato di una intensa abrasione di depositi trasportati dal paleo Musone che si sarebbero mossi verso nord per deriva litorale, similmente a quanto si verifica oggigiorno.

Nell'area di Castelfidardo, all'interno del monumento commemorativo, la parte sommitale della sequenza è caratterizzata da alternanze di ghiaie ben arrotondate e ghiaie sabbiose poco cementate in lenti e livelli, in genere poco continui lateralmente, con sottili alternanze di silt e argille scure e bluastre. A Montorso, Monterice e alla Selva di Castelfidardo, intercalati ai corpi ghiaiosi sono presenti livelli di sabbie grossolane e sabbie ghiaiose clinostratificate sino a 20-30 metri di spessore. A Monte S. Pellegrino ed alla Selva di Castelfidardo, queste unità ghiaiose presentano dei set inclinati fino a 20° ben classati e grossolanamente gradati. Gli elementi più grossolani si rinvengono ai piedi della scarpata originata dalla progradazione dei set e si presentano immersi in abbondante matrice siltoso-argillosa. Sono inoltre presenti corpi ghiaiosi canalizzati di limitata estensione e spessore.

La chiusura di questa litofacies nell'area di Montesicuro-Monte Gallo è costituita secondo Colalongo *et al.* (1975; 1979) da un livello arenaceo incrostato da molluschi.

Biostratigrafia. Il contenuto microfossilifero dei livelli più fini di questa unità è costituito da rare forme rimaneggiate di foraminiferi planctonici e bentonici (*e.g. Globorotalia truncatulinoides, Hyalinea baltica* e *Bulimina etnea)*, oltre che da Ostracodi dulcicoli e salmastri, insignificanti dal punto di vista biostratigrafico.

Ambiente deposizionale. La discordanza basale che caratterizza questa litofacies ha un carattere regionale e marca una importante trasgressione. Gli strati immediatamente soprastanti questa discordanza non sono mai stati osservati dagli scriventi. Nella parte basale le sabbie grossolane con strutture *hummocky* a grande scala, intercalate a livelli pelitici laminati documentano un ambiente fortemente alimentato probabilmente situato sul fronte di un apparato deltizio, inizialmente distale e soggetto all' azione delle onde di tempesta e successivamente più prossimale sino a continentale. Tale transizione è indicata anche dalla presenza di numerosi canali a riempimento sabbioso e ghiaioso che suggeriscono la migrazione delle barre di foce sul fronte del delta.

La deposizione dei corpi ghiaiosi clinostratificati è associata ad ambienti di spiaggia in rapida progradazione, verosimilmente ubicate nei pressi della foce di un antico alveo fluviale o lungo una costa fortemente alimentata. Talora questi corpi, ad elevata continuità laterale, costituiscono i *foreset* di corpi deltizi di tipo Gilbert (Massari & Parea, 1988). La deposizione, sul lato distale di questi litosomi clinostratificati, era dominata da processi gravitativi di *avalanching*, in

PROGETTO CARG

ambiente essenzialmente subaqueo. Lungo l'unghia dei prodelta la sedimentazione ghiaiosa deltizia si interdigitava con la normale sedimentazione pelitica di piattaforma (*e.g.* settore orientale della cava della Selva Castelfidardo). Le ghiaie a stratificazione piano-parallela, ricche di tritume organogeno rinvenute a S. Gallo indicano un ambiente di spiaggia emersa, fortemente alimentata, con strutture canalizzate riferibili ad eventi erosivi importanti. Le ghiaie intercalate a livelli pelitici nell' area del monumento di Castelfidardo, sebbene litostratigraficamente appartengano a questa unità, dal punto di vista della facies potrebbero essere riferite ad ambienti più interni, di laguna e palude costiera talora solcata da canali fluviali o sovrasedimentata da episodi di rotta fluviale.

La posizione morfologica dei depositi di spiaggi ad ovest di Marcelli, suggerisce che durante la loro deposizione in questo settore la paleolinea di costa era orientata ca. EO a contornare le propaggini meridionali del Monte Conero. Dato che depositi di spiaggia coevi si rinvengono a ovest e a nord del Conero si può affermare che questo rilievo costituiva un'isola prospiciente la costa adriatica.

Pleistocene medio-inferiore

3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(M. Coltorti)

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 293 "Osimo" è stato effettuato inquadrando le unità in UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units;* North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), come proposto dal Servizio Geologico Nazionale (Servizio Geologico D'Italia, 1992 e successive integrazioni).

Le diverse unità sono quindi caratterizzate sulla base del rango delle discordanze presenti al tetto e al letto. Nel complesso i risultati ottenuti non hanno rivelato sostanziali differenze rispetto a quanto osservato con i tradizionali metodi lito-, morfo- e pedo-stratigrafici in quanto veniva comunque assegnata una grande importanza alle discordanze erosive, paraconcordanze, o *hiatus* di sedimentazione con sviluppo di paleosuoli.

Il rilevamento è stato quindi svolto attraverso il riconoscimento e la cartografia delle principali caratteristiche di *facies* e tessiturali dei depositi, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo per ciascuna delle diverse unità. La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio sia per la scarsità di affioramenti sia per le particolarità geomorfologiche dei depositi presenti nell'area, in particolare dei depositi di pianura alluvionale e dei terrazzi alluvionali.

L'area è caratterizzata da estese unità alluvionali terrazzate poste a quote progressivamente più elevate sui fondi vallivi attuali che hanno consentito l'utilizzo del criterio morfo- e pedo-stratigrafico mentre la presenza di indicatori climatici

PROGETTO CARG

(es. depositi detritici di versante, depositi eolici, paleosuoli, etc.) e di reperti fossili o ceramici hanno permesso un inquadramento cronologico di massima di queste unità. Sono state riconosciute e cartografate quattro principali UBSU separate da importanti superfici di erosione, corrispondenti in genere a fasi di incisione valliva e terrazzamento (Fig.10). Le superfici inferiori, che costituiscono la base delle unità deposizionale, tagliano sia il substrato marino plio-pleistocenico sia localmente depositi più antichi. Le superfici superiori generalmente corrispondono a *hiatus* sedimentari rappresentati dallo sviluppo di paleosuoli alle sommità dei terrazzi alluvionali o alle superfici di incisione responsabili del modellamento dei terrazzi stessi. Sia la UBSU più antica (URS) che quella immediatamente successiva (ACI) sono alterate al tetto da un paleosuolo relitto con analoghe caratteristiche e dunque attribuibile al medesimo evento climatico (Coltorti & Pieruccini, 2006). Per l'UBSU attribuita al Pleistocene medio finale (ACI) non è stato possibile riconoscere la bipartizione osservata lungo il Fiume Esino e quindi la presenza del sintema di Selvatorta (ACF) al contrario di quanto osservato nel limitrofo Foglio 292 "Jesi".

L'unità più complessa e articolata dal punto di vista degli ambienti deposizionali è quella olocenica (MUS) che comprende depositi fluviali, di versante, di spiaggia, compresi i depositi di origine antropica. Le unità più antiche sono invece rappresentate principalmente da depositi alluvionali terrazzati che sono eteropici con depositi detritici di versante e di conoide alluvionale.

La mancanza di datazioni radiometriche costituisce un limite non trascurabile per l'attribuzione cronologica di queste unità e per determinare se la loro posizione morfo-stratigrafica possa assumere un significato cronostratigrafico.

Tuttavia la presenza di dati cronologici provenienti dalle valli adiacenti (Chiesa *et alii*, 1990; Calderoni *et alii*, 1991; Nesci & Savelli, 1986; 1990; Coltorti, 1997b; Coltorti & Dramis, 1995) ha consentito di inquadrare le UBSU del Pleistocene superiore e dell'Olocene. Il criterio morfo-stratigrafico ha consentito inoltre di correlare unità terrazzate poste in analoga posizione in valli limitrofe. Il record sedimentario continentale è però notoriamente discontinuo. Ad esempio, il Sintema di Matelica (MTI, Pleistocene superiore) abbraccia l'intervallo cronologico compreso tra l'inizio dell'OIS5 (*Oxygen Isotope Stage*, ca 130 ka BP) e l'inizio dell'Olocene (ca 10 ka BP). In tutta l'area marchigiana è però nota una sola sequenza stratigrafica attribuita all' ultimo interglaciale (Eemiano, Silvestrini *et alii*, 2001). Al contrario le datazioni radiometriche hanno ampiamente documentato la sedimentazione fluviale dopo la fine dell'OIS4 (ca. 60-50 ka BP), durante l'OIS3 e l'OIS2 sebbene sia stata caratterizzata da tassi di sedimentazione molto variabili.

Mancherebbe dunque ogni registro sedimentario della parte più antica di questa UBSU. Anche le dinamiche tardiglaciali sono generalmente complesse e talora ancora da chiarire. E' dunque verosimile che anche le unità più antiche presentino problematiche analoghe.

PROGETTO CARG

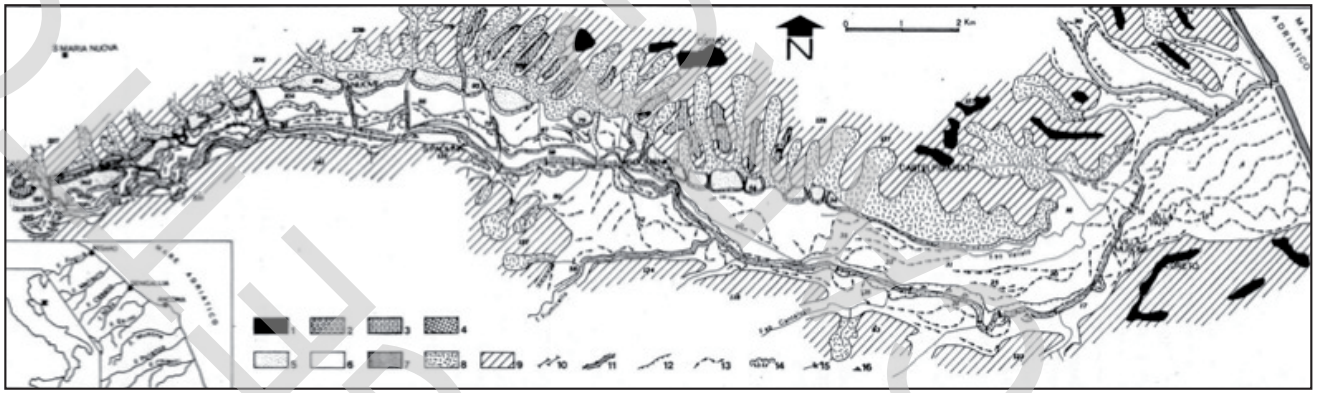


Fig. 10 - *Principali elementi geomorfologici della pianura alluvionale del Fiume Musone tra Castel Rosino e la foce. (da* Coltorti, *1997b)*

LEGENDA:

1) *superficie sommitale di deposizione della formazione di Fermo;*
2) ***URS** - sintema di Urbisaglia;*
3) *superficie di erosione connessa al terrazzo alluvionale di I ordine (*Pleistocene medio*);*
4) ***AC** - supesintema di Colle Ulivo (*Pleistocene medio finale*);*
5) ***MTI** - sintema di Matelica (*Pleistocene superiore*);*
6) ***MUS** - sintema del Musone (*Olocene*);*
7) *depositi di spiaggia attuale;*
8) *depositi colluviali (*Olocene-Pleistocene superiore*);*
9) *substrato;*
10) *briglie;*
11) *argini artificiali;*
12) *scarpate fluviali;*
13) *paleoalvei e canali abbandonati;*
14) *calanchi;*
15) *ponti crollati;*
16) *cave*

17/11/11 11.05
Nota_293_Osimo.indd 54
DRAFT

Data la scarsità di dati, esistono problemi relativi alla collocazione temporale delle discordanze che separano le varie fasi deposizionali, inclusa quella che caratterizza la fase finale del Pleistocene superiore e l'inizio dell'Olocene. I dati ottenuti lungo il fiume Potenza (Cilla *et alii*, 1996; Massi *et alii*, 1997), il cui tratto terminale rientra nell'area rilevata, hanno permesso di stabilire che questa discordanza si realizza tra i 7 ka e i 13 ka; è dunque verosimile che una prima incisione del sintema di Matelica si sia verificata già con il miglioramento climatico dell'Interstadiale di Allerod-Bolling, in analogia con quanto noto anche in aree nordeuropee (Vandenberghe, 2002) e dunque non marchi necessariamente la transizione Pleistocene superiore-Olocene.

3.1. - Sintema di Urbisaglia (**URS**)

3.1.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**URS_{bn}**)

Si tratta di lembi isolati di terrazzi alluvionali, di cui talora non è conservata la superficie di accumulo, presenti sulla sinistra idrografica della valle del Fiume Musone. Poggiano in discordanza sul substrato plio-pleistocenico riempiendo per aggradazione la paleovalle. Questa discordanza è desumibile dai rapporti geometrici ma mai osservata in affioramento. La qualità degli affioramenti è scarsa e le osservazioni sono state effettuate principalmente in corrispondenza delle arature dove sono visibili ghiaie subarrotondate alterate. Non è quindi mai stato possibile osservare in affioramento i caratteri sedimentologici. Questa unità è posta alle quote più elevate sui fondivalle e corrisponde al Sintema più antico, in analogia con quanto osservato sui terrazzi in sinistra idrografica del Fiume Esino e delle altre valli marchigiane. L'attribuzione a questa unità piuttosto che all'unità più antica del Supersintema di Colle Ulivo è basata sul fatto che questa suddivisione è stata osservata nel tratto medio terminale mentre in quello più interno i due terrazzi progressivamente convergono in uno solo (Coltorti & Nanni, 1977). Nel Foglio 293 "Osimo" i lembi attribuiti a questa unità affiorano nel tratto mediano della valle a quote anche molto elevate sul terrazzo più recente.

Pleistocene inferiore - medio

3.2. - Supersintema di Colle Ulivo (**AC**)

Il nome di questo Supersintema è stato coniato nel limitrofo Foglio Jesi e in letteratura (Coltorti & Nanni, 1977) questo nome informale è stato utilizzato per indicare un terrazzo alluvionale del Pleistocene medio, precedentemente attribuito al II ordine *Auctt*. che si presenta unitario a ovest di Jesi e che si suddivide in due unità ad est della città (Colle Ulivo e Colonia Montani).

PROGETTO CARG

3.2.2. - *Sintema di Colonia Montani* (**ACI**)

3.2.2.1. - Deposito alluvionale terrazzato (**ACI_{bn}**)

Anche i depositi di questo sintema poggiano in discordanza sul substrato plio-pleistocenico riempiendo per aggradazione la paleovalle sebbene la discordanza non sia mai stata osservata al di sotto delle alluvioni. E' però evidente il suo raccordo alla scarpata del terrazzo che delimita l'unità più antica. I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie eterometriche subarrotondate e subordinati livelli di sabbie e sabbie ghiaiose, più raramente siltose. Le strutture sedimentarie osservate nei rari affioramenti presenti, sono costituite da stratificazioni incrociate a truogolo e a basso angolo e da stratificazioni piano-parallele. Le associazioni di facies risultanti sono indicative di corsi d'acqua a canali intrecciati all'interno di una pianura alluvionale in forte aggradazione durante una fase climatica fredda del Pleistocene, generalmente attribuita alla penultima glaciazione (OIS 6) (Coltorti *et alii*, 1991; Silvestrini *et alii*, 2001). Nei terrazzi a sud di Osimo durante le arature sono state osservate argille screziate e con noduli di Fe-Mn che ricordano un paleosuolo sviluppatosi su depositi eolici (loess) e/o colluviali e che talora ricopre anche un paleosuolo con spesso orizzonte argillico rubefatto molto evoluto che sono stati attribuiti rispettivamente ad un Intestadiale dell'inizio dell'Ultima Glaciazione (MIS 5.1 e/o 5.3) ed all'Ultimo Interglaciale (MIS 5.5; Coltorti & Pieruccini, 2006). La medesima sequenza è stata osservata nei depositi di riempimento delle doline ubicate alla sommità del Monte Conero, all'interno di un'area di proprietà dell'Aereonatica Militare) (Bartolomei *et alii*, 1966; Coltorti *et alii*, 1979; 1980b; Broglio *et alii*, 2005).

Pleistocene medio finale

3.3. - Sintema di Matelica (**MTI**)

Questo sintema è costituito da depositi alluvionali, di versante e colluviali, con complessi passaggi laterali di *facies*, in modo particolare lungo le pendici occidentali del Monte Conero. I depositi detritici, nella loro giacitura originaria costituivano infatti *talus* e falde detritiche alla base dei rilievi mentre i depositi colluviali formavano il riempimento *in situ* o con trasporto limitato di vallecole a fondo concavo. Questi sedimenti alimentavano i depositi alluvionali dei principali sistemi vallivi. Tutti i depositi di questo Sistema poggiano in discordanza sul substrato plio-pleistocenico e persino pre-pliocenico. La discordanza seppur desumibile dai rapporti geometrici non è stata osservata al di sotto dei depositi sebbene, nella parte emersa corrisponda in genere alla scarpata del terrazzo. Per i

PROGETTO CARG

depositi detritici il contatto con il substrato è stato osservato in numerose località ad ovest del M.Conero, in particolare lungo le cave abbandonate che interessano le vallecole provenienti dalla dorsale.

PLEISTOCENE SUPERIORE

3.3.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**MTI$_{bn}$**)

Lungo il fiume Musone ed i suoi affluenti e lungo i brevi corsi d'acqua sulle pendici meridionali del M.Conero, questo litosoma è costituito prevalentemente da ghiaie medie e fini, con rare intercalazioni sabbiose. I clasti sono generalmente da subarrotondati a subangolari, indicando un trasporto in massa ed una ridotta rielaborazione idrica. Nelle valli che drenano il versante occidentale del M. Conero, la tessitura è più grossolana e i clasti subangolosi derivando dalla diretta rielaborazione di detriti di versante. Poichè la transizione tra queste due tipologie tessiturali è graduale spostandosi dalle aree prossimali ai versanti verso gli assi vallivi è talora difficile porre un limite preciso tra i corpi. Anche in questo caso gli affioramenti sono molto limitati e nelle poche sezioni osservate i depositi ghiaiosi sono caratterizzati da stratificazioni incrociate planari e a truogolo di piccole dimensioni e profondità e da stratificazioni piano-parallele e massive. Si tratta di strutture associate a corsi d'acqua a canali intrecciati in rapida aggradazione, con barre longitudinali raramente interessate da limitate migrazioni laterali. I sedimenti fini costituiscono sottili lenti e livelli intercalati alle ghiaie. Sulle pendici occidentali del M. Conero, i sedimenti di pianura alluvionale sono alimentati da conoidi alluvionali che, a causa del forte approfondimento fluviale olocenico, si presentano fortemente dissecate, terrazzate e con la morfologia originaria talora difficilmente riconoscibile.

Lungo la valle del Musone questi sedimenti generano un terrazzo il cui profilo longitudinale è più inclinato sia della pianura alluvionale attuale sia delle unità terrazzate oloceniche. Per tale motivo a valle di Bivio Brando, e dunque molto prima della foce attuale, questa unità viene sepolta dai sedimenti alluvionali più recenti in una posizione interna rispetto all'area di foce, analogamente a quanto segnalato in altri corsi d'acqua delle Marche settentrionali (ELMI *et alii*, 1987). Verso monte la superficie sale gradualmente generando un tipico terrazzo aggradazionale di ugual quota sui due lati della valle. Le scarpate di terrazzo hanno altezze variabili da qualche metro sino a svariate decine i metri ed in pianta presentano numerose indentazioni a suggerire come la pianura fosse interessata dalla migrazione laterale di canali a meandri. La superficie del terrazzo è alterata da suoli con profilo differenziato e un discreto arricchimento in argilla (Luvisol), simili a quelli evolutisi in altre aree della regione durante l' Olocene antico (COLTORTI, 1997b, COLTORTI & PIERUCCINI, 2006).

PROGETTO CARG

Non esistono nell'area rilevata elementi cronologici certi per datare questa unità, benchè alla sua sommità localmente siano stati rinvenuti manufatti neolitici. La loro attribuzione cronologica è stata quindi effettuata sia su basi morfostratigrafiche, in quanto costituiscono il terrazzo più antico di quello attribuito all'Olocene, che su base lito-stratigrafica in quanto i loro caratteri sedimentologici indicano la deposizione durante una fase climatica fredda e arida (raccordo laterale con i detriti stratificati di versante).

Depositi analoghi sono stati inoltre descritti nella vicina valle del Fiume Esino e di altri fiumi marchigiani (Alessio *et alii*, 1979; Calderoni *et alii*, 1991; Nesci & Savelli, 1986; 1990; Coltorti & Dramis, 1995). Lo spessore complessivo può superare i 10 metri.

3.3.2. - *Deposito di versante* (**MTI$_a$**)

Sono caratterizzati da pietrisco medio grossolano, tessituralmente immaturo a clasti angolari, discretamente stratificati in strati e lenti decimetriche, da sottili a medi. In ogni livello variano le diverse proporzioni di matrice sabbioso-siltosa, con livelli da privi di matrice (*open-work*) ad altri in cui i clasti sono a supporto di matrice. Sono correlabili agli *slope-waste deposits*, i *grezes litèes* ed *éboulis ordonneès* degli Autori anglosassoni e francesi (Coltorti & Dramis, 1987; 1995).

Questi depositi davano luogo a falde detritiche più o meno estese messe in posto prevalentemente per gravità e ruscellamento in condizioni di clima freddo ai piedi di versanti denudati durante l'Ultima Glaciazione. Substrati sottilmente stratificati o a frattura scagliosa (es. *Scaglia Rossa*) generavano gli spessori maggiori di detriti. Sul Monte Conero questi detriti si rinvengono all'interno ed ai piedi anche di ampie nicchie di origine nivale. I clasti prodotti dal crioclastismo venivano poi rimossi dall'azione della gravità (colate), *pipecracks*, ruscellamento (prevalentemente di tipo nivale). Il livello marino nell'Ultima Glaciazione era molto più basso dell'attuale con la foce del fiume Po posta a sud di Ancona (Asioli *et alii*, 1996). I detriti di versante che si rinvengono sulle pendici occidentali del M.Conero fino a circa 200 metri s.l.m. sono i più bassi dell'intero versante Adriatico. Depositi analoghi sono segnalati a quote prossime al livello del mare attuale anche in Sardegna e Corsica. Il loro spessore può superare i 10 metri ma non sono mai stati osservati gli spessori notevoli (fino a m 40) descritti nell'area appenninica.

3.3.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**MTI$_{b2}$**)

Si tratta di depositi tessituralmente simili a quelli olocenici precedentemente descritti ma preservati all'interno di vallecole intagliate su substrati a componente

PROGETTO CARG

marnosa ed argillosa. Come accennato pocanzi, nelle zone di affioramento dei terreni plio-pleistocenici, questi colluvi antichi possono costituire gli strati basali di molte vallecole, seguiti da una copertura più o meno spessa di sedimenti olocenici. Nella zona di Brecce Bianche, alla periferia di Ancona, all'interno di vallecole a fondo concavo sono state osservate alcune sequenze sovrapposte di depositi colluviali riferibili a questo sintema, contenenti gli orizzonti profondi di un paleosuolo rubefatto, con un ben sviluppato orizzonte Bt, di natura analoga a quelli segnalati nelle conoidi pedemontane della Valle Padana (Cremaschi, 1979) ed attribuito all'intervallo cronologico tra la fine dell'ultima glaciazione e la parte iniziale dell'Olocene. L'evoluzione di questo suolo, avvenuta in condizioni di copertura vegetale persistente e prolungata, è verosimilmente coincisa con una fase di incisione pronunciata del reticolo idrografico e in concomitanza con la formazione di una discordanza erosiva, la quale è stata riconosciuta durante il rilevamento come quelle superficie inconforme separante il Sintema di Matelica da quello del Musone. Alla base di doline di vetta del Monte Conero, è segnalata inoltre una delle sequenze stratigrafiche più significative dell'area marchigiana, riconosciuta sin dagli anni '60 per la presenza al loro interno di manufatti litici di tipologia Acheuleana e Musteriana (Bartolomei *et alii*, 1966). I manufatti più arcaici provengono dalla parte inferiore del riempimento di una estesa dolina (Livello I), caratterizzato dalla presenza di argille residuali fortemente arricchite di idrossidi e sesquiossidi di Fe e Mn. Lo scheletro del deposito è esclusivamente siliceo, per la completa dissoluzione della componente carbonatica originariamente presente. Evidenze di un suolo analogo sono riportate in numerose località della Valle Esina e della Valle del Fiume Potenza (Bocchini & Coltorti, 1982; Coltorti *et alii*, 1980a; Chiesa *et alii*, 1991); esso è troncato e sepolto da sedimenti eolici ed eolico-colluviali contenenti l' industria musteriana di tecnica levalloisiana (Livello L). Questi sedimenti sono a loro volta decarbonatati ed interessati da intensi processi di idromorfia che li qualifica come suolo "lisciviato a *pseudogley*" analogo ad altri riconosciuti in pianura padana (Coltorti *et alii*, 1982; Cremaschi, 1987). Questi suoli erano stati originariamente attribuiti rispettivamente ad un grande interglaciale ed all' ultimo interglaciale, senonchè le recenti indagini micromorfologiche e cronologiche (termoluminescenza ottica; Cremaschi, 2000) svolte in numerose sequenze dell'Italia centro-settentrionale (inclusa quella marchigiana) e nell' area padana hanno precisato che il suolo inferiore viene considerato l'unita pedostratigrafica dell'ultimo interglaciale (OIS 5e), mentre quello superiore rappresenta una fase interstadiale della fine degli Stadi 5 o 4. La presenza di manufatti musteriani permette di stabilire che si tratta di suoli più antichi dello Stadio 3. Manufatti acheuleani analoghi a quelli rinvenuti nella parte basale della sequenza sono recentemente stati segnalati nei pressi della foce del Fiume Menocchia, all'interno di sedimenti alluvionali deposti da corsi d' acqua meandriformi durante l'ultimo Interglaciale (Silvestrini *et alii*, 2001).

PROGETTO CARG

3.4. - Sintema del Musone (**MUS**)

Si tratta dell'insieme dei sedimenti attuali in corso di deposizione da parte dei principali agenti modellatori del paesaggio attuale e di sedimenti messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico oloceniche. Una superficie di discordanza a spese del substrato è facilmente individuabile nel caso dei depositi alluvionali terrazzati e dei depositi detritici. Si segnala ad ogni modo come la genesi di terrazzi minori che suddividono l'intera unità corrisponda anche alla creazione di superfici di discordanza minori all'interno della successione. Questi sedimenti posseggono una grande variabilità tessiturale e grado di attività molto variabile; vi sono compresi anche depositi alluvionali terrazzati posti a quote inferiori rispetto al terrazzo pleistocenico. I depositi più diffusi sono quelli di pianura alluvionale, i quali mostrano passaggi verso monte a depositi di versante (particolarmente sulle pendici occidentali del M.Conero) e tutta la gamma di tipologia di depositi costieri.

Olocene

3.4.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (**MUS$_{bn}$**)

Si tratta di depositi alluvionali posti a quote più elevate del letto di piena straordinaria e non più raggiunti dagli eventi eccezionali durante gli ultimi 50-60 anni. Questi depositi, affioranti sugli orli dei terrazzi che bordano l'alveo attuale sono caratterizzati nella loro parte alta da ghiaie e ghiaie sabbiose, subordinatamente da sabbie. La stratificazione è generalmente discontinua, incrociata, concava o piano-parallela e, più raramente, incrociata planare all'interno di canali gli strati hanno comunque sempre una limitata continuità laterale. In diverse località, nella parte inferiore di questo deposito (in affioramenti sufficientemente ampi lungo fronti di coltivazione di cave per inerti ora inattive) sono stati osservati corpi canalizzati a grande scala con stratificazione oblique e planari e spessi interstrati di silt e argille contenenti resti lignei e vegetali. Eccezionalmente, sono stati osservati resti di tronchi subfossili anche di grandi dimensioni (1-1.5 metri di diametro), simili a resti analoghi segnalati in alluvioni di analoga posizione morfostratigrafica, nel tratto terminale di altri corsi d'acqua marchigiani (Esino e Cesano, Coltorti, 1991; 1997b; Coltorti *et alii*, 1991b). Le età radiometriche di questi tronchi sono più recenti di 2000 anni B.P.; lungo il fiume Cesano, in posizione più arretrata rispetto alla foce attuale ed a profondità di vari metri sono stati segnalati tronchi subfossili più antichi (Olocene antico, Gori, 1988), di cui però non si ha sinora riscontro nei sedimenti terrazzati del fiume Musone.

Le strutture sedimentarie di tali depositi suggeriscono che prima di sviluppare il tracciato incassato attuale la pianura era caratterizzata da un reticolo a canali intrecciati multipli e precedentemente da un sistema a fiumi meandriformi. Nella

PROGETTO CARG

bassa valle del fiume Musone, un abbozzo di tracciato a paleocanali meandriformi è stato riconosciuto mediante analisi di fotografie aeree, nel settore meridionale della pianura nei pressi di Villa Musone. La ricerca storica conferma una età medioevale per questi canali (Baldetti *et alii*, 1983; Coltorti, 1991; 1997b). Nel 1300, come noto da documenti storici, fu fatto un tentativo di unire il corso del fiume Musone che si snodava nel settore meridionale della pianura con il fiume Potenza, che correva invece a nord della propria pianura: questo intervento non ebbe successo ed è per questo che nel 1400, l'alveo del Musone fu portato al centro della pianura ed arginato. In questo momento l'Aspio, che prima confluiva in mare senza unirsi al Musone, venne fatto confluire nel Musone.

Nell'entroterra della piana del Musone sono stati osservati numerosi paleoalvei, alcuni sicuramente di età medioevale o più antica, dato che delimitano per lunghi tratti il limite comunale. Si segnala in particolare quello che corre all' interno del Fosso Vallato, il quale si ricongiungeva all'alveo attuale vari chilometri più a monte.

Il settore più interno del Musone è caratterizzato dalla presenza di ampi terrazzi delimitati da scarpate concave e a ferro di cavallo, ora degradate da lavori agricoli. Si tratta di classici terrazzi "dispari", le cui quote non si raccordano sui due lati della pianura; l'altezza delle scarpate aumenta verso monte e talora sulla superficie del terrazzo stesso si riconoscono ancora i tagli di meandro ed i *chute* che avevano originato isole, oggigiorno costituite da piccole colline e rialzi topografici. L'età di questi tracciati, che si osservano talora sino a pochi metri al di sotto del terrazzo alluvionale pleistocenico, è indicata di volta in volta dal rinvenimento di resti preistorici, protostorici e di età romana.

Nel tratto costiero, questi sedimenti terrazzati sembrano raggiungere spessori di svariate decine di metri (Nanni, 1985), sebbene non si possa qui escludere che siano il risultato dell'amalgamazione di più unità alluvionali sovrapposte, come segnalato anche in altri esempi di fiumi marchigiani (Elmi *et alii*, 1987).

3.4.2. - *Deposito di spiaggia antico* (**MUS_{g2b}**)

Nel settore meridionale, soprattutto in corrispondenza della foce del Fiume Musone, alle spalle del cordone di spiaggia attuale, che può raggiungere una ampiezza massima di alcune decine di metri, sono presenti dei cordoni litorali antichi che in passato delimitavano stagni e paludi costiere che si estendevano anche per vari chilometri verso l'entroterra. (Baldetti *et alii*, 1983; Coltorti, 1991; 1997a,b). Il cordone di spiaggia principale antico è quello adiacente la spiaggia attuale. Esso raggiunge localmente anche 1.5-2 m di altezza a testimoniare sia una maggior importanza del carico solido trasportato dai fiumi che una maggior importanza dei fenomeni meteomarini eccezionali. Non è escluso che un ulteriore fattore che potrebbe aver favorito la costruzione dei cordoni litorali interni po-

PROGETTO CARG

trebbe essere stata la maggior pendenza del fondale meno colmato di sedimenti. Si segnala come anche lievi variazioni della pendenza agiscono in maniera massiva sugli attriti riducendo drasticamente l'energia che si dissipa sulla battigia.

La deposizione all'interno del sistema di stagni che si sviluppava alle spalle del cordone litorale antico era caratterizzata da sedimenti sabbioso-siltosi ed argillosi, talora ricchi di materia organica; le intercalazioni sabbiose erano verosimilmente più frequenti nei pressi degli antichi cordoni litorali in seguito agli eventi di *washover*. Queste aree depresse si estendevano per alcuni chilometri verso l'entroterra ed erano occupate da lagune e boschi, le quali probabilmente dettero il nome al fiume (Musone dal tedesco *Moos*), a partire dall'occupazione Longobarda fino a larga parte del Medioevo. Problemi di scala e la difficoltà di separare localmente i depositi ci hanno indotto a non differenziare questi depositi fini.

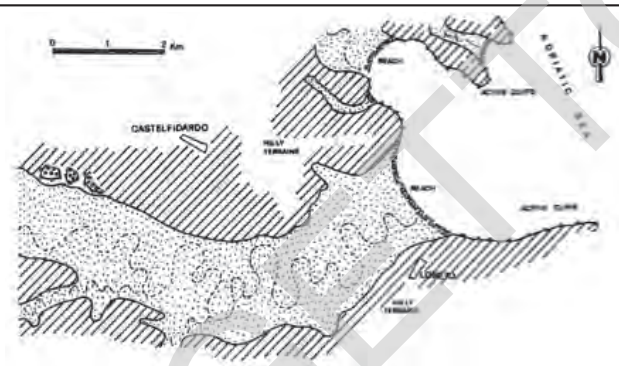
Nell'Olocene antico, durante la massima trasgressione versiliana, è stato ipotizzato che la linea di costa si spingesse all'interno della valle del Musone e dell'Aspio, generando una grande baia la cui parte più interna sarebbe stata ubicata circa a Villa Musone (Coltorti, 1991; 1997a e b) (Fig. 11). In questo settore correva infatti la strada pre-romana e romana e la costa, a nord e a sud dell'area di foce, era caratterizzata da una falesia viva. E' infatti noto che la strada litoranea che oggigiorno corre sul cordone litorale adiacente la spiaggia attuale venne costruita solo dopo il Medioevo. Poco più a sud, a ridosso della falesia, in questo periodo viene edificata Porto Recanati. La crescita della fascia costiera è dunque un processo che subisce una rapida accelerazione dopo il 1100 d.C. e soprattutto dopo il 1600 d.C., quando terminate le grandi epidemie che avevano decimato la popolazione vengono emessi degli editti che attribuiscono la proprietà delle terre incolte a chi le dissoda. La forte crescita della pianura costiera sarebbe dunque un processo in larga parte attribuito all'uso intensivo del suolo ed ai conseguenti processi di erosione (Buccolini & Gentili, 1986; Coltorti, 1997b).

Un cordone litorale grossolano che delimita verso l'entroterra piccole paludi è presente anche nell'area di Portonovo; in questa località, la palude più meridionale è oggi stata interrata mentre quella più settentrionale è tuttora attiva ma interessata da intensi processi di eutrofizzazione. L'origine di queste depressioni è da ricercare nelle irregolarità topografiche originate dal grande fenomeno franoso e non, come comunemente avviene, in seguito a processi di deriva litorale e crescita dei cordoni.

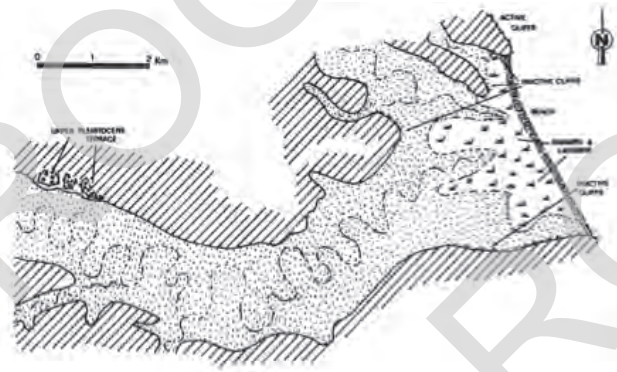
3.4.3. - *Deposito di spiaggia* (**MUS$_{g2a}$**)

La costa marchigiana nel tratto del Foglio 293 "Osimo" è estremamente articolata con una parte meridionale bassa e sabbiosa ed un settore settentrionale, a nord di Numana caratterizzato da una falesia alta prevalentemente in erosione. Lungo questa falesia sono presenti spiagge di ampiezza variabile che in genere occupano il fondo di piccole baie.

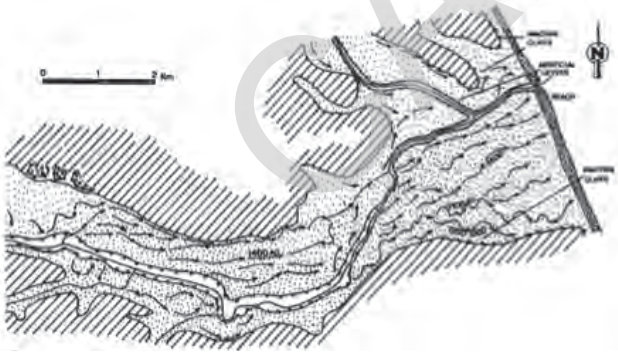
PROGETTO CARG



A) l'area costiera nell' Olocene Antico. Una profonda baia si svi luppava alla foce del fiume Musone, delimitata da falesie vive;



B) l'area costiera in epoca romana. La foce era notevolmente arretrata e cordoni litorali instabili delimitavano verso l'interno stagni e lagune costiere. La progradazione della costa diviene importante dopo il 1100 d.C.;



C) la situazione attuale con l'alveo bordato da argini artificiali; due paleoalvei sono presenti a sud del letto attuale; quello più meridionale probabilmente corrisponde al tracciato conseguente la diversione fluviale artificiale del 1400; i tracciati a meandri più meridionali corrispondono ai paleoalvei medioevali

Fig. 11 - *La pianura costiera e i suoi principali mutamenti durante l'Olocene.(da* Coltorti, *1997a).*

PROGETTO CARG

I sedimenti di spiaggia affioranti nel settore meridionale sono costituiti da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie in genere ben classate, frammiste ad una frazione conchigliare più o meno abbondante. L'ampiezza della spiaggia varia durante l'anno ed è in genere più estesa durante i mesi primaverili-estivi, quando terminate le mareggiate eccezionali il moto ondoso ordinario ripristina il profilo estivo della spiaggia. La granulometria media dei depositi diminuisce da sud verso nord, dato che l'apporto principale in questo settore avviene in corrispondenza della foci fluviali rispettivamente dei fiumi Potenza e Musone e la deriva litorale predominante è verso i settori settentrionali (Coltorti *et alii*, 1991*a*; Curzi *et alii*, 1997). Già alcuni chilometri a nord delle foci comunque la granulometria è abbastanza fine e le sabbie divengono predominanti.

Immediatamente a nord di Numana, la costa è dominata da una falesia viva la cui continuità è interrotta da piccole baie nelle quali prevalgono sedimenti grossolani. Questi sedimenti possono essere estremamente differenziati da un punto di vista del grado di arrotondamento dei clasti, trattandosi di materiali di provenienza estremamente locale. Dove gli apporti clastici scarseggiano, sono presenti ghiaie anche grossolane e più raramente ghiaie sabbiose, con clasti ben arrotondati anche di selce. La migliore selezione granulometrica si osserva nella spiaggia di Mezzavalle dove lunghi tratti sono caratterizzati da sabbie ghiaiose. A Portonovo invece i materiali di spiaggia sono di taglia grossolana e scarsamente arrotondati dato che le dinamiche costiere rielaborano detriti prodottisi durante un grande evento franoso medioevale. Lungo numerosi settori della costa, sia nel promontorio del Conero che a nord del Trave, la spiaggia può essere estremamente ridotta e a ridosso della stessa sono state osservate piattaforme di abrasione marina intagliate nel substrato calcareo.

3.4.4. - *Deposito di frana* (**MUS$_{a1}$**)

Si tratta di depositi messi in posto per gravità lungo la maggior parte dei versanti dell'area, anche se le loro dimensioni variano notevolmente in funzione delle caratteristiche litologiche e giaciturali del substrato. Molti di questi accumuli, soprattutto quando interessano aree edificate, sono stati fatti oggetto di indagini di dettaglio in passato e sono tuttora in fase di monitoraggio (Coltorti *et alii*, 1987c; Garzonio, 1997 e bibliografia associata). Tra i fenomeni di maggior rilevanza, con implicazioni economiche notevoli si ricorda che nella parte settentrionale dell'area ricade parte della frana di Ancona, la quale si sviluppa più estesamente nel foglio omonimo (Crescenti *et alii*, 1983; Coltorti *et alii*, 1984). I fenomeni più grandiosi rappresentati nell'area del foglio sono costituiti dalla frana di Portonovo e da quella delle pendici meridionali del Conero, le quali sono

PROGETTO CARG

sviluppate lungo la falesia costiera per la concomitanza di fattori predisponenti quali la forte acclività, la rapida incisione e sfalsamento al piede operato dal mare trasgressivo post-glaciale e localmente la presenza di strati a franapoggio.

La frana di Portonovo si è attivata in epoca storica, come suggerisce anche l'etimologia della parola: essa è di poco anteriore al 1100 d.C. dato che sulla sua parte centro-meridionale vi è stata edificata una chiesa romanica (S. Maria di Portonovo). La frana che si è originata come uno scivolamento è successivamente evoluta in colata occupando, con la sua unghia una estesa parte del litorale. Nelle irregolarità topografiche generate da quest'evento si sono sviluppate delle paludi e ai piedi della ripida scarpata di frana si sono successivamente accumulate delle coltri detritiche. Alla sommità della scarpata stessa si sono sviluppate fratture beanti che suggeriscono una estensione verso monte dei processi gravitativi, i quali condurranno in futuro all'attivazione di un fenomeno analogo.

La frana del Cimitero di Sirolo è una frana complessa e, per la sua estensione e spessore, deve essere considerata un movimento gravitativo profondo. La scarpata principale corre in corrispondenza di quota 350 m e delimita verso monte l'affioramento della *Scaglia Rossa*, posta a contatto lungo la superficie di distacco con la formazione del *Bisciaro*. Questo contatto, che si estende per oltre 2 km in direzione nordest delimitando verso nord la parte più elevata della dorsale del Conero, è stata da molti Autori interpretata come una faglia a carattere prevalentemente trascorrente (Cello e Coppola, 1984). La dislocazione è però limitata al corpo di frana e non taglia le formazioni del *Bisciaro* e dello *Schlier* poste lungo la sua ipotetica prosecuzione verso sudest. Verso nordovest, sulla sua prosecuzione lungo la falesia costiera, è presente una superficie di taglio che però interessa solamente la formazione, della *Scaglia Rossa*. E' dunque verosimile che il grande movimento franoso abbia interessato questo settore della dorsale quando le formazioni coinvolte nel movimento (*Scaglia Cinerea*, *Scaglia variegata*, *Bisciaro* e *Schlier*) affioravano al di sopra della dorsale, in quello che, descrivendo la superficie di scivolamento come fosse una faglia, verrebbe considerato il blocco di letto. Il movimento avrebbe originato il contatto anomalo visibile oggigiorno. La natura listrica del contatto è osservabile lungo la spiaggia, dove affiora la superficie di scivolamento, la quale pone a contatto i terreni caotici dislocati con la successione in posto, normale e completa.

Frane di grandi dimensioni sono presenti in numerosi altri settori dell'area investigata, in special modo dove affiorano alternanze di spessi livelli pelitici ed arenacei. E' infatti frequente che i livelli arenacei più competenti scivolino al di sopra dei livelli argillosi, spesso interessati da alterazione e dalla presenza di falde idriche. Oltre ai fenomeni franosi maggiori, se ne contano numerosissimi minori con estensione areale e dimensione delle masse franate più ridotte. La tipologia di questi movimenti è anch'essa molto articolata, ma predominano i fenomeni

PROGETTO GARG

di scivolamento che evolvono successivamente in colata e colate vere e proprie. Le colate del versante costiero sono già state cartografate in dettaglio durante la stesura del PPA del Monte Conero (Coltorti *et alii*, 1987a), nonché nell'ambito dell'elaborazione dei piani regolatori dei Comuni di Ancona, Camerano, Sirolo, Loreto e Castelfidardo.

3.4.5. - *Deposito di versante* (**MUS$_a$**)

Si tratta di limitati lembi di depositi detritici che affiorano lungo le pendici del M. Conero, sia sul lato occidentale che su quello orientale, in corrispondenza degli affioramenti più acclivi delle formazioni calcaree. Sul versante occidentale essi costituiscono piccole aree ai piedi dei versanti più scoscesi; essi si presentano oggi generalmente vegetati sebbene siano assenti, a mantellarne la superficie, orizzonti pedogenetici che testimonino una loro alterazione da parte di una copertura vegetale persistente. Anche sul lato orientale questi depositi si rinvengono ai piedi delle falesie in roccia o dei versanti più acclivi all'interno della grande frana di Portonovo, il cui coronamento è intagliato nella formazione della *Scaglia Rossa*.

3.4.6. - *Coltre eluvio-colluviale* (**MUS$_{b2}$**)

Si tratta di depositi tessituralmente eterogenei nei quali sono rappresentate percentuali variabili di detriti angolosi o subangolosi (in prossimità di substrati calcarei), a volte alternati o frammisti a sedimenti fini (sabbia, silt ed argilla), più o meno pedogenizzati ed arricchiti in componente organica. La presenza di una cospicua componente organica indica che questi depositi si sono generati durante periodi di densa copertura vegetale. La prossimità di questi depositi al versante attuale e la geometria di riempimento di vallecole poco o punto incise, unitamente alla locale presenza di resti ceramici, indica che si tratta di prodotti dell'erosione dei versanti durante l'Olocene. Il loro spessore è in genere esiguo (qualche metro), ma in corrispondenza delle testate delle vallecole o in corrispondenza dei coronamenti di vecchie frane, il loro spessore può aumentare considerevolmente, fino ad una decina di metri.

Questi sedimenti mascherano di norma il substrato e posseggono al loro interno orizzonti di suolo calcareo con noduli, croste e lenti più o meno indurite. All'interno di alcune delle vallecole essi ricoprono sedimenti più antichi, pedogenizzati e rubefatti i quali rappresentano verosimilmente il prodotto di cicli deposizionali pleistocenici.

PROGETTO CARG

3.4.7. - *Deposito alluvionale e fluvioglaciale* (**MUSb**)

Si tratta di depositi alluvionali con caratteristiche granulometriche molto variabili da un corso d'acqua all'altro e, nell'ambito del medesimo corso, spostandosi lungo la valle. Nel tratto più interno della valle del fiume Musone, all'interno dell'alveo sono presenti localmente sedimenti ghiaiosi medio fini. Il tracciato attuale è irregolare o lievemente sinuoso, a canale singolo, dato che l'alveo è in genere incassato all'interno delle proprie alluvioni. Questo processo di incisione pronunciata del tratto più interno della valle, a tratti anche superiore ai 4-5 metri in valore assoluto, è iniziato durante gli anni 1950 e 1960 ed è comune a molti fiumi marchigiani (Gentili e Pambianchi, 1987; Coltorti *et alii*, 1987b; 1994; Coltorti, 1997b). Le cause di questo fenomeno sono molteplici ma da ricondurre principalmente alla intensa attività estrattiva di inerti.

In genere spostandosi verso valle il tracciato non cambia anche se sono presenti meandri isolati, come nei pressi di Padiglione o nella zona di Squartabue; la granulometria media diminuisce ma continua ad essere caratterizzata da sedimenti ghiaiosi. A valle di Villa Musone, la granulometria media dei sedimenti in alveo diminuisce bruscamente ed è caratterizzata da ghiaie fini. Dato che a valle di Squartabue l'alveo è arginato e la pendenza media dell'alveo è molto ridotta, la sezione rimane sempre bagnata anche se il movimento dell'acqua è ridotto. La mobilizzazione dei sedimenti si ha prevalentemente durante le piene più importanti. In questo settore, ai lati dell'alveo, ampi tratti della pianura recentemente inondati durante piene catastrofiche sono caratterizzati da sedimenti sabbioso-siltosi. Lungo alcuni dei paleoalvei, sedimenti ghiaiosi sono comuni sin quasi alla foce.

I depositi posti ai lati degli attuali letti arginati non sono in genere interessati dalle dinamiche in atto nel letto ordinario, fatta eccezione che per situazioni di condizioni idrometeoriche eccezionali. Le piane d'inondazione del passato erano molto più ampie ed estese di quelle attuali, a testimonianza dell'incidenza di eventi idrometeorici estremi, anche con tempi di ritorno molto lunghi, i quali riattivavano settori vasti della pianura circostante gli alvei. In molti casi, questi sedimenti hanno rappresentato i letti di piena straordinaria fino al secolo scorso. Si deve inoltre segnalare una generale diminuzione delle portate medie sia per la diminuzione delle precipitazioni che per la capillare captazione delle sorgenti e delle acque di subalveo a fini idropotabili, agricoli ed industriali.

Nel tratto più interno della valle del Musone, all'interno dell'alveo inizia ad affiorare il substrato marino plio-pleistocenico. L'affioramento di questi sedimenti del substrato pre-olocenico è stato causato dall'approfondimento generalizzato della valle che ha interessato quasi tutti i fiumi marchigiani dopo gli anni '50 e '60, in seguito alla massiccia estrazione di inerti in alveo. La conseguenza di tali interventi è stata una destabilizzazione generalizzata delle opere antropiche ed

PROGETTO CARG

in particolare di molti dei ponti i quali sono stati riedificati o sottofondati. Per proteggere tali strutture dall'approfondimento dell'alveo, sia a valle che, inopinatamente, a monte sono state edificate numerose briglie anche di vari metri di altezza. La conseguenza di questi interventi è stata quella di creare un profilo longitudinale a gradini (Fig. 12); inoltre, in tempi più recenti, alcune di queste strutture, soprattutto quelle non direttamente legate alla protezione dei manufatti, sono state aggirate e danneggiate dalle dinamiche dell'alveo.

Il Fiumicello, a differenza del Musone, si presenta incassato all'interno delle proprie alluvioni per quasi tutto il tratto a monte della confluenza con il Musone medesimo. I sedimenti del suo attuale alveo sono comunque grossolani e prevalentemente ghiaiosi, sebbene siano anche presenti a luoghi barre sabbiose.

La porzione di valle del fiume Potenza ubicata all'interno del Foglio 293 "Osimo" costituisce il tratto terminale di foce e presenta caratteristiche simili al settore costiero del Musone appena descritto. La piccola porzione di valle Esina presente nel settore nordoccidentale del Foglio, ubicata nella parte mediana della valle è anch'essa caratterizzata da sedimenti prevalentemente ghiaiosi.

La situazione del fiume Aspio, come quella di numerosi torrenti minori che hanno il loro bacino all'interno dei depositi marini plio-pleistocenici, è invece caratterizzata da sedimenti mediamente fini, sabbiosi e siltosi. L'Aspio si presenta arginato per larga parte del suo tracciato che è dunque quasi interamente artificiale. I torrenti minori che spesso confluiscono nei maggiori testi citati presentano vallecole spesso a conca talora fortemente sopralluvionate e pendenze relativamente basse, sino alle parti più interne delle valli. Sebbene l'alveo dell'Aspio sia incassato nelle proprie alluvioni, durante gli eventi idrometeorici eccezionali può esondare e distribuire sedimenti prevalentemente fini su ampi settori della pianura circostante.

PROGETTO CARG

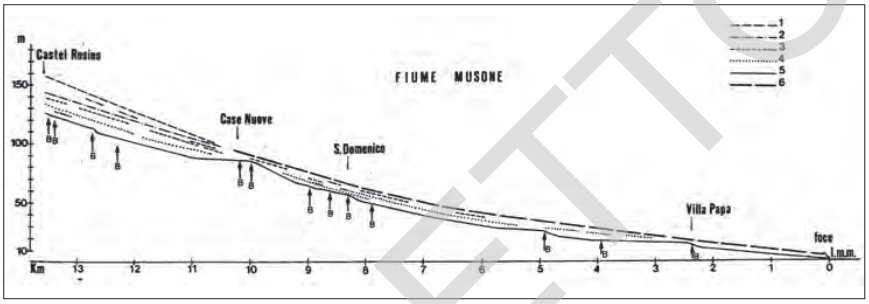


Fig 12 - *Profilo longitudinale del Fiume Musone tra Castel Rosino e la foce.*

1) terrazzo aggradazionale del Pleistocene superiore formato da corsi a canali intrecciati;
2) terrazzi erosionali formati nella parte superiore della pianura da parte di corsi d'acqua con tracciato a meandri (Olocene);
3) terrazzo aggradazionale formato da parte di corsi d'acqua a canali intrecciati (1100 d.C-1900 d.C.);
4) terrazzo erosionale formato da un corso d'acqua a canali intrecciati (circa 1900-1950 d.C.);
5) corso attuale;
6) superficie deposizionale della pianura alluvionale costiera formatasi dopo l'Età Romana.

Il corso attuale presenta una morfologia a gradini dovuta alla presenza di briglie (B). Nella parte superiore della pianura, tra l'alveo attuale ed il terrazzo pleistocenico, sono presenti numerosi terrazzi minori, le cui superfici convergono e si raccordano alla piana costiera (da Coltorti, *1997a).*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - GELOGIA MARINA

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 293 Osimo, a scala 1:50.000, presenta, nella sua parte nord-orientale, un'area marina di modesta estensione; quest'area è stata cartografata seguendo le indicazioni fornite dalle nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine dei fogli CARG 1:50.000 (AA.VV., 2009). Il lavoro mette in luce le caratteristiche principali dei depositi marini superficiali, la composizione granulometrica, il contenuto faunistico e il contesto ambientale e l'età delle unità stratigrafiche più recenti.

Nell'area affiora soltanto il cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*) definito su base sismostratigrafica in tutto l'Adriatico (Cattaneo *et alii*, 2003) e suddiviso in sotto-unità in base a correlazioni sismostratigrafiche, variazioni del contenuto micropaleontologico, della composizione magnetica e datazioni assolute tramite ^{14}C (Oldfield *et alii*, 2003; Cattaneo *et alii*, 2007; Piva *et alii*, 2008; Vigliotti *et alii*, 2008).

2. - METODI DI INDAGINE

I rilievi eseguiti hanno permesso di: 1) ricostruire l'assetto sismostratigrafico dell'area, dalla zona costiera fino al limite del foglio verso mare (a profondità di

circa 18-19 m); 2) rappresentare la distribuzione della granulometria dei sedimenti superficiali all'interno del foglio; 3) definire le principali biocenosi e tanatocenosi che caratterizzano i depositi a fondo mare; e 4) fornire una ricostruzione dettagliata della batimetria del fondale marino (con linee di livello a 1 m).

2.1. - Posizionamento

Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici sono stati acquisiti lungo tracciati spaziati in modo irregolare, in funzione della complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere. Nei rilievi sottocosta si è dovuto anche tenere conto di alcune limitazioni alla navigazione dovute alla presenza di secche e infrastrutture di vario genere.

2.2. - Batimetria

La carta batimetrica, che riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area, è derivata dall'integrazione di dati provenienti da tre tipi di rilievi: 1) rilievo dell'Istituto Idrografico della Marina (IIM) a profondità inferiori a circa 10 m; 2) rilievo con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) tramite Echosounder DESO 20 lungo tutti i profili sismici distribuiti all'interno del foglio a profondità maggiori di 10 m acquisiti a bordo di N/O Urania in precedenza; 3) rilievo ex novo da parte della regione Marche con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) del tipo Honeywell Elac LAZ-4700 su tutta l'estensione del Foglio e fino a pochi metri di profondità sottocosta (tipicamente 4-6 m) lungo le rotte dei profili CHIRP sonar. I dati acquisiti attraverso i varii rilievi sono stati integrati e hanno permesso la costruzione di una griglia regolare di valori batimetrici da cui sono state interpolate le curve di livello ad ogni metro.

2.3. - Stratigrafia sismica

I rilievi sismostratigrafici sono stati eseguiti con una spaziatura variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare, oltre che alla presenza di strutture che impedivano la navigazione. I rilievi eseguiti da parte della Regione Marche nell'area del Foglio 293 Osimo sono stati pianificati tenendo conto della distribuzione dei profili sismici e dei campioni acquisiti da ISMAR in precedenza e in parte utilizzati nella cartografia del Foglio NK33-1/2 Ancona, a scala 1:250.000 (Trincardi *et alii*, in stampa) (campagne AN97, AMICI99, COSTA 2002). L'elaborazione della carta geologica

PROGETTO CARG

si basa sull'interpretazione di circa 10 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar Benthos a 16 trasduttori), e di 85 km di nuova acquisizione tramite CHIRP sonar (campagna RM08 della Regione Marche) a 2 trasduttori a traino (fig. 13). Tutte le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche disponibili, con i dati sismostratigrafici acquisiti nei fogli adiacenti per offrire un prodotto coerente a scala dell'intera regione Marche.

I nuovi profili acquisiti in acque basse sottocosta offrono: 1) maggiore dettaglio entro le unità stratigrafiche più recenti entro il cuneo tardo-olocenico; 2) possibilità di correlazione dove le impregnazioni di gas sono meno in superficie o assenti e parallelamente alla linea di costa. La presenza di diffuse impregnazioni di gas nei depositi più superficiale limita la penetrazione del segnale sismico e rende problematica la correlazione dei riflettori in alcune aree (Garcia-Garcia *et alii*, 2007; Cattaneo *et alii*, 2007).

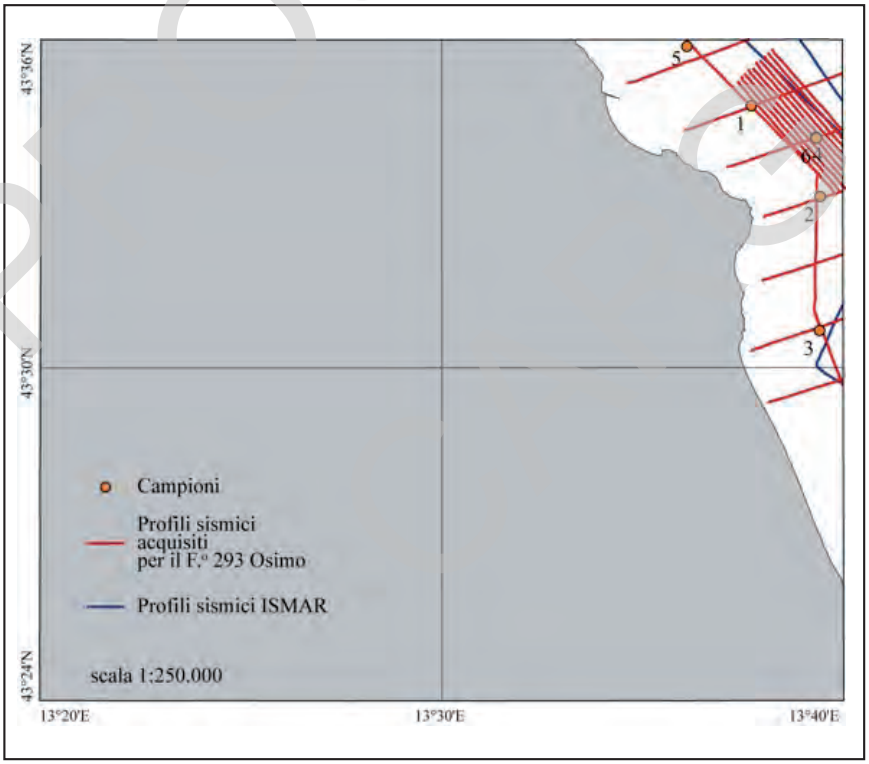


Fig. 13 - *Linee sismiche CHIRP sonar nel Foglio 293 Osimo. In blu i profili acquisiti da ISMAR in precedenza e utilizzati nell'ambito del Progetto della Cartografia Geologica dei Mari Italiani a scala 1:250.000; in rosso i profili acquisiti da Regione Marche per il Foglio 293 Osimo.*

PROGETTO

2.4. - Campionatura

Il tratto di mare Adriatico rappresentato nel Foglio 293 Osimo è stato indagato attraverso l'analisi e la correlazione di 6 campioni del fondo corrispondenti a 2 carotaggi a vibrazione, 2 benne da 25 litri ed 1 box core. A questi campioni si aggiungono carotaggi a pistone e a gravità, localizzati oltre i limiti del foglio che sono stati prelevati come controllo stratigrafico delle unità più vecchie (pre-oloceniche) non raggiungibili da carotaggi nell'area del Foglio 293 Osimo. A scopo stratigrafico si fa necessariamente riferimento a carote studiate al di fuori del foglio in aree a maggiore profondità dove sono presenti foraminiferi planctonici ed è possibile uno studio stratigrafico e paleo ambientale. Nell'area in esame le carote raccolte sono state utilizzate per definire gli ambienti deposizionali e le biocenosi attuali.

2.5. - Analisi della suscettivitÀ magnetica dei sedimenti

Sulle carote di sedimento raccolte sono state eseguite misure di suscettività magnetica a carota chiusa. La suscettività magnetica è uno dei parametri magnetici la cui variazione nel tempo riflette cambiamenti nella composizione di sedimenti che raggiungo il mare e nelle condizioni fisico-chimiche durante il loro seppellimento (Oldfield *et alii*, 2003; Vigliotti *et alii*, 2008). Per scopi pratici, le curve della variazione della suscettività magnetica sono uno strumento affidabile di correlazione tra carote indipendente dalla correlazione sismo-stratigrafica e con maggiore potere risolutivo rispetto a questa.

2.6. - Analisi granulometriche

Le analisi granulometriche sono state eseguite su campioni superficiali, prelevati anche al di fuori del Foglio 293 Osimo, tramite setacciatura per la frazione più grossolana (> 63 μm) e tramite sedigrafo a raggi X per la frazione fine (< 63 μm). I dati misurati con i due metodi sono stati integrati ed elaborati tramite GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) allo scopo di costruire le curve di distribuzione granulometrica (istogramma di frequenza semplice e curva cumulativa) e di calcolare i relativi parametri statistici (diametro medio, mediana, moda, classazione, *skewness*, *kurtosis*) secondo Folk & Ward (1957).

I campioni sono stati suddivisi in classi granulometriche riferibili alla classificazione tipica (sabbie, silt, argilla), secondo la scala di Wentworth (1922), sono stati classificati in base al diagramma ternario sabbia-limo-argilla di Folk (1954) ed è stata derivata una carta delle granulometrie superficiali dei sedimenti tramite

PROGETTO CARG

interpolazione secondo metodo Kriging combinato con IDW (*inverse distance weighting*).

2.7. - Velocità di sedimentazione tramite ^{210}Pb

Il ^{210}Pb è un isotopo radioattivo naturale appartenente alla serie di decadimento dell'^{238}U. La principale sorgente di ^{210}Pb per gli ambienti acquatici è costituita dall'atmosfera, dove è prodotto dal decadimento del ^{222}Rn, che proviene in massima parte per emanazione dai suoli. Ambienti lacustri e marini costieri sono influenzati da significativi apporti terrestri di ^{210}Pb; al contrario, in ambienti marini profondi, il ^{210}Pb è principalmente derivato dal decadimento del ^{226}Ra disciolto nell'acqua di mare. Le attività di ^{210}Pb "totale" misurate rappresentano quindi la somma di una frazione "supportata" e di una frazione "in eccesso" proveniente dall'esterno, relativa a quella parte che si è attaccata alle particelle durante il ciclo descritto. Per il calcolo delle velocità di sedimentazione e dell'età dei sedimenti viene utilizzata la distribuzione del ^{210}Pb "in eccesso" in funzione della profondità nel sedimento. In condizioni ottimali il profilo di ^{210}Pb totale ha una forma esponenziale, decrescente verso il basso e tendente ad un valore costante che rappresenta l'attività di ^{210}Pb supportato.

Le fasi del metodo utilizzato in questo esperimento fanno riferimento alla metodologia messa a punto da Frignani & Langone (1991): 1. estrazione chimica dai campioni seccati del ^{210}Po con attacco acido (HNO_3 8N) a caldo (110°C), rimozione della sostanza organica con H_2O_2 30%, evaporazione fino a piccoli volumi, eliminazione dell'HNO_3 mediante aggiunte di HCl concentrato, diluizione in 60 ml di HCl 1.5 N, riduzione del Fe mediante aggiunta di acido ascorbico, deposizione spontanea del ^{210}Po su dischetti d'argento. Con l'aggiunta di uno standard interno (^{209}Po) in quantità nota si può valutare l'efficienza di estrazione e deposizione sul dischetto; 2. conteggio per circa 2 giorni delle emissioni alfa tramite rilevatori a barriera superficiale al silicio. Gli errori analitici sono compresi tra 5-10%; 3. calcolo dell'attività del ^{210}Po.

Per il calcolo del contenuto d'acqua, della porosità e della densità apparente (*dry bulk density*) dei sedimenti è stata utilizzata la perdita in peso ottenuta seccando il sedimento alla temperatura di 50°C. Questa quantità costituisce il peso dell'acqua contenuta nel sedimento e permette il calcolo della porosità secondo la formula:

$$\phi = w \rho_s / [w \rho_s + (1 - w) \rho_w]$$

dove w corrisponde alla frazione d'acqua sul peso totale, ρ_s alla densità media delle particelle di sedimento e ρ_w alla densità dell'acqua interstiziale. I valori utilizzati di ρ_s e ρ_w sono stati rispettivamente 2.6 e 1.029 g cm^{-3}.

PROGETTO CARG

3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO

Il bacino Adriatico comprende la più estesa piattaforma epicontinentale del Mediterraneo e corrisponde all'avanfossa e avampaese della catena appenninica. Nell'area marchigiana, la fascia costiera dell'Adriatico coincide con una serie di strutture in sollevamento durante il Plio-Quaternario. Questa struttura confina a mare con i depositi sedimentari quaternari. La piattaforma presenta la massima estensione a nord della Depressione Medio Adriatica (MAD), un piccolo bacino di scarpata profondo circa 250 m parzialmente riempito da depositi fluvio-deltizi di origine soprattutto padana durante il Plio-Quaternario (Ciabatti *et alii*, 1989; Trincardi *et alii*, 1996; Trincardi *et alii*, 2004; Ridente *et alii*, 2008). Durante la successiva risalita del livello del mare post glaciale, la piattaforma continentale adriatica è stata progressivamente inondata, con la formazione e il progressivo annegamento di depositi costieri di età decrescente al diminuire della profondità a cui si trovano. L'attuale stazionamento alto del livello del mare, raggiunto circa 5.500 anni fa, è caratterizzato dalla deposizione di un prisma sedimentario clinostratificato fangoso disposto parallelamente alla costa occidentale del bacino (Cattaneo *et alii*, 2004). Questo deposito presenta nel Foglio 293 Osimo solo la propria porzione prossimale poco profonda e poco pendente verso mare (*topset*).

4. - STRATIGRAFIA

Le unità litologiche rappresentate nella parte marina del foglio 293 Osimo costituiscono le facies attuali del sistema di alto stazionamento (*HST*). Attraverso la stratigrafia sequenziale si riconoscono corpi litoidi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità (e quindi alle linee tempo) che li delimitano, consentendo di rappresentare i corpi deposizionali cartografati in base al loro rapporto di collocazione stratigrafica (Fig. 14).

4.1. - Sequenza deposizionale tardo-quaternaria

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria presente nell'area del Foglio 293 Osimo è composta da *systems tract* delimitati da superfici facilmente individuabili attraverso la sismica a riflessione, è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano. Il piano Tirreniano comprende la fase di stazionamento alto dello stadio isotopico 5 (il periodo interglaciale iniziato ca. 125.000 anni fa), tutta la fase di caduta del l.m. fino all'acme glaciale (stadi isotopici 5, 4, 3, 2); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (Cita & Castradori, 1995; Asioli *et alii*, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia

PROGETTO CARG

ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso; l'ultima risalita del l.m. comprende gli stadi isotopici 2 *p.p.* e 1 *p.p.*; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono compresi nello stadio isotopico 1; il limite Pleistocene-Olocene (11,5 ka BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare (fig. 14). Nella porzione marina del Foglio 293 Osimo affiora unicamente il sistema deposizionale di stazionamento alto olocenico (*HST*), costituito da un complesso pelitico di scarpata di prodelta/ piattaforma interna a silt argilloso che passa gradualmente a un complesso sabbioso di spiaggia sommersa.

Alla base dei depositi di stazionamento alto, la superficie di massima inondazione (*maximum flooding surface*; mfs), corrisponde a un intervallo condensato caratterizzato dalla presenza di molluschi (soprattutto ostreae) (Correggiari *et alii*, 2001); questa superficie approssima la scomparsa (*last occurrence*) del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (Asioli *et alii*, 1996; Oldfield *et alii*, 2003; Piva *et alii*, 2008).

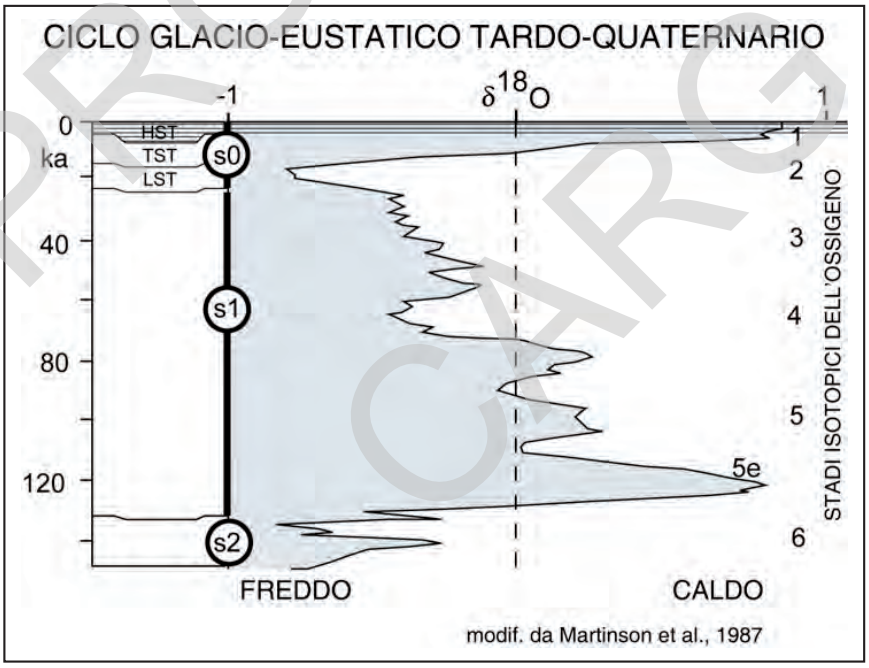


Fig. 14 - *Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra la posizione dei depositi tardo-olocenici affioranti nel foglio 293 Osimo (area tratteggiata orizzontale). I vari* system tracts *della sequenza tardo-quaternaria (s0) sono riferiti alla curva isotopica dell'intero ciclo glaciale-interglaciale degli ultimi 130 ka.*

PROGETTO CARG

4.1.1. - *Sistemi di stazionamento alto* (**HST**)

I depositi di prodelta in piattaforma sono organizzati in un clinoforme subacqueo con geometria progradazionale a bassissimo angolo, con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) a circa 25 m di profondità (Cattaneo *et alii*, 2007). Profili sismici ad altissima risoluzione acquisiti parallelamente alla costa permettono di correlare a scala di bacino la superficie di massima inondazione (mfs) e le suddivisioni interne all'unità di stazionamento alto sono correlabili a scala di bacino (fig. 15; Cattaneo *et alii*, 2007; Piva *et alii*, 2008; Vigliotti *et alii*, 2008). Nella porzione superficiale di questo deposito, la scomparsa di *G. sacculifer* marca la base dell'intervallo della Piccola Età del Ghiaccio. All'interno di questo intervallo due picchi di abbondanza del foraminifero bentonico *V. complanata* marcano gli intervalli più freddi e aumentato apporto fluviale (Piva *et alii*, 2008). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione nell'ultimo secolo, basata sul decadimento di radionuclidi a vita breve come il ^{210}Pb, supera i 13 mm/a e le facies fangose mostrano tracce di depositi di piena fluviale variamente bioturbate (Frignani *et alii*, 2005). Nell'area compresa dal Foglio 293 Osimo non sono presenti sistemi fluviali e i depositi tardo-olocenici provengono dal trasporto parallelo alla costa ad opera delle correnti con direzione prevalente da NO a SE.

4.1.2. - *Unità deposizionali*

Nella Carta Principale i depositi di HST sono rappresentati in tre unità distinte (fig. 15):

1 - **Depositi di piede di falesia** (**g_{15}**), costituiti da depositi eterogenei derivati dallo smantellamento della falesia ad opera del moto ondoso;

2 - **Depositi di spiaggia sottomarina (**g_8**)**, costituiti da sabbie da fini a medie, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*;

3 - **Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale (**g_{11}**)**, costituiti da silt medio e grossolano intercalato a sottili strati sabbiosi (sabbia molto fine) e bioclastici, la cui successione verticale mostra una chiara tendenza negativa;

I depositi di piede di falesia (**g_{15}**) caratterizzano la fascia costiera, dove sono presenti anche alcune spiagge confinate caratterizzate da depositi sabbioso-ghiaiosi.

Verso mare l'unità **g_{11}** è caratterizzata da morfologia uniforme e sedimentazione fine dominata dagli eventi di tempesta durante i quali il trasporto è principalmente verso mare e verso sud. L'unità **g_{11}** corrisponde al *topset* dei depositi di prodelta organizzati in un clinoforme progradazionale subacqueo con rottura di pendenza

PROGETTO CARG

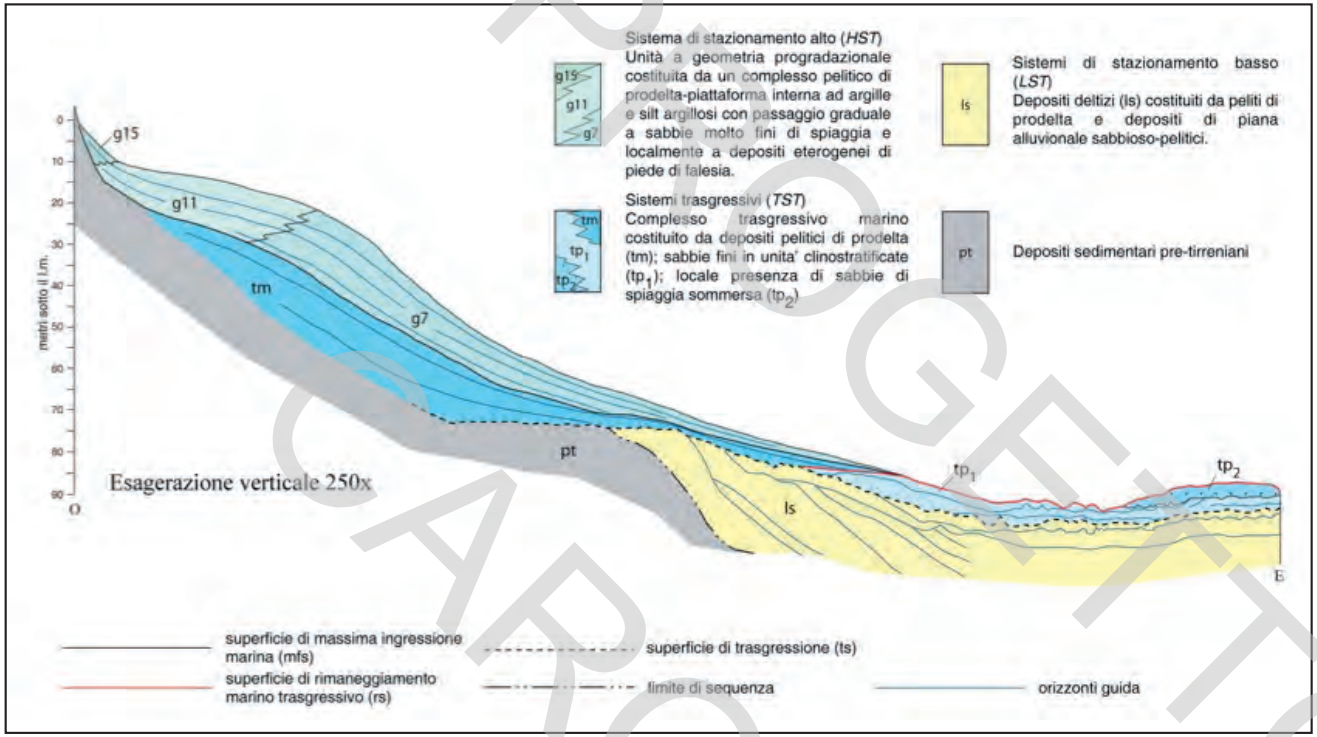


Fig. 15 - *Schema dei rapporti stratigrafici tra systems tract presenti nell'area adriatica comprendente il Foglio 293 Osimo. I depositi più antichi del Tirreniano sono rappresentati in grigio in modo indifferenziato. I depositi di stazionamento basso (LST) sono confinati lateralmente dalla presenza di depositi pre-tirreniani deformati e sollevati. I depositi trasgressivi (TST) sono caratterizzati da un progressivo spostamento verso terra del depocentro e da geometrie tabulari nella parte più antica e progradazionali a basso angolo nella porzione più prossimale e più recente. I depositi di stazionamento alto (HST) costituiscono un cuneo progradazionale subacqueo con ciglio deposizionale a circa 20 m di profondità.*

PROGETTO CARG

(ciglio deposizionale) a 20 m di profondità (Cattaneo *et alii*, 2003). Nell'area esaminata, a differenza di quanto osservato a nord (Foglio 282 Ancona) e a sud (Foglio 351 Pescara) non sono presenti ondulazioni che interessino il fondale marino e i primi metri dei depositi del sottofondo (Correggiari *et alii*, 2001).

I depositi di queste unità sono caratterizzati da diffuse impregnazioni di gas che raggiungono la profondità minima (pochi metri) sotto il fondo, in corrispondenza della rottura di pendenza del clinoforme. Analisi geochimiche dei campioni prelevati in quest'area dimostrano che il gas che impregna i sedimenti superficiali è biogenico e dovuto al decadimento dell'abbondante materia organica portata dai fiumi e accumulata all'interno del clinoforme (Orange *et alii*, 2005).

4.2. - Biostratigrafia

L'analisi micropaleontologica, condotta in modo semiquantitativo sulla microfauna sia planctonica che bentonica a livello specifico ed in taluni casi anche sub-specifico, allo scopo di poter operare una ricostruzione del paleo ambiente, è stata eseguita sulla carota AN97-28. La carota è collocata al di fuori del foglio in depositi a profondità maggiori che meglio si prestano all'indagine micropaleontologica, ma è correlabile attraverso i profili sismici ai depositi olocenici presenti nel foglio. Sono stati prelevati 121 campioni di spessore 1 cm, distanziati tra loro di 5 cm. Il sedimento è stato seccato in forno a 50°C e lavato attraverso un setaccio di maglia 0.063 mm. I residui sono stati esaminati sotto un microscopio ottico stereoscopico.

Per l'interpretazione dei risultati ottenuti nello studio micropaleontologico dei sedimenti dell'Adriatico si fa riferimento alle informazioni sull'ecologia di foraminiferi disponibili in letteratura (si veda per una sintesi Murray, 2006 e Sen Gupta, 1999) oltre che ad alcuni modelli, quello di Jorissen (1987, 1988), per la distribuzione dei foraminiferi bentonici attuali in Adriatico, e quello di Van der Zwaan & Jorissen (1991), per le associazioni bentoniche caratteristiche di piattaforme a sedimentazione fine (come la moderna "fascia dei limi" adriatica). Dal modello di distribuzione di Jorissen (1987, 1988) per l'Adriatico (basato sullo studio dei sedimenti superficiali di carote e box-cores) si evidenzia la seguente zonazione di biofacies:

biofacies I: è rappresentata da un'associazione dominata da specie (tra cui *Uvigerina mediterranea*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicidoides pachyderma*, *Cassidulina laevigata carinata*, *Bulimina costata*, *Bigenerina nodosaria*, *Trifarina angulosa*, *Hyalinea balthica*, *Gyroidinoides* spp, *Sphaeroidina bulloides*), influenzate da fattori correlati con la batimetria, tra cui in particolare l'ammontare di sostanza organica e quindi disponibilità di cibo. Queste specie abitano sostanzialmente la parte più esterna della piattaforma e la parte superiore della scarpata (si veda anche de Stigter *et alii*, 1998)

PROGETTO GARC

biofacies II: occupa la parte più costiera (indicativamente a profondità minori di 20-25 metri) con sedimenti più grossolani e, generalmente, un basso contenuto in sostanza organica. Le forme dominanti, caratterizzate comunque da una notevole variabilità specifica, sono *Ammonia beccarii*, *Ammonia perlucida*, *Ammonia beccarii tepida*, *Elphidium crispum*, *Elphidium gr. granosum*.

biofacies III: è generalmente dominata da forme probabilmente epifitiche (*Asterigerinata mamilla*, *Cibicides lobatulus*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina bradyi*, *Buccella granulata*, *Gavelinopsis praegeri*, *Hanzawaia boueana*, *Reussella spinulosa*) ed occupa la parte al largo della piattaforma (20-100m nel nord adriatico, in particolare) caratterizzata da sedimenti sabbiosi. Quest'area comunque, rappresenta le cosiddette "sabbie relitte" di età pleistocenica e pertanto quest'associazione non dovrebbe essere considerata "attuale".

Il limite verso mare del Foglio 293 Osimo è al passaggio verso la "fascia dei limi" che costituisce un ambiente fortemente "stressato", essendo caratterizzati da un alto contenuto in sostanza organica e soggetti a drastica diminuzione del contenuto di ossigeno alla fine dell'estate che coincide con la proliferazione di specie opportuniste. Tali specie sono, in particolare, *N. turgida* e *V. complanata*, che occupano rispettivamente la porzione più interna (verso costa), e quella più al largo della fascia dei limi. In questi ambienti i livelli più profondi del sedimento sono occupati da *B. ex gr. marginata* che all'aumentare delle condizioni di stress tende ad invadere i livelli più superficiali del sedimento rimpiazzando le forme più superficiali e relativamente meno resistenti (*N. turgida* e *V. complanata*). Verso costa l'associazione tipica della fascia dei limi passa alle specie appartenenti alla biofacies II, sotto più o meno diretta influenza di acqua dolce, mentre verso il largo, dove tale influenza è trascurabile, si passa ad associazioni dominate da specie come *C. laevigata carinata*.

4.2.1. - *Cronologia*

La correlazione sismostratigrafica di carotaggi studiati a maggiore profondità ha permesso di correlare su tutta l'area la superficie mfs alla base dell'*HST*. All'interno di questo *systems tract* il principale bioevento riconoscibile in tutto l'Adriatico, è la LO di *G. sacculifer* a circa 550 anni BP, che approssima la base della Piccola Età del Ghiaccio (Asioli & Piva, 2007; Piva *et alii*, 2008). E' stato dimostrato (Asioli & Piva, 2007; Oldfield *et alii*, 2003, Piva *et alii*, 2008) che nel versante italiano della fascia dei limi è possibile riconoscere sulla base dell'associazione a foraminiferi bentonici alcuni eventi in carote tra loro distanti anche centinaia di chilometri tra cui, per esempio, i due picchi di frequenza di *V. complanata* quali possibile espressione delle due fasi più severe della Piccola Età del Ghiaccio.

PROGETTO CARG

4.3. - Analisi macrofaunistiche

I campioni studiati provengono dalle carote RM08-105, RM08-106, RM08-107, RM08-108, RM08-110, RM08-125. Per ciascuna carota, ogni 20 cm circa sono stati prelevati campioni lavati su batterie di setacci da 1,00 mm, 0,5 mm e 0,063 mm.

I depositi pelitici di transizione alla piattaforma sono caratterizzati da associazioni a ridotta diversità tassonomica caratterizzate da molluschi infaunali e semi-infaunali detritivori. In particolare domina il gasteropode *Turritella communis*, che costituisce la quasi totalità della macrofauna identificata; tra i bivalvi dominano *Corbula gibba* e *Kurtiella bidentata* cui si accompagnano subordinatamente *Nucula nitidosa*, *Nucula* ex gr *hanleyi*, *Abra* cf *nitida* e *Abra* sp.; abbastanza comune lo scafopode *Antalis inaequicostata* e frammenti di decapodi e di echinodermi spatangoidi. Questo tipo di associazione macrofaunistica è consistente con ambienti deposizionali ad elevato tasso di sedimentazione.

4.4. - Stima dei tassi di sedimentazione mediante ^{210}Pb

Allo scopo di ottenere una stima dei tassi di sedimentazione, l'attività del ^{210}Pb è stata misurata sulla carota RM08-110 (fig. 16), nella zona di *topset* del corpo progradazionale in cui la velocità di sedimentazione è limitata dai processi di risospensione e trasporto verso mare, e le informazioni ottenute sono state integrate con quelle pubblicate in precedenza e sintetizzate da Frignani *et alii*, 2005). Il ^{210}Pb ($t_{1/2}$ = 22.3 anni) è stato ampiamente utilizzato negli ultimi 40 anni come tracciante di processi sedimentari in ambiente acquatico su una scala temporale di 100-150 anni (per una descrizione dll'approccio metodologico si veda Frignani *et alii*, 2005).

I risultati dell'analisi del ^{210}Pb sono mostrati in fig. 16 in cui in ascissa è stata plottata l'attività del ^{210}Pb totale (Bq kg^{-1}) e in ordinata la profondità in cm. I profili di ^{210}Pb totale mostrano andamenti decrescenti verso il basso. La carota RM08-110 presenta un profilo di porosità nettamente irregolare per la presenza di variazioni granulometriche significative. Il profilo di ^{210}Pb totale mostra andamento decrescente verso il basso. Nel caso della carota RM08-110, l'attività del ^{210}Pb ad una certa profondità si stabilizza su un valore costante di 17.5 Bq kg^{-1} che rappresenta il livello di ^{210}Pb supportato. Questo valore è stato quindi sottratto ad ogni fetta per calcolare il ^{210}Pb in eccesso. La carota RM08-110 presenta un profilo di ^{210}Pb in eccesso estremamente corto e già a 5 cm di profondità si raggiunge il valore di ^{210}Pb supportato.

Una stima dell'entità della sedimentazione può essere effettuata confrontando direttamente la profondità di penetrazione del ^{210}Pb in eccesso. A causa della

PROGETTO CARG

concentrazione nell'ambiente e delle metodologie analitiche, un radioisotopo può essere generalmente utilizzato per studiare periodi di circa 4-5 volte il suo tempo di dimezzamento. Per il ^{210}Pb, caratterizzato da un tempo di dimezzamento di circa 22 anni, possiamo quindi considerare che la profondità massima raggiunta dal ^{210}Pb in eccesso nel sedimento rappresenti circa 100 anni. Di conseguenza, come ordine di grandezza, i tassi di sedimentazione per la carota RM08-110 è circa 0.05 cm y^{-1}.

Applicato il modello di *Constant Flux - Constant Sedimentation* al profilo di ^{210}Pb in eccesso (fig. 16), la carota RM08-110 ha fornito una stima del tasso di sedimentazione di 0.14 cm y^{-1}, sostanzialmente in linea con il valore approssimativo precedentemente calcolato. Si tratta cioè di un sito caratterizzato da ridotto accumulo di sedimento recente, essendo l'area molto dinamica dal punto di vista dei processi oceanografici. In questi casi, il modello CF-CS applicato a profili di ^{210}Pb tende a dare valori sovrastimati e la stima più conservativa, di 0.05 cm y^{-1}, sembra preferibile.

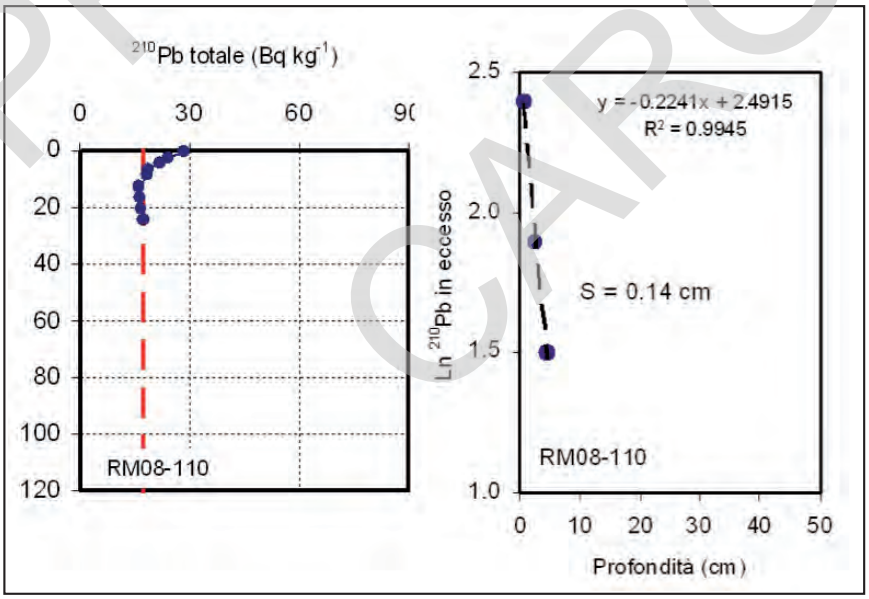


Fig. 16 - *Profili di ^{210}Pb totale (Bq kg^{-1}). La linea tratteggiata rossa marca il valore di ^{210}Pb supportato (background) calcolato come media dei livelli più profondi.*

PROGETTO CARG

5. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI

Le analisi granulometriche dei campioni superficiali si basano anche su tutti i campioni raccolti nell'area circostante il Foglio 293 Osimo e permettono di delimitare quattro fasce principali in base al diagramma ternario di Folk (1954) (sabbia, sabbia limosa, limo sabbioso, limo), con orientamento sub-parallelo alle isobate e granulometria decrescente da terra verso mare. In figura 17 sono invece rappresentati i valori granulometrici in micron.

In prossimità della costa i depositi di piede di falesia sono eterogenei e in alcuni casi drappeggiati da fango ma non sono stati inquadrati in una classe granulometrica prevalente (fascia bianca in figura 17). I sedimenti nelle classi granulometriche che vanno dal silt grossolano al silt medio fine sono poco cerniti (secondo la definizione di Folk e Ward, 1957) e non presentano alcun andamento significativo, riflettendo la generale caduta di energia al crescere della profondità.

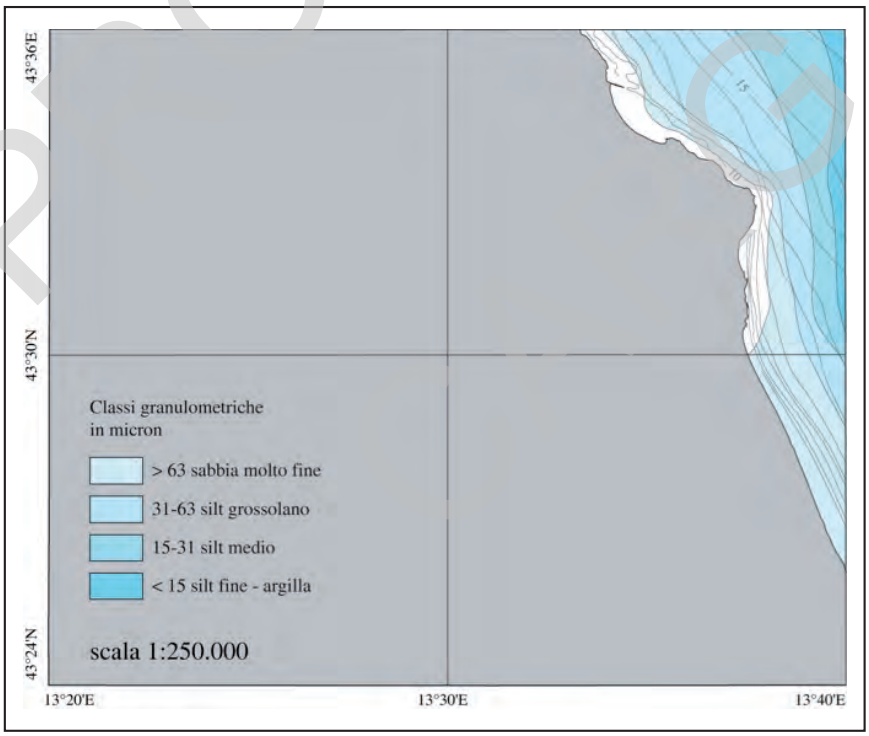


Fig. 17 - *Carta granulometrica, espressa in micron, del Foglio 293 Osimo. In bianco, sottocosta è evidenziata l'area di piede di falesia con depositi eterogenei.*

PROGETTO

La figura 18 presenta la correlazione tra carote e suscettività magnetica dei sedimenti lungo un transetto posizionato a sud del Foglio 293 Osimo allo scopo di illustrare i rapporti stratigrafici a scala di tutto il cuneo progradazionale di *HST*. Il transetto riporta la correlazione della base dei depositi della Piccola età del Ghiaccio e documenta che le carote prossimali al di sopra di questo orizzonte sono particolarmente sabbiose. I livelli sabbiosi, ben cerniti, da centimetrici a decimetrici, a base netta, sono indicativi di eventi di trasporto da parte di correnti probabilmente in condizioni di tempesta. In alcuni casi i livelli di sabbia hanno base erosiva e contengono, soprattutto alla base, bioclasti e biosomi embriciati di *Chamelea gallina*, *Dosinia* sp. e *Turritella communis*.

La carota RM08-125 (fig. 19) attraversa un deposito acusticamente trasparente con base e tetto netti e penetrazione del segnale sismico negli strati sottostanti. Questo fatto permette di escludere che il carattere trasparente del deposito sia attribuibile a presenza di gas o di depositi grossolani che disperdono il segnale rapidamente. E' più probabile che si tratti di depositi fini resi omogenei dal processo di trasporto o da fenomeni di liquefazione successivi alla deposizione. La carota infatti ha attraversato depositi senza strutture simili a quelli individuati nel delta del Po in un contesto sismo-stratigrafico simile (Correggiari *et alii*, 2005).

La carota RM08-110 (fig. 20) è rappresentativa della facies $\mathbf{g_{11}}$ riportata in carta. La carota ha attraversato i depositi degli ultimi 500 anni circa al di sopra del riflettore tratteggiato sul profilo sismico Chirp sonar in un'area dove questi divengono progressivamente più fangosi rispetto alla carota rm08-125, ma presentano ancora alcuni livelletti centimetrici di sabbia a base netta.

6. - SEZIONI GEOLOGICHE

La sezione geologica schematica, riportata in carta, rappresenta l'architettura dei depositi tardo-quaternari lungo la traccia perpendicolare alla linea di costa. La sezione schematizza i rapporti stratigrafici tra i depositi di stazionamento alto con il sottostante *systems tract* trasgressivo e i depositi più vecchi, che emergono in corrispondenza della struttura del Monte Conero, evidenziati anche in figura 15. I depositi trasgressivi, sotto la superficie di massima inondazione (mfs), sono costituiti da peliti di piattaforma e sono stati raggiunti da alcuni carotaggi in aree più distali (a mare del limite orientale del foglio) e correlati verso terra, grazie ai profili sismici. La sezione geologica mette in evidenza anche le superfici di trasgressione (ts) e di massima inondazione (mfs) che coincidono nell'area prossimale dove depositi di stazionamento alto poggiano direttamente sui depositi pre-tirreniani (pt) deformati e sollevati verso costa. Il *foreset* del *HST* si sviluppa al di fuori dell'area del Foglio 293 Osimo.

PROGETTO CARG

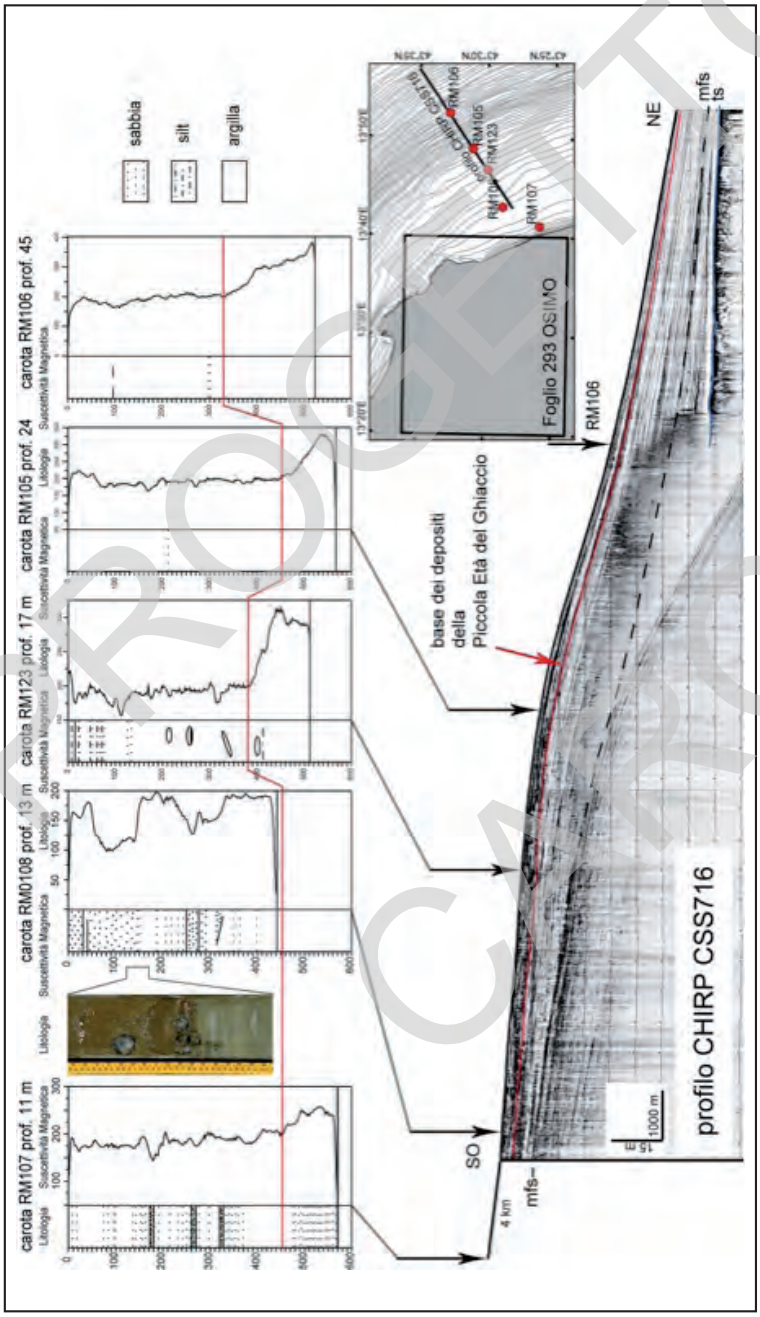


Fig. 18 - *Profilo CHIRP sonar che illustra la geometria dei depositi olocenici di piattaforma nell'area adiacente al foglio 293 Osimo. Le carote, prelevate all'interno dei depositi di stazionamento alto, permettono di tracciare la base dell'unità accumulata a partire dalla Piccola Età del Ghiaccio che corrisponde ad una netta diminuzione dei valori di suscettività magnetica; questa unità è presente nel foglio 293 Osimo. I depositi trasgressivi, compresi tra la mfs e la superficie di trasgressione (ts), sono in facies di prodelta, simile a quelli di HST.*

PROGETTO CARG

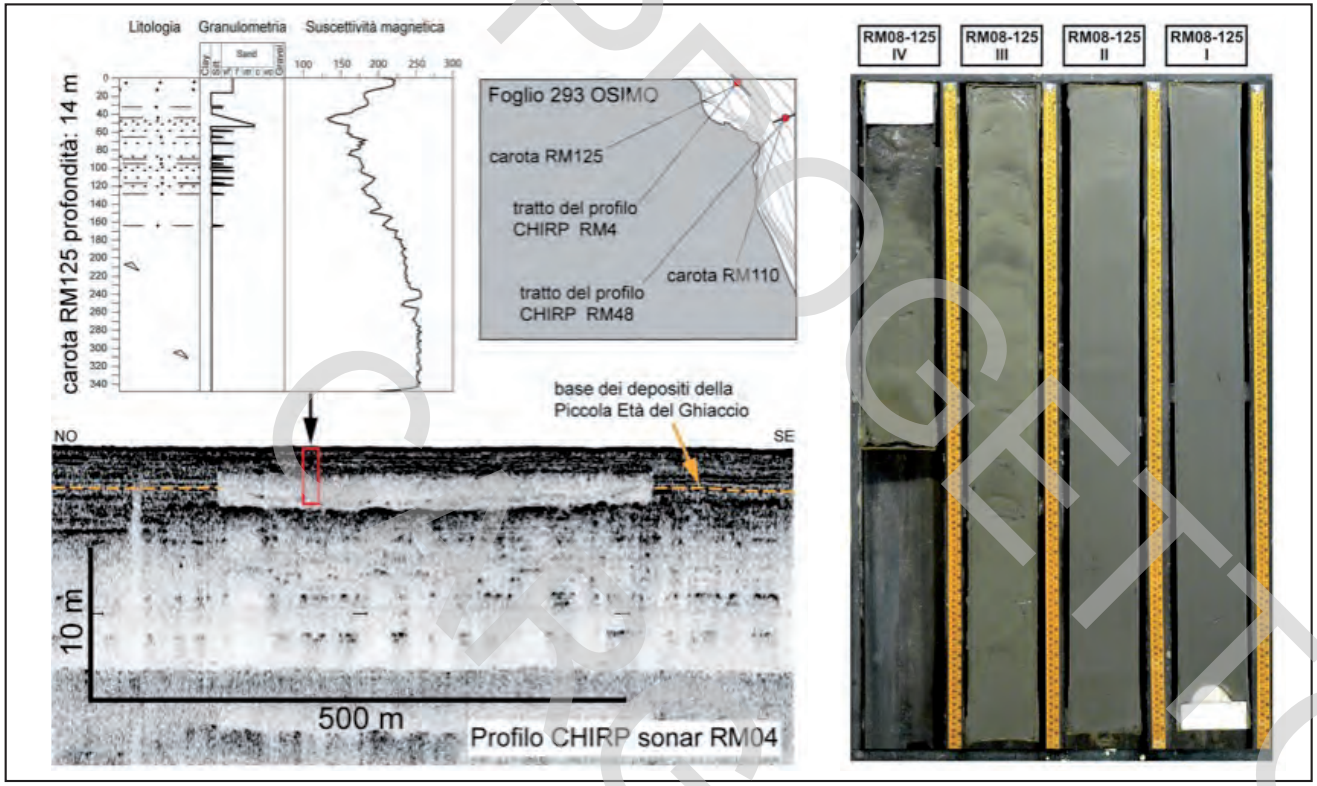


Fig. 19 - *Profilosismico Chirp Sonar parallelo alle isobate che evidenzia la presenza di un deposito acusticamente trasparente con base e tetto netti. La penetrazione del segnale sismico nei depositi sottostanti permette di escludere che si tratti di un deposito grossolano impregnato di gas. La carota RM125 documenta la presenza di depositi fini omogenei al di sotto di un livello sabbioso.*

PROGETTO

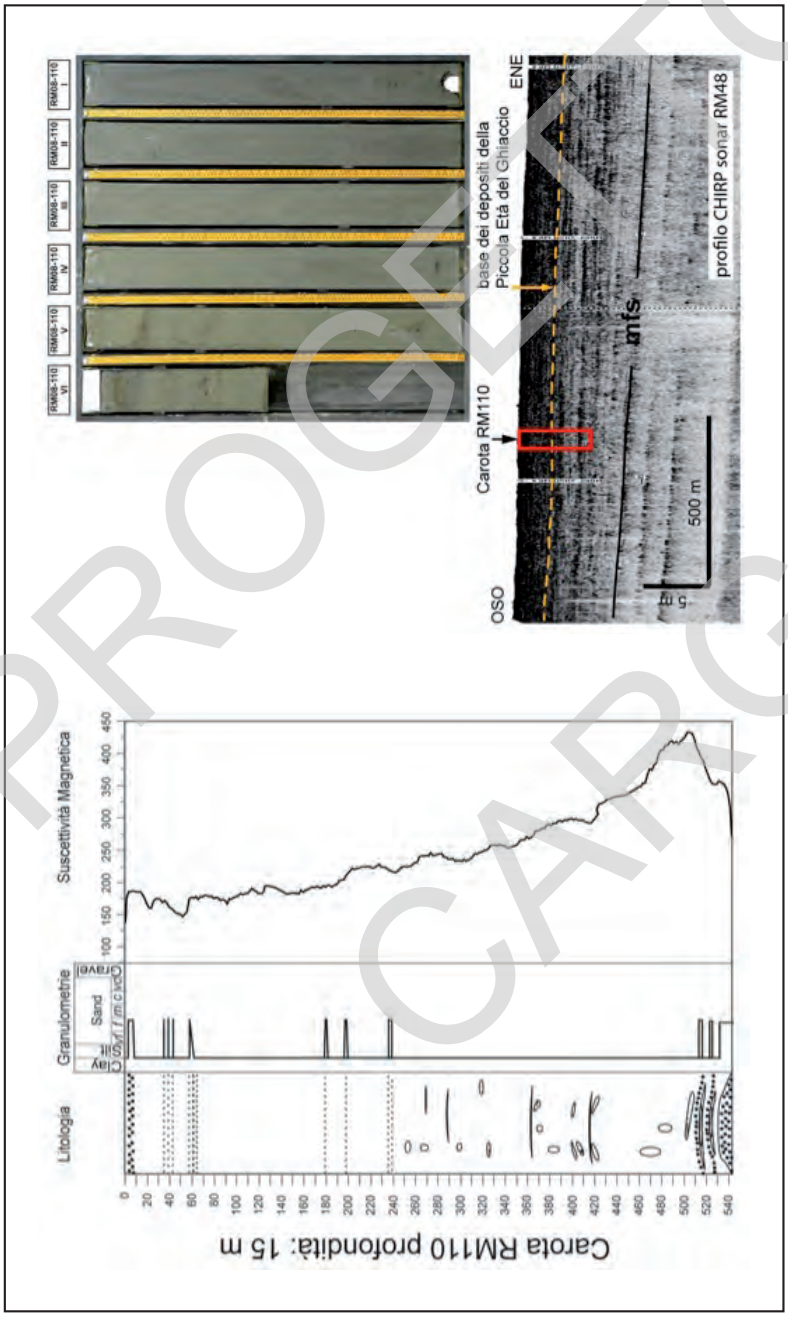


Fig. 20 - *Carota RM08-110, rappresentativa della facies g11 riportata in carta. La carota ha attraversato i depositi degli ultimi 500 anni circa al di sopra del riflettore tratteggiato sul profilo sismico CHIRP sonar. I depositi sono fangosi ma con alcuni livelli millimetrici di sabbia a base netta e rappresentano l'equivalente distale di quelli documentati nelle carote più prossimali in figura 18. Carota e profilo sismico sono ubicati in fig. 19.*

PROGETTO CARG

7. - CARTE DEGLI SPESSORI

Le due carte accessorie riportate a scala 1:250.000 sintetizzano la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento alto olocenico (*HST*) e della sua unità più recente, depositata durante gli ultimi 500 anni circa e comprendente la Piccola Età del Ghiaccio e i successivi 130 anni. Entrambe le carte sono state costruite in base a correlazioni sismo-stratigrafiche e mostrano un andamento delle isopache parallelo a costa, dovuta all'effetto di dispersione dei sedimenti ad opera delle correnti. Il cuneo di *HST* raggiunge uno spessore di circa 16 metri nel settore NE del Foglio, mentre quello dell'unità superiore (ultimi 500 anni circa) non supera lo spessore di 4 m sempre nel quadrante NE del Foglio. Verso terra entrambe le unità mostrano una rapida diminuzione dello spessore. Questo dato riflette un rapido approfondimento del substrato da costa (dove affiorano unità pleistoceniche antiche o più vecchie) verso est.

8. - TASSONOMIA

L'ordinamento sistematico dei *taxa* si basa sulla consultazione di diversi atlanti iconografici specialistici (e.g.: Cossignani *et alii*, 1992; Giannuzzi-Savelli *et alii.*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; Ardovini & Cossignani, 1999) e sulla consultazione di alcuni siti web riconosciuti per la tassonomia italiana ed europea (e.g.: www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org).

MOLLUSCA

GASTROPODA

Turritella communis Risso, 1826

BIVALVIA

Abra cf *nitida* (O.F. Müller, 1776)
Abra sp.
Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)
Corbula gibba (Olivi, 1792)
Kurtiella bidentata (Montagu, 1803)
Nucula ex gr. *hanleyi* Winckworth, 1931
Nucula nitidosa Winckworth, 1930
Nucula sp.

SCAPHOPODA

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)

PROGETTO CARG

GRANULORETICULOSA

FORAMINIFERA

Planctonici

Globigerina bulloides = *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

Globigerina quinqueloba = *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938

Globigerina rubescens = *Globigerina rubescens* Hofker, 1956

Globigerinella aequilateralis =
Globigerina siphonifera D'ORBIGNY, 1839

Globigerinella praecalida = *Globigerina calida* PARKER, 1962

Globigerinoides ruber = *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877.

Questa specie comprende:

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877

Globigerinoides quadrilobatus =
Globigerina quadrilobata d'Orbigny, 1846

Globigerinoides trilobus = *Globigerina triloba* Reuss, 1850

Globorotalia inflata = *Globigerina inflata* d'Orbigny, 1839

Neogloboquadrina pachyderma =
Aristospira pachyderma Ehrenberg, 1861

Orbulina universa = *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Bentonici

Adelosia longirostra = *Quinqueloculina longirostra* d'Orbigny, 1826

Ammonia beccarii = *Nautilus beccarii* Linneo, 1758

Ammonia perlucida = *Rotalia perlucida* Heron-Allen & Earland, 1913

Asterigerinata mamilla = *Rotalina mamilla* Williamson, 1858

Bigenerina nodosaria = *Bigenerina nodosari* d'Orbigny, 1826

Brizalina spathulata = *Textularia variabilis* Williamson var.
spathulata Williamson, 1858

Bolivina subspinescens = *Bolivina subspinescens* Cushman, 1922

Buccella granulata = *Eponides frigidus granulatus* Di Napoli Alliata, 1952

Bulimina costata= *Bulimina costata* d'Orbigny, 1852

Bulimina marginata = *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826.

Questa specie comprende le seguenti tre forme secondo Jorissen, 1987:

Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *marginata* d'Orbigny 1826

Bulimina marginata d'Orbigny forma *denudata* Cushman e Parker, 1938

Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *aculeata* d'Orbigny 1826

Cassidulina laevigata carinata=
Cassidulina laevigata d'Orbigny var. *carinata* Silvestri, 1869

Cibicides lobatulus = *Nautilus lobatulus* Walker & Jacob, 1798

PROGETTO GARG

Cibicidoides pachyderma = Truncatulina pachyderma Rzehak, 1886
Cornuspira involvens = Operculina involvens Reuss, 1850
Eggerella scabra = Bulimina scabra Williamson, 1858
Elphidium advenum = Polystomella advena Cushman, 1922
Elphidium crispum = Nautilus crispus Linneo, 1758
Elphidium decipiens= Polystomella decipiens Costa, 1856
Elphidium granosum = Nonionina granosa d'Orbigny, 1846
Epistominella exigua = Pulvinulina exigua Brady, 1884
Fursenkoina spp =
Questo gruppo comprende le seguenti specie:

Fursenkoina fusiformis = Bulimina pupoides d'Orbigny var. *fusiformis* Williamson, 1858
Fursenkoina tenuis = Virgulina tenuis Seguenza, 1862
Stainforthia complanata = Virgulina schreibersiana Czjzek var. *complanata* Egger, 1895
Gavelinopsis praegeri = *Discorbina praegeri* Heron-Allen & Earland, 1913
Globocassidulina subglobosa = Cassidulina subglobosa Brady, 1881
Hanzawaia boueana = Truncatulina boueana d'Orbigny, 1846
Hyalinea balthica= Nautilus balticus Schroeter, 1783
Melonis barleeanum = Nonionina barleana Williamson, 1858
Neoconorbina terquemi= Rosalina orbicularis Terquem, 1876
Nonionella turgida = Rotalina turgida Williamson, 1858
Quinqueloculina padana = Quinqueloculina padana Perconig, 1954
Quinqueloculina seminulum = Serpula seminulum Linneo, 1758
Quinqueloculina oblonga = Quinqueloculina oblonga Reuss, 1856
Reussella spinulosa = Verneulina spinulosa Reuss, 1850
Rosalina bradyi= Discorbis globularis (d'Orbigny) var. *bradyi* Cushman, 1915
Sigmoilopsis schlumbergeri = Sigmoilina schlumbergeri Silvestri, 1904
Sphaeroidina bulloides = Sphaeroidina bulloides d'Orbigny, 1826
Spiroplectinella wrighti = Spiroplecta wrighti Silvestri, 1903
Textularia aciculata = Textularia aciculata d'Orbigny, 1826
Trifarina angulosa = Uvigerina angulosa Williamson, 1858
Triloculina trigonula = Miliolites trigonula Lamarck, 1804
Trochammina inflata = Naulitus inflatus Montagu, 1808
Uvigerina mediterranea = Uvigerina mediterranea Hofker, 1932
Uvigerina peregrina= Uvigerina peregrina Cushman, 1923
Valvulineria complanata = Rosalina complanata d'Orbigny, 1846

PROGETTO CARG

9. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA

La Tab. 1 riporta le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di campionamento effettuate nell'area del Foglio 293 Osimo. Nella colonna di sinistra il numero progressivo delle stazioni rappresentate in figura 13 mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR) e Regione Marche.

N.	SIGLA	TIPO	LATITUDINE	LONGITUDINE	PROFONDITÀ
1	RM63	BE	43.579867	13.628817	15.30
2	RM65	BE	43.552367	13.657350	15.00
3	RM67	BE	43.511917	13.657050	12.50
4	RM110	VC	43.570433	13.655733	15.00
5	RM125	VC	43.599683	13.602050	14.00
6	RM210	BC	43.570067	13.655867	15.00

Tab. 1 - *Campioni nel Foglio 293 Osimo*
Legenda: BE = *Benna* - VC = *Vibracore* - BC = *Boxcore*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - ASSETTO STRUTTURALE

(M. Coltorti)

L'assetto strutturale dell'area del Monte Conero è stato oggetto di numerosi lavori che hanno evidenziato i principali elementi presenti nell'area (Pirini e Radrizzani, 1963; Fancelli & Radrizzani, 1964; Crescenti *et alii*, 1975; 1978; Nanni, 1980; Nanni *et alii*, 1986; Cello & Coppola, 1984; Bally *et alii*, 1986; Barchi *et alii*, 1988; Calamita *et alii*, 1990; 1991; 1999). Gli elementi strutturali riconosciuti in superficie sono analoghi a quelli riconosciuti poco più ad est dell'area studiata, sulla base dell'analisi integrata dei profili sismici e dei dati di sondaggi (Ori *et alii*, 1986; Argnani & Gamberi, 1995) e più a sud, sulla prosecuzione di quella che viene definita "anticlinale costiera" (Cantalamessa *et alii*, 1987). Nei profili sismici, infatti, appare evidente come la struttura positiva del Monte Conero e la sua prosecuzione meridionale nell'anticlinale costiera, rappresenti la parte emersa di una serie di *thrust* embriciati ed immergenti ad ovest. Questi *thrust* costituiscono la propaggine più esterna del sistema di pieghe appenniniche che nel centro dell'Adriatico si estingue e si fonde con sedimenti indeformati o blandamente inclinati ad occidente che costituiscono la piattafoma di avampaese ("*foreland platform*" di Ori *et alii*, 1986 o "monoclinale regionale" di Doglioni *et alii*, 1999). Quest'autore interpreta questa struttura come la parte superficiale della placca di Adria in subduzione al di sotto della penisola. I fronti dei sovrascorrimenti più prossimi alla costa sono denominati, a partire dal settore settentrionale, faglia di Ancona, faglia del Conero e faglia di Ester. I fronti più

esterni, partendo da nord, sono denominati faglia di Carlo, faglia di Edgar, di Edmond e faglia Enigma. Nell'area compresa tra queste zone di faglia, costiera ed centro-adriatica, sono inoltre presenti le faglie denominate Colosseo e Contessa, adiacenti alla faglia del Conero, ed Emilio, Dante e Donald, più a sud delle stesse. Tutte queste strutture sono cieche e deformano i sedimenti del più antico ciclo pliocenico; esse sono sigillate dalle unità del secondo ciclo sedimentario (Unità 2 e Unità 3) che costituiscono importanti sistemi progradanti verso est, paralleli all'asse dell'Adriatico. Il limite tra i due cicli è marcato da una discordanza angolare rispetto alle strutture anticlinaliche.

I terreni che costituiscono l'Unita 1 sembrano comprendere larga parte del Pliocene, dalla Biozona a *Sphaeroidinellopsis spp.* alla comparsa di *Hyalinea Baltica* (Dondi e Barbieri, 1982). E' tuttavia stato segnalato che l'Unità 1 si presenta a volte ripartita in due sottounità, separate da una discordanza la cui entità non è mai stata quantificata. Dato che nell'area a terra del Foglio 293 "Osimo" la parte basale del Pliocene è assente, è verosimile che questa seconda discordanza abbia rimosso il Pliocene inferiore a *Sphaeroidinellopsis spp.*

L'area emersa del Foglio 293 "Osimo", dal punto di vista strutturale può essere suddivisa in due settori: il settore del Monte Conero ed il settore occidentale ad esso. Nel primo comparto affiorano i terreni più antichi della successione Umbro-Marchigiana, interessati da una serie di pieghe e sovrascorrimenti con direzione appenninica che individuano uno stile analogo a quello osservato sia nelle dorsali appenniniche (Marchigiana, Umbro Marchigiana, Cingoli ecc.) che nelle anticlinali sepolte riconosciute in base alla sismica nel sottosuolo della pianura. In questo settore sono ben riconoscibili i principali elementi plicativi associati alla tettonica pre-quaternaria, riconducibili a sovrascorrimenti con associate anticlinali e sinclinali. Fatti salvi i motivi strutturali principali, di facile individuazione, nel rilevamento del Foglio 293 "Osimo" sono state adottate, per quello che riguarda i limiti delle strutture e delle loro terminazioni, soluzioni interpretative diverse da quelle degli Autori precedenti e ciò grazie alla definizione cronologica dell'*orizzonte del Trave* e dei sedimenti pliocenici sovrastanti, nonché delle discordanze che separano porzioni diverse della successione. L'estesa copertura ha reso difficile individuare con precisione le caratteristiche dei movimenti tettonici pleistocenici manifestatisi durante e dopo la chiusura del grande ciclo deposizionale pleistocenico ed il progressivo sollevamento dell'area.

1. - LA TETTONICA TERZIARIA

Procedendo da nord-est verso sud-ovest , si riconoscono le seguenti strutture, i cui assi sono orientati nordovest-sudest:

1 - Anticlinale di Ancona, con al nucleo la formazione dello *Schlier*, della quale nel settore a terra affiora solamente il fianco orientale, per un tratto estremamente limitato.

PROGETTO CARG

2 - Sovrascorrimento di Mezzavalle-M.Galgino, anch'esso con direzione appenninica e immersione a sudovest di circa 40°. Questo elemento è continuo all'interno dell'area rilevata e si segue verso nord fino entro ad Ancona. E' ben visibile lungo il tratto di costa compreso tra lo scoglio del Trave e Mezzavalle, dove si ha l'accavallamento della successione messiniana, qui rappresentata dalla *formazione a Colombacci* sulle peliti della formazione delle *Argille Azzurre*, di età Zancleana. Poco più a sud, al sovrascorrimento principale è associato uno *splay*, lungo il quale la *formazione di Sapigno* è sovrapposta alle peliti grigie appartenenti alla *formazione a Colombacci* (Messiniano superiore). Elementi strutturali minori associati al sovrascorrimento principale comprendono (i) faglie inverse riconosciute sia nelle successioni di *hanging wall* che di *footwall*, orientate circa N130 e con rigetti di alcuni centimetrici, (ii) tettoniti s-c sviluppate all'interno dei livelli pelitici pliocenici, con superfici s orientate circa N120 e piani c orientati N130, (iii) pieghe di dimensioni variabili, aventi piani assiali con giacitura N120/68SW e assi con plunge 125/18, in genere riconoscibili all'interno delle peliti della formazione delle *Argille Azzurre.*

3 - Sinclinale asimmetrica di Tavernelle, con asse immergente a sudovest e fianco occidentale subverticale, in taluni tratti anche rovesciato e fianco orientale più debolmente piegato. Il nucleo di questa struttura ha la sua terminazione meridionale a sudest di Monte Acuto. Lungo il versante costiero, dove l'erosione ha permesso una osservazione di dettaglio delle strutture deformative, sono state osservate blande pieghe con assi orientati all'incirca N50. Tali strutture sono ben visibili all'interno della *formazione di Sapigno* in località Mezzavalle; tuttavia esse coinvolgono in maggior o minor misura tutte le formazioni affioranti nell'area in esame e deformano le strutture preesistenti. A tale fase deformativa lungo assi nordest-sudovest è probabilmente imputabile l'immersione assiale verso nordovest dell'anticlinale del Monte Conero, nonché la dispersione dell'orientazione delle giaciture degli strati osservabile all'interno della formazione dello *Schlier.*

4 - Sovrascorrimento di Portonovo, orientato all'incirca nordovest-sudest con immersione a sudovest. Questo elemento può essere seguito con continuità verso ESE in località Mezzavalle. E' ben visibile lungo la falesia costiera ad ovest di Portonovo dove si osserva l'accavallamento dello *Schlier* sulla *formazione a Colombacci* esposta nel *footwall* della struttura. L'entità della dislocazione non è quantificabile, in parte per l'assenza di affioramenti significativi ma anche perché essa è troncata dalla trasgressione zancleana e sepolta dai sedimenti del Pliocene inferiore medio.

5 - Anticlinale di Varano. Questa struttura presenta dimensioni decametriche ed è caratterizzata da una vergenza anch'essa nordorientale, con asse debolmente inclinato verso sudovest. Il nucleo della struttura, affiorante nei pressi di Varano, è costituito dalla porzione superiore della formazione dello *Schlier*. Il

PROGETTO CARG

fianco orientale dell'anticlinale è caratterizzato da forti inclinazioni degli strati, i quali arrivano a rovesciarsi poco a nord dell'abitato di Varano. Nel fianco sudorientale della struttura, una faglia orientata all'incirca est-ovest elide parte della sequenza e mette a contatto lo *Schlier* con la *formazione a Colombacci.* Nel complesso, la piega, seppur dislocata da una serie di faglie a direzione NNO-SSE e di modesto rigetto, può essere seguita con continuità verso nordovest fino all'abitato di Ancona, dove presenta la sua terminazione periclinalica al di sotto delle successioni pelitiche e pelitico-arenacee plioceniche.

6 - Anticlinale asimmetrica del M. Conero, a nucleo di *Maiolica* e con asse immergente a sudovest. Il fianco orientale della struttura è fortemente piegato e inclinato (fino a 80°), mentre quello occidentale è meno acclive (inclinazione media 25°); la terminazione meridionale di questa struttura è delimitata da una estesa superficie di scivolamento a geometria listrica orientata NE-SO, subverticale nell'area di testata, associata ad un grande movimento gravitativo profondo che in passato era stata interpretata come una faglia trascorrente. All'interno dell'anticlinale del M. Conero sono stati riconosciuti elementi strutturali minori e pieghe parassite di dimensioni decametriche e con asse orientato all' incirca N150. Tali pieghe mostrano una caratteristica geometria ad s, z o m, in funzione della loro posizione all'interno della struttura plicativa maggiore. Ulteriori elementi tettonici associati alla piega principale includono un clivaggio pervasivo di tipo divergente, sviluppatosi in maniera discontinua all'interno delle litologie meno competenti e orientato all' incirca N-150, e un clivaggio di dissoluzione per pressione convergente, anch'esso orientato all'incirca N150 e riconosciuto all'interno delle litologie più competenti. In queste ultime sono infine presenti fratture distensive.

7 - Sinclinale dell'Aspio, con al nucleo i terreni più recenti delle *Argille Azzurre.*

8 - Anticlinale di Polverigi, che affiora per un tratto assai limitato ad ovest della località omonima, al di sotto dei terreni marini pleistocenici. Al nucleo di questa sinclinale affiorano i terreni del Pliocene medio.

L'*orizzonte del Trave*, che delimita inferiormente i sedimenti del Pliocene inferiore-medio, giace in discordanza e sigilla le deformazioni e le strutture tettoniche più antiche, in particolare il sovrascorrimento di Portonovo. Esso permette di stabilire che la più antica fase di movimenti tangenziali si è verificata nel Pliocene inferiore. Una seconda importante fase è documentata dal sovrascorrimento di Mezzavalle il quale, intersecando i terreni del Pliocene medio, è successivo a questo momento. La sinclinale di Tavernelle, durante l'attivazione di questo elemento più esterno (orientale), costituiva un bacino *piggy-back*. La progressione della deformazione sembra dunque essere verso nord-est, senza fenomeni di sovrascorrimenti fuori sequenza almeno a scala locale.

L'entità della dislocazione in corrispondenza del sovrascorrimento di Mezzavalle è difficile da determinare ma la differente sequenza deposizionale che si

PROGETTO CARG

riscontra in questa località rispetto alla limitrofa sinclinale di Tavernelle (dove alla base del Pliocene è presente un membro arenaceo) suggerisce un rigetto considerevole.

Durante il Pleistocene inferiore continua la deformazione della dorsale del Monte Conero, la quale si comporta come un grande anticlinorio che delimita verso sudovest il bacino deposizionale coevo. La sinclinale dell'Aspio e verosimilmente l'anticlinale di Polverigi sono attive durante la fine della deposizione delle *Argille Azzurre*, dato che sono documentati movimenti tettonici di un certo rilievo sia nell'area di Offagna (che rappresenta il fianco occidentale della sinclinale) che nell'area di Camerano (il suo fianco orientale). In corrispondenza di queste strutture, i sedimenti della *formazione di Fermo*, blandamente immergenti a nordest, poggiano in discordanza sui sedimenti sottostanti più intensamente piegati.

I dati raccolti di terreno permettono dunque di stabilire che, nonostante la deformazione sia proseguita durante il Pleistocene inferiore e medio, i movimenti più intensi si sono verificati prima e subito dopo il Pliocene inferiore. Essi precedono comunque la deposizione dei più antichi sedimenti del ciclo marino pleistocenico.

Infine, nell'area del Monte Conero a sud di Portonovo sono presenti delle faglie subverticali orientate all'incirca est-ovest e con carattere transpressivo, le quali sono probabilmente da associare agli eventi compressivi pliocenici. Questi elementi oggi dislocano la sommità spianata della dorsale del Monte Conero. L'età dello spianamento è problematica ma dato che questa superficie a nord del M.Conero taglia i depositi marini pliocenici è verosimile che esso possa corrispondere all'episodio trasgressivo ubicato alla base dei sedimenti marini pleistocenici. In tal caso, queste faglie verticali potrebbero essere di età pliocenica ed individuare blocchi con diversa entità di movimenti contrazionali.

2. - LA TETTONICA RECENTE

Dopo la deposizione della *formazione di Fermo* l'area si solleva portando i depositi marini del Pleistocene inferiore-medio a quote prossime ai 300 metri. Purtroppo, data la limitata pendenza dei depositi, non è stato possibile stabilire se le giaciture siano sindeposizionali o acquisite in tempi più recenti e se dunque, associati ai sollevamenti siano stati attivi anche basculamenti verso est, che sembrano probabili. E' certo tuttavia che con la deposizione di questa unità i movimenti deformativi più significativi ad ovest del M.Conero cessano o diventano trascurabili. Certamente il sollevamento di tutta la fascia costiera deve essere stato conseguenza di strutture attive ubicate in profondità i cui fronti, anche ciechi, sarebbero ubicati poco ad est della linea di costa. Infatti, alle deformazioni associate a questi elementi tettonici si deve l'importante suddivisione tra aree

PROGETTO CARG

oggi emerse ed interessate da processi erosivi subaerei ed aree sepolte al di sotto del livello del mare. Dato che questa compartimentazione della linea di costa interessa l'intero versante periadriatico è verosimile che l'elemento strutturale in questione sia profondo e non associato alle strutture tettoniche osservabili in affioramento (Calamita *et alii*, 1999).

I profili sismici realizzati in Adriatico documentano come tutte le strutture attive durante il Pliocene siano suturate da un'unità clinostratificata (Ori *et alii*, 1986; Argnani & Gamberi, 1995; Calamita *et alii*, 1999) che corrisponde quasi certamente ai depositi dell' Unità di Fermo.

L'azione combinata del sollevamento e dell'erosione costiera è responsabile dell'attivazione del grande movimento franoso che delimita a sud la struttura del M.Conero, il cui distacco principale si ha lungo una superficie di scivolamento con geometrica listrica a lungo considerata una faglia. In passato anche a nord del M.Conero, era stata supposta l'esistenza di faglie con direzione nord-est a componente di movimento prevalentemente orizzontale. La presenza di queste faglie era stata ipotizzata sulla base dell'allineamento degli ipocentri dei terremoti, inclusi quelli della crisi sismica del 1973 (Lechi *et alii*, 1977; Crescenti *et alii*, 1978), ma anche per la differenza di *facies* nelle sequenze dei due settori dell'area (Nanni & Vivalda, 1987). Questi Autori collocano le principali faglie anti-appenniniche, considerate attive durante e dopo la deposizione delle formazioni pleistoceniche, ai piedi del versante meridionale della valle del fiume Esino (ad ovest di Camerata Picena), e lungo la valle del T.Boranico, del fiume Potenza, del Fiumicello e del fiume Musone. Sebbene durante il rilevamento non siano stati individuati affioramenti che ne confermino l'esistenza, la presenza della faglia dell'Esino sembrerebbe giustificata dal fatto che delimiterebbe due settori (a nord ed a sud del fiume) con sequenze deposizionali molto diverse. Gli altri elementi non sono invece stati confermati: nessun elemento cinematico è stato infatti osservato lungo la falesia costiera sulla continuazione verso nord est del T.Boranico. La conformazione sinuosa della parte bassa del Musone e la mancanza di variazioni significative di *facies* tra il settore settentrionale e quello meridionale ha condotto a non riportare elementi strutturali lungo la bassa valle del Musone e del Fiumicello. La conformazione rettilinea della valle del Fiume Potenza suggerirebbe la presenza di una faglia orientata SO-NE ma i dati raccolti nel limitrofo Foglio 303 Macerata non sembrano aver supportato questa ipotesi. Certamente l'intensa copertura e i rigetti modesti in formazioni assai erodibili rende spesso ardua l'identificazione certa di eventuali faglie e fratture. E' però verosimile che molte delle strutture ipotizzate in passato a generare una serie di blocchi (Cello & Coppola, 1984) siano spiegabili anche con la presenza di movimenti deformativi ad ampia scala la cui esistenza è stata documentata dalla presenza di numerose discordanze erosive e dalle variazioni di spessore delle sequenze sedimentarie.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

(M.Coltorti, M. Sarti)

L'evoluzione dell'area durante il Giurassico, rappresentato dai termini più antichi affioranti nel Foglio 293 "Osimo", è stata condizionata dallo smembramento e progressivo affogamento dei depositi di piattaforma carbonatica che avevano dominato la sedimentazione durante tutto il Lias. Questo processo, che si attua in seguito all'avvento di un regime tettonico estensionale, conduce alla creazione di alti strutturali, veri e propri *seamount*, e depressioni che vengono colmate durante il Titonico con la deposizione della *Maiolica*. Data la limitatezza degli affioramenti di questa formazione non è però stato possibile stabilire se la Dorsale del Conero rappresentasse, anche durante il Giurassico, un alto strutturale, sebbene la presenza di doline alla sommità del rilievo suggeriscano litologie più francamente calcaree a non elevata profondità (*calcare massiccio* ?). L'area sino all'Oligocene costituisce un fondo marino interessato da deposizione calcarea sebbene una locale instabilità del fondo, da alcuni associata a locali deformazioni che preludono l'orogenesi alpina, è testimoniata da *slumping* all'interno della *Scaglia Rossa*. Uno dei fenomeni più vistosi potrebbe essere stato responsabile dell'elisione di parte della formazione delle *Marne a Fucoidi*, della *Scaglia Bianca* (assente nel Foglio) e della parte basale della *Scaglia Rossa*. Alla fine dell'Eocene, con la deposizione della *scaglia variegata* il fondo marino inizia ad essere interessato da una sedimentazione via via più terrigena a testimoniare l'erosione di aree emerse poste più ad occidente, dove sin dal Cretacico si depositavano spessi depositi di

flysch. La sedimentazione diviene terrigena durante il Miocene sebbene l'area si sia sempre trovata lontana dalle direzioni di apporto dei grandi sistemi deposizionali sottomarini che più a ovest (*formazione marnoso-arenacea* e bacini torbiditici minori) e più a sud (*formazione della Laga-Cellino*) hanno originato spessi depositi arenacei (Centamore *et alii*, 1978; Ricci Lucchi *et alii*, 1982; Ricci Lucchi, 1985). Nell'area per tutto il Miocene la deposizione pelitica è predominante, e le intercalazioni arenacee sono sottili e subordinate. Nel Messiniano l'area appartiene al settore più settentrionale del bacino della Laga e non è interessata da deposizione di gessi primari. Un ampio bacino lacustre è infatti perdurato per larga parte del periodo della "crisi di salinità" messiniana ospitando la deposizione di gessi secondari e locali livelli arenaceo-sabbiosi. Nel Pliocene inferiore i dati dei sondaggi sembrano indicare che in alcuni settori ritorna la sedimentazione pelitica in un ambiente da neritico esterno a batiale superiore. In affioramento i primi depositi sono costituiti dall'*orizzonte del Trave*, che sigillano una vistosa discordanza erosiva successivamente ricoperta da depositi contenenti associazioni faunistiche della biozona MNN14, 15 e 16a (Rio *et alii*, 1990), corrispondente alla parte alta dello Zancleano e alla parte inferiore-media del Piacenziano. Questa discordanza taglia i sovrascorrimenti e le deformazioni compressive generate da una intensa fase tettonica che si è manifestata nel Pliocene inferiore, lasciando tracce vistose lungo tutto il versante periadriatico e estendendosi alle strutture sepolte in Adriatico centrale (Cantalamessa *et alii*, 1986; 1987; Ori *et alii*, 1986; Calamita *et alii*, 1990; 1991; 1999; Argnani & Gamberi,. 1995; Bigi *et alii*, 1996). Durante la deposizione delle *Argille Azzurre* nell'area in esame sono attivi movimenti sindeposizionali documentati anche più a sud nell'area di Porto S.Giorgio (Cantalamessa *et alii*, 1987). Nel Foglio 293 "Osimo" essi sono responsabili della variazione di spessore delle sequenze deposizionali che variano da alcune centinaia di metri sui fianchi della dorsale del Conero sino a 1700 e 1600 m rispettivamente nei pozzi Recanati 1 e Montefano 2 dove sembrano essere presenti anche terreni del Pliocene superiore. La sedimentazione pliocenica è documentata sino alla biozone a nannofossili calcarei MNN17 e MNN18 ed è dunque presente una lacuna che abbraccia larga parte del Pliocene medio ed il Pliocene superiore. Questa lacuna è certamente in parte associata alla discordanza che separa le *Argille Azzurre* dalla *formazione di Fermo* ma non è escluso che la base di ogni ciclo trasgressivo della successione pleistocenica sia marcato da una paraconcordanza che sui fianchi della dorsale poteva costituire delle discordanze angolari più importanti. I movimenti deformativi sembrano in larga parte cessare dopo il modellamento della discordanza alla base della *formazione di Fermo* dato che i sedimenti di questa unità sono blandamente immergenti verso est, sebbene è verosimile che le differenze di quote e lievi maggiori inclinazioni possano essere associate al protrarsi di movimenti deformativi. I movimenti però non sembrano più associati a strutture tettoniche locali, in genere sepolte, ma ad un anticlinorio

PROGETTO CARG

più ampio che abbraccerebbe l'intera penisola italiana e che avrebbe la sua zona assiale in corrispondenza dei maggiori rilievi della catena appenninica (CALAMITA *et alii*, 1999). Questi Autori suggeriscono che questo anticlinorio possa essere associato a piani di scollamento più profondi che si stanno sviluppando al di sotto della catena appenninica.

Durante la deposizione della *formazione di Fermo* la dorsale del M.Conero, più elevata di alcune centinaia di metri, ha costituito un'isola prospiciente la linea di costa, similmente a quello che si verifica oggigiorno più a sud con le isole Tremiti. Purtroppo i depositi della *formazione di Fermo* sono assenti lungo la maggior parte dei fianchi della dorsale perché cancellati dai processi erosivi successivi. Fa eccezione il lato meridionale delle struttura, dove ad ovest di Marcelli sono presenti (ma con pessimi affioramenti) sedimenti ghiaiosi e sabbiosi fortemente influenzati dalla presenza degli apporti dal Paleo Musone che, poco più ad ovest (dintorni di Castelfidardo), generava estesi apparati deltizi.

Dopo la fine della deposizione della *formazione di Fermo* continuano i movimenti di basculamento generalizzato che vede l'area più interna interessata da maggiori sollevamenti rispetto a quella prospiciente la costa. L'interazione di questi movimenti con i cicli climatici pleistocenici conduce alla progressiva incisione dei depositi marini durante i periodi interglaciali ed al rapido sopralluvionamento durante le fasi fredde. Ciò conduce alla genesi di una serie di terrazzi fluviali sospesi a quote progressivamente decrescenti dai più antichi ai più recenti, ubicati poco al di sopra del letto attuale. Durante questa nuova fase del modellamento non è esclusa l'attività di alcune faglie trasversali ubicate in corrispondenza dei principali assi vallivi che avrebbe guidato l'approfondimento del reticolo idrografico. Il sollevamento dell'intera area è verosimilmente legato all'attività di strutture profonde che non emergono né nell'area in esame né nel settore a mare, come dimostrano i numerosi profili sismici. L'interazione tra movimenti di sollevamento e dinamiche costiere sarebbe poi responsabile della morfologia della costa in cui un ruolo importante è però dato dall'erosione selettiva, più rapida sui terreni pelitici e più lenta sui terreni calcarei della dorsale del Conero, in grado anche di sostenere elevate pendenze. Questa dorsale interrompe dunque la deriva litorale che sino a Numana è dominata dagli apporti del Musone mentre più a nord solo da apporti dai versanti locali.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

(M.Coltorti)

1. - FRANE

(M.Coltorti)

Nell'area investigata sono presenti morfologie legate ai numerosi fenomeni franosi di dimensioni variabili, di diversa tipologia e grado di attività, spesso legati a situazioni predisponenti locali. In particolare le scarpate di frana sono in genere comuni a tutti i movimenti anche se talora i movimenti più antichi presentano la scarpata degradata da processi erosivi. Le trincee sono invece associate a scivolamenti rotazionali sia di piccole che di grandi dimensioni. In genere esse si rinvengono quasi sempre associate ai fenomeni franosi di maggiori dimensioni come quelli che sono stati riconosciuti lungo la costa in corrispondenza di settori con elevata energia di rilievo come a Portonovo, Sirolo o, più a nord dell'area in esame, al Montagnolo (anche nota come Frana di Ancona; Coltorti *et alii*, 1994; 1996). La frana di Portonovo si origina sulle ripide pareti di *Scaglia Rossa* alle spalle della frazione omonima. La scarpata principale ha un andamento arcuato ed oltre 100 m di altezza. Uno spesso talus detritico, in larga parte non vegetato, ai piedi della scarpata testimonia l'esistenza di locali fenomeni di crollo dalla parete. che arretrano. Alle spalle della scarpata principale una ampia trincea indica l'estendersi verso monte dei fenomeni di dissesto e segnala una pericolosità in atto. A valle della scarpata la morfologia è irregolare con dossi che si alternano a depressioni. Le de-

PROGETTO CARG

pressioni che ospitano i piccoli stagni si originano all'interno di contropendenze generate dall'evento franoso. Locali affioramenti mostrano il substrato estremamente caoticizzato. Il corpo di frana si sviluppava sin oltre la linea di costa attuale ed è stato successivamente interessato da una intensa erosione. La causa predisponente l'evento è stata certamente la generale giacitura a franapoggio ma quella scatenante deve essere ricercata nell'intensa erosione costiera.

La frana di Sirolo occupa le pendici meridionali del rilievo e si tratta, nel complesso, di un grande movimento gravitativo profondo. Il settore posto più ad oriente, propspiciente il versante costiero

Tutto il versante costiero in cui affiorano terreni pelitici è inoltre caratterizzato da fenomeni franosi che evolvono in colate spesso attive. Fenomeni franosi di grandi dimensioni si sviluppano in genere in corrispondenza delle alternanze pelitico arenacee. Nell'area collinare, tali fenomeni sono relativamente più frequenti in corrispondenza dei versanti con stratificazione a franapoggio. A luoghi si osservano anche frane complesse dove spesso, ad un iniziale distacco per scorrimento, sono succedute numerose riattivazioni per colamento del materiale già franato. Spesso, infine, i versanti sono interessati da movimenti lenti ma molto estesi che coinvolgono uno spessore ridotto del substrato o il solo regolite o coltre detritica superficiale.

2. - DATI DI PERFORAZIONI PROFONDE

(M. Sarti)

Il programma di esplorazione petrolifera nazionale nel dominio periadriatico negli ultimi decenni ha realizzato numerosi pozzi la cui stratigrafia è stata gentilmente messa a disposizione dall'ente operatore (Agip Petroli) per l'interpretazione del sottosuolo del Foglio 293 "Osimo". Dall'insieme dei pozzi realizzati nella regione, quelli riportati nella Tabella 2 sono stati considerati ai fini della reintepretazione del sottosuolo.

Nome pozzo	Prof. tot. (m)	Quota piano camp. (m)	Oper.	Anno di perfor.	Coordinate geografiche testa pozzo	Coordinate geografiche fondo pozzo
Offagna 1	738	129	AGIP	1957	13°23'26.400" 43°33'01.000"	
Montegallo 1	1685	170	AGIP	1985	13°29'03.400" 43°31'23.000"	
Musone 1dir	1883	15	AGIP	1981	13°36'30.400" 43°27'12.500"	13°36'32.800" 43°26'40.700"
Castelletto 1	753	82	AGIP	1956	13°37'14.400" 43°25'49.900"	
Porto Recanati 1	1345	95	AGIP	1956	13°38'38.400" 43°25'06.000"	
Recanati 1	1600	172	AGIP	1959	13°31'53.400" 43°24'52.900"	
Montefano 2 dir	1750	217	AGIP	1987	13°27'12.400" 43°24'32.000"	13°26'33.300" 43°24'44.900"

Tab. 2 - *Elenco pozzi disponibili utilizzati nell'interpretazione geologica del sottosuolo del Foglio 293 "Osimo".*

PROGETTO CARG

2.1. - Interpretazione geologica del sottosuolo marchigiano sulla base dei sondaggi profondi AGIP

I sondaggi profondi resi disponibili dall'ENI per l'interpretazione del sottosuolo, alla luce dei rilevamenti geologici ultimi e per l'inclusione nella banca dati del Foglio 293 "Osimo" sono in totale sette, a profondità comprese tra i circa 700 m e i 1700 m e perforati negli anni tra il 1956 e il 1985. Detti sondaggi sono ubicati, cinque nel quadrante sudorientale del Foglio, uno al centro del quadrante nordoccidentale, nei pressi di Agugliano (Offagna 1) ed uno in posizione pressochè centrale, nei pressi (0,5 km a sudest) di Montegallo (Montegallo 1). I cinque pozzi meridionali sono ubicati, tre nei dintorni di Loreto (Musone 1, 1.5 km a nord, Castelletto 1,5 km a sudest e Porto Recanati, 4 km a sudest dell'abitato medesimo) uno nei pressi di Recanati (Recanati 1, 6,5 km a ovestsudovest di Loreto) e uno di Montefano (Montefano 2, 9 km a sud di Osimo).

Il pozzo Offagna 1 è collocato sul culmine di una struttura anticlinalica individuata dai profili sismici (AGIP MINERARIA, 1959), che affiora al di sotto dei sedimenti pleistocenici nei pressi di Polverigi. Trattasi di un pozzo molto vecchio, senza molte indicazioni stratigrafiche ma con una designazione di età miocenica media per la carota di fondo, che assegna i terreni di fondo pozzo sottostanti i gessi, invariabilmente alla formazione dello *Schlier*, a 737 metri di profondità sotto il piano campagna. La revisione piu' recente della stratigrafia del pozzo (AGIP MINERARIA, 1959), riporta che le argille soprastanti i gessi sono risultate azoiche (ampio intervallo di età indeterminate nella stratigrafia semplificata della figura a fine capitolo). Il pozzo aveva lo scopo esplorativo di ricercare in posizione strutturale più alta i livelli porosi pliocenici che nei vicini pozzi Jesi 2A e 8 sono risultati mineralizzati a gas. Il sondaggio ha raggiunto la profondità di 738 metri sotto il piano campagna senza incontrare alcuno dei livelli indiziati a gas; tuttavia, come si evince dalla descrizione nel medesimo rapporto interno (op. cit.), la porosità non manca nell'intervallo tra m 161.50 e 548.50, dove sono state incontrate bancate di sabbia saturate ad acqua salata. Queste sono correlabili con le alternanze di argille e sabbie acquifere presenti nella parte bassa dei pozzi di Jesi, mentre manca del tutto la porosità corrispondente ai livelli mineralizzati degli stessi pozzi.

L'intervallo sabbioso sterile (intervallo m 161,50-548,50) e i terreni sovrastanti nei quali sono documentati biostratigraficamente il Pliocene inferiore, medio e superiore appartengano al ciclo pliocenico, con il contatto discordante tra il Pliocene superiore e i terreni del Quaternario marino, compreso nelle prime decine di metri e non riportato in colonna AGIP. L'intervallo gessoso del gruppo *Gessoso Solfifera* è ben individuato nell'intervallo di profondità di 613,00-631,50 metri sotto il piano campagna. L'intervallo argilloso tra i 548,50 e i 613,00 metri di profondità apparterrebbe quindi alla *formazione a Colombacci*, anche se

PROGETTO CARG

stranamente sterili (di età imprecisata secondo le interpretazioni dei biostratigrafi dell'AGIP); le argille talora siltose e marne sottostanti i gessi, tra i 631,50 e i 738 metri di fondo pozzo, apparterrebbero pertanto allo *Schlier.*

Il pozzo Montegallo 1 è collocato in posizione centrale al Foglio 293 "Osimo", ad una quota di 170 metri sul livello del mare, tra gli abitati di Offagna, Camerano e Osimo. Esso si apre su sedimenti sabbiosi che rappresentano i depositi affioranti più recenti delle *Argille Azzurre*, e termina a 1683 metri sotto il piano campagna in una formazione di sabbie da grossolane a finissime, designate dagli stratigrafi dell'AGIP come *flysch di Teramo* di età pliocenica inferiore (Biozona a *Globorotalia margaritae*). Sono documentate da fondo pozzo a testa pozzo, senza evidenti lacune significative, tutte le biozone plioceniche, dalla *Globorotalia margaritae* alla *Globorotalia inflata*, mentre non e' stata evidenziata la zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. Il contatto tra il cosiddetto *flysch di Teramo* basale e le *Argille Azzurre s.s.*, (designate come *argille del Santerno* dagli stratigrafi dell'AGIP), giace a 886 metri sotto il piano campagna.

Esiste evidentemente una difficoltà di lettura dei cicli quaternari e delle differenze litologiche sottili, dai cutting del pozzo. Tuttavia, si identificano nel pozzo Montegallo1 due intervalli pliocenici già identificati nel Pozzo Offagna, peraltro distante solo 8 km in direzione ENE: un intervallo basale sabbioso del Pliocene inferiore ed un intervallo di argille siltose (*Argille Azzurre s.s.*) del Pliocene medio e superiore, riportate fino in superficie ma che evidentemente fanno transizione, ad una profondità imprecistata stando ai dati AGIP, ai terreni argillosi del Quaternario marino affiorante.

Le differenze di spessore tra i depositi plio-quaternari dei pozzi Offagna1 (548 m) e Montegallo 1 (almeno 1680 m) sono da imputare alla struttura anticlinalica di Polverigi già in crescita qurante questo periodo o ad eventuali troncature erosive tra il Pliocene e il Quaternario.

I tre pozzi costieri del quadrante sudorientale, Musone1 a nord, Castelletto1 al centro, e Porto Recanati1 a sud, mostrano una stratigrafia neogenica congruente, con il gruppo *Gessoso Solfifera* che è un marker regionale caratteristico ad una profondità rispettivamente di 665, 445 e 717 metri sotto il piano campagna, corrispondenti a quote rispetto al livello medio del mare di 670, 527 e 812 metri. I pozzi verso l'entroterra, Recanati1 e Montefano2, raggiungono invece profondità maggiori di 1600 e 1750 metri rispettivamente sotto il piano campagna (corrispondenti a quote topografiche di 1772 e 1967 metri sotto il livello medio del mare) pur non penetrando al di sotto dei terreni plio-quaternari.

Le quote relativamente superficiali del gruppo *Gessoso Solfifera* nei pozzi costieri e conseguentemente lo spessore relativamente ridotto dei terreni plio-quaternari descrive la struttura sepolta del Conero nel sottosuolo di Loreto, evidentemente già individuata e funzionante durante la deposizione delle *Argille Azzurre*. I pozzi ubicati verso l'entroterra (Montefano1, Recanati1 ma anche Montegallo1) attraver-

PROGETTO CARG

sano invece una successione pliocenica-quaternaria significativamente più espansa appartenente al depocentro di Offagna-Osimo-Sappanico ad ovest di essa.

I pozzi Musone1, Castelletto1 e Porto Recanati1 descrivono una successione plio-quaternaria sopra i gessi del gruppo *Gessoso Solfifera* sostanzialmente identica tra loro, come litologia e spessori e completa (fatta eccezione per uno *hiatus* presumibilmente di modesta entità nel pozzo Porto Recanati1 tra il Pliocene inferiore e medio), con rappresentate tutte le biozone a foraminiferi planctonici, senza lacune significative (in sequenza, biozone a *Globorotalia punticulata*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia crassula* e *Globorotalia inflata*), quindi la biozona a *Hialinea baltica* del Quaternario. La nomenclatura formazionale usata nei documenti originali dell'AGIP è ovviamente datata, ma non è difficile riconoscere nella successione le *argille a Colombacci* post-gessi, con uno spessore abbastanza caratteristico per questa formazione attorno ai 180-190 metri (250 nel Pozzo Castelletto1) e le *Argille Azzurre* con spessori variabili da 195 m (Castelletto1) a 485 m (Musone1) a 575 metri (Porto Recanati1). Le *facies* e i cicli quaternari delle *Argille Azzurre* sono invece illeggibili in pozzo, ma gli spessori del solo Quaternario sono anch'essi canonici e comparabili tra loro (220 m al Musone1, 195 m al pozzo Castelletto1 e 250 m al pozzo Porto Recanati1).

In tutti e tre i pozzi costieri, il gruppo *Gessoso Solfifera* giace su un substrato di *Schlier* dai caratteri costanti e canonici, potente dai 200 metri (Musone1) ai 450 metri (Porto Recanati1), secondo i documenti originali AGIP. Esistono in questi tuttavia delle incongruenze che suggeriscono un'assegnazione dei terreni di fondo del pozzo Porto Recanati (biozona a *trilobus*) alla formazione del *Bisciaro*, riequilibrando così gli spessori (Tabella 3).

Formazione	Pozzi costieri Dorsale del Conero sepolta			Pozzi dell'entroterra Depocentro Offagna-Osimo-Sappanico		
	Musone 1	Castelletto1	Porto Recanati 1	Montefano 2	Recanati 1	Montegallo1
Plio-quaternario	665	445	717	1750+	1600+	1685+
Gessoso Solfifera	32	30	29			
Schlier	203	232	354			
Bisciaro	363	44+	215-			

Tab. 3 - *Spessori delle formazioni neogeniche nei pozzi del quadrante sudorientale. Si notino le diversità di spessore delle formazioni plioquaternarie nei pozzi costieri e dell'entroterra, che delineano le strutture sepolte della dorsale del Conero, nel suo prolungamento verso sud e del depocentro ad essa adiacente (direttrice Offagna-Osimo-Sappanico)*

Dei cinque pozzi sudorientali, il pozzo Musone1 è il più profondo, con i suoi 1883 metri sotto il piano campagna e i terreni della *Maiolica* eocretacica incontrati a fondo pozzo. Per la sua parte pre-miocenica, esso rappresenta una successione stratigrafica completa del Bacino Marchigiano Esterno che complementa assai bene quella affiorante nella dorsale del Monte Conero situata più a nord (Tabella 4).

PROGETTO CARG

Nome formazionale	Prof. sotto p.c. del tetto f. (m)	Prof. sotto p.c. del letto f. (m)	Spessore formazione pozzo Musone1 (m)	Spessore formazione in affioramento
Argille Azzurre	0	485	485	
Argille a Colombacci	485	665	180	150
Gessoso Solfifera	665	697	32	40-50
Schlier	697	900	203	300-350
Bisciaro	900	1263	363	100-120
Scaglia Cinerea	1263	1420	157	100 (70-80)
Scaglia Variegata	1420	1778	358	30-50
Scaglia Rossa				300-400 (100-150)
Marne a Fucoidi	1778	1817	39	60 (10)
Maiolica	1817	1883	66+	100+

Tab. 4 - *Raffronto tra gli spessori delle formazioni nel sottosuolo della bassa valle del fiume Musone, come desunte dal pozzo Musone1 e affioranti nell'area del Conero. Le formazioni cretacico-paleogeniche del Pozzo Musone 1 sono litologicamente ben caratterizzate e biostratigraficamente definite per cui non esistono problemi di designazione formazionale. La sostanziale congruità degli spessori affioranti e in pozzo conferma le interpretazioni dei geologi dell'AGIP, nonostante le incertezze derivate dall'analisi dei* cutting. *Il pozzo Musone 1 è stato carotato in tre intervalli di ridotto spessore (1552-1561 m, 1589-1649 m e 1841-1848 m) della scaglia e della Maiolica, in corrispondenza di manifestazioni ad olio (Tab. 5).*

Carota N°	Intervallo (m)	Rec. %	Descrizione litologica	Formazione	Età
1	1552-1561	100	Wackestone fossilifero rosato, localmente biancastro con veli di argilla rosso-bruna	Scaglia Rossa	Paleocene medio
2	1589-1594	96	Wackestone fossilifero rosato e biancastro, con livelletti di grainstone e veli di argilla bruna-rossastra	Scaglia Rossa	Paleocene medio
3	1594-1596	95	Wackestone rosato e biancastro, fossilifero, con fratture rare subverticali e stiloliti saldate da argilla verdastra. Tracce di olio nelle fratture	Scaglia Rossa	Paleocene medio
4	1596-1605	70	Wackestone rosato e biancastro, fossilifero, parzialmente ricristallizzato, con livelletti di argilla rossastra e rare fratture cementate da calcite spatica	Scaglia Rossa	Daniano
5	1605-1610	96	Wackestone biancastro e rosato, fossilifero, con livelletti di argilla verde e rossastra	Scaglia Rossa	Daniano-Maastrichtiano
6	1610-1614	90	Wackestone rosato, fossilifero, con livelletti di argilla rossastra. Presenti fratture e stiloliti riempite da argilla rossa	Scaglia Rossa	Maastrichtiano
7	1614-1623	49	Mudstone e wackestone rosato, fossilifero, con livelletti di argilla rossastra e fratture cementate da calcite spatica	Scaglia Rossa	Maastrichtiano
8	1623-1632	41	Wackestone rosato, fossilifero, con veli di argilla rossa e fratture cementate da calcite spatica	Scaglia Rossa	Maastrictiano
9	1632-1641	47	Wackestone/grainstone rosato e biancastro, a volte brecciato, fossilifero e intraclastico.	Scaglia Rossa	Maastrictiano
10	1641-1649	63	Wackestone rosato, fossilifero, con veli di argilla rossastra e sottili fratture cementate da calcite spatica	Scaglia Rossa	Maastrictiano
11	1841-1848	37	Mudstone grigio e biancastro, fossilifero, raramente intraclastico con fratture e stiloliti cementate da calcite e argilla nera.	Maiolica	Cretacico Inferiore

Tab. 5 - *Descrizione delle carote prelevate dal Pozzo Musone 1, dalle formazioni della Scaglia Rossa e Maiolica*

PROGETTO GARG

Nei documenti originali dell'AGIP, la *scaglia* è stata indicata come intervallo litologicamente indifferenziato data l'omogeneità composizionale e l'uniformità di colore, ma i vari termini delle formazioni corrispondenti in affioramento (*Scaglia Rossa* o *rosata*, *Scaglia variegata*) sono identificabili su base biostratigrafica. L'intervallo corrispondente alla *Scaglia Bianca* è stato incorporato nella formazione delle *Marne a Fucoidi* dell' Aptiano-Albiano ma l'esiguità di spessore suggerisce l'esistenza di una lacuna stratigrafica come peraltro riconosciuto in affioramento.

I pozzi dell'entroterra recanatino (Recanati 1 e Montefano 2) hanno perforato una spessa successione argillosa e sabbiosa di età plio-quaternaria, fino alle profondità di 1600 e 1710 m rispettivamente, senza incontrarne una base inequivocabile. Dalle colonne originali AGIP si evince che sono rappresentate tutte le biozone del Pliocene inferiore-Pleistocene (*Globorotalia punticulata*, *Globorotalia crassaeformis*, *Globorotalia inflata*).

Nel pozzo Recanati 1 sono stati effettuati nove carotaggi a distanze regolari di circa 100-150 metri, a partire dalla profondità di 500 metri sotto il piano campagna, tutti in sedimenti marnosi litologicamente abbastanza omogenei (Tabella 6). Dal pozzo Montefano 2 non sono state prelevate carote.

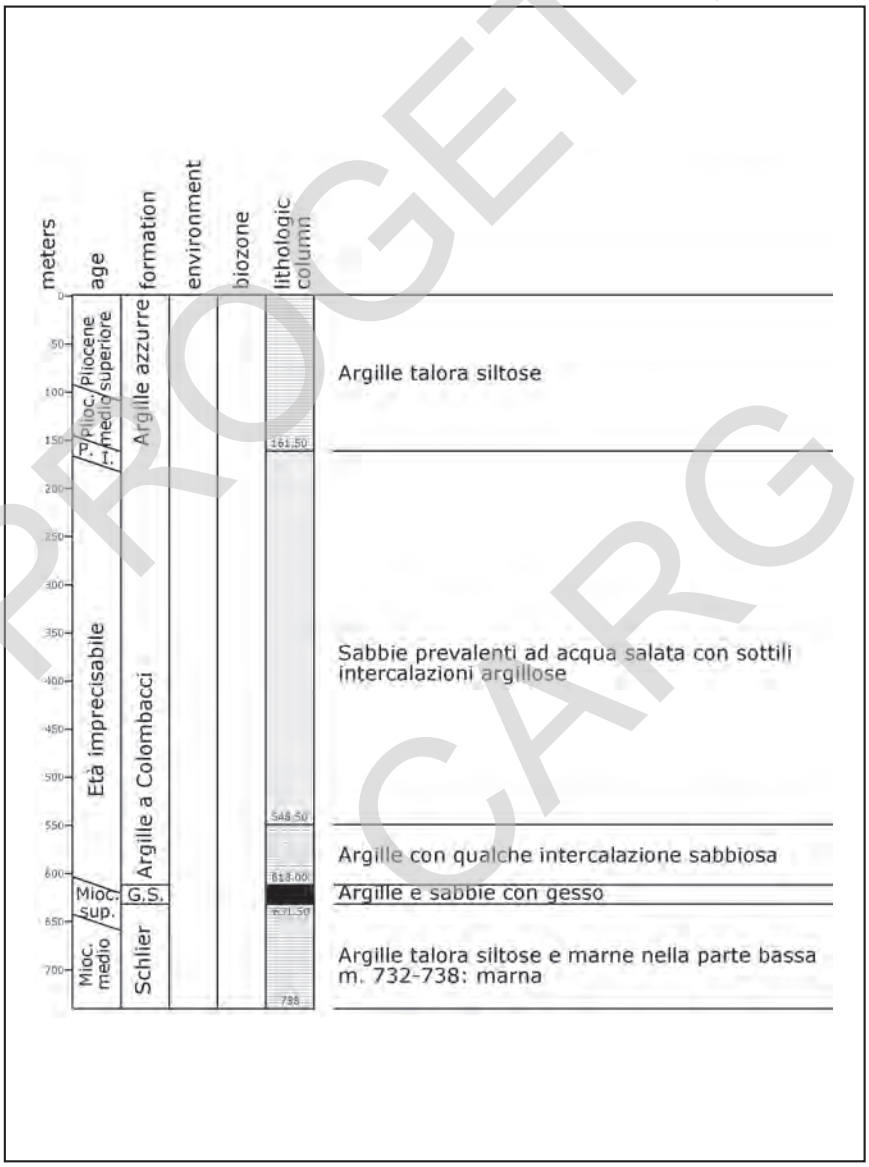
Carota N°	Intervallo (m)	Descrizione litologica	Formazione	Età
1	498-501	Marna con sabbia finissima diffusa	Argille Azzurre	Pliocene superiore
2	649-652	Marna con sabbia finissima diffusa	Argille Azzurre	Pliocene superiore
3	800-803	Marna con qualche velo di sabbia finissima	Argille Azzurre	Pliocene medio
4	950-952	Marna con frequenti veli di sabbia finissima	Argille Azzurre	Pliocene inferiore
5	1102-1104	Marna con qualche velo e piccole lenti di sabbia finissima	Argille Azzurre	Pliocene inferiore
6	1219,5-1221,5	Marna con qualche nodulo di sabbia fine	Argille Azzurre	Pliocene inferiore
7	1385,5-1388	Alternanze di marna e sabbia finissima, più o meno argillosa	Argille Azzurre	Pliocene inferiore
8	1486-1488	Marna siltosa	Argille Azzurre	Imprecisabile
9	1598-1600	Sabbie grossolane e marne	Argille Azzurre	Pliocene inferiore

Tab. 6 - *Descrizione delle carote prelevate dal Recanati 1, dalla formazione delle Argille Azzurre.*

PROGETTO CARG

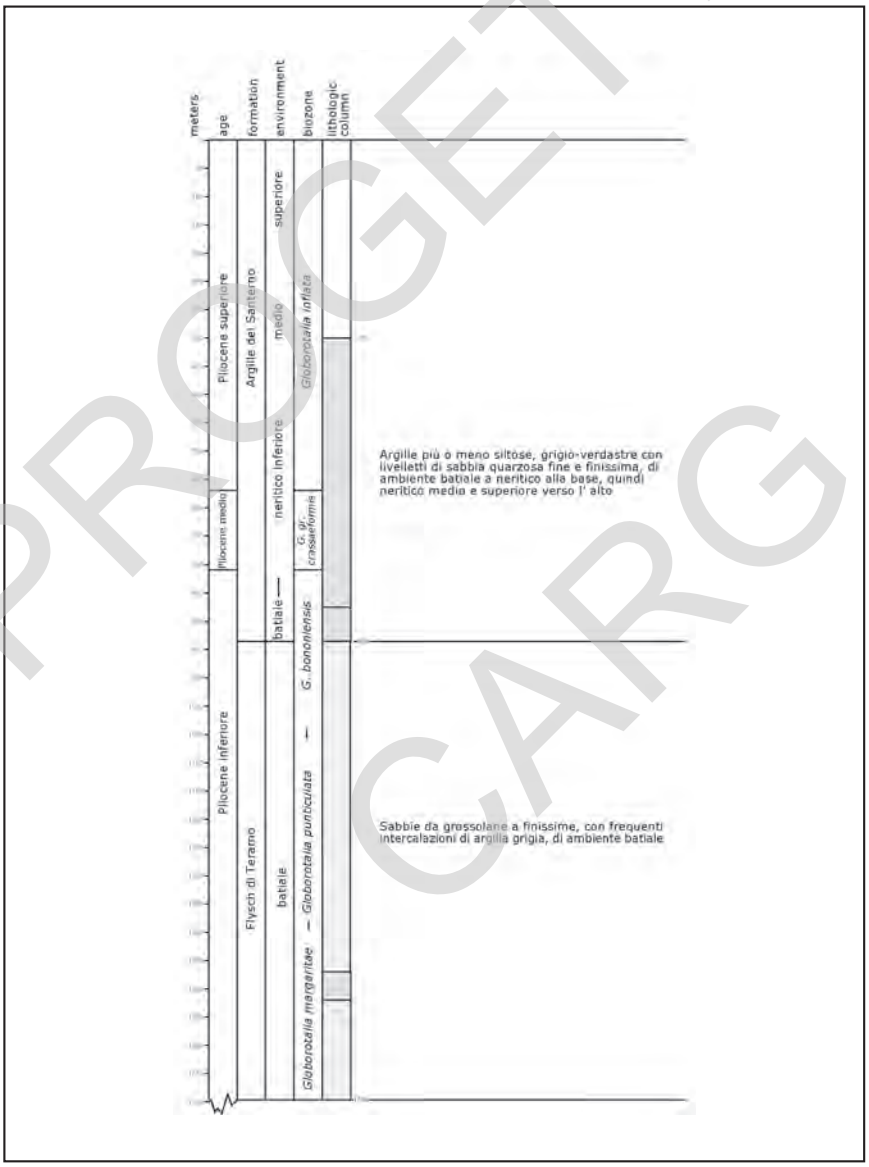
Pozzo: Offagna 1

Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 0° 56′ 18.00″, Lat. N 43° 33′ 18.00″



PROGETTO CARG

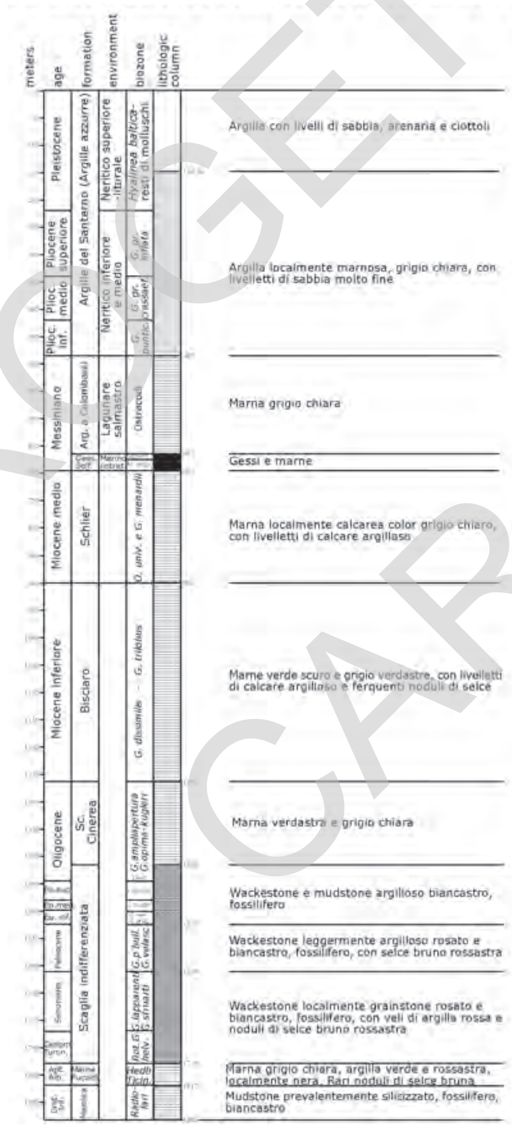
Pozzo: Montegallo 1 (500 n a sud-est dell'abitato di Montegallo
Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 0° 55' 00.00", Lat. N 43° 31' 23.00"



PROGETTO CARG

Pozzo: Musone 1 Dir.

Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 01° 09′ 22.00″, Lat. N 43° 27′ 12.50″
Coordinate fondo pozzo: Long. E M.M. 01° 09′ 24.42″, Lat. N 43° 26′ 40.80″

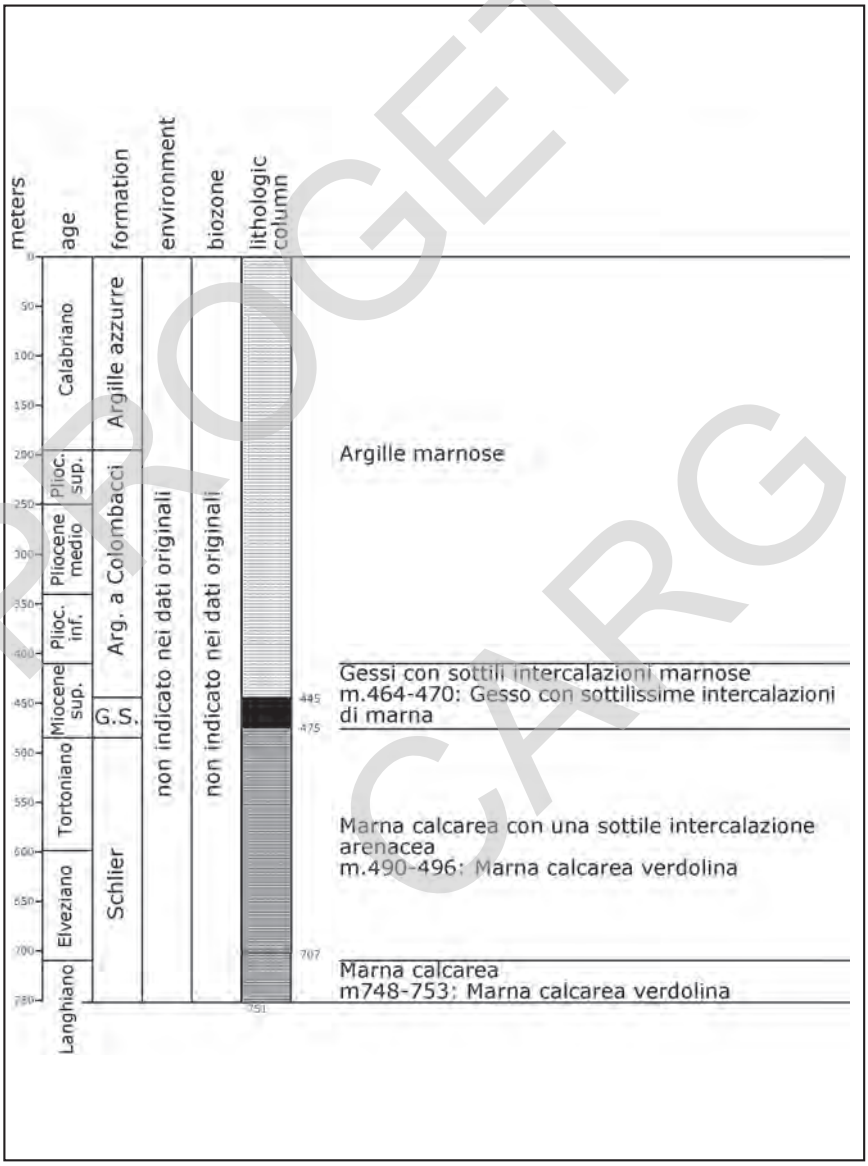


PROGETTO CARG

Nota_293_Osimo.indd 112 17/11/11 11.05

Pozzo: Castelletto 1

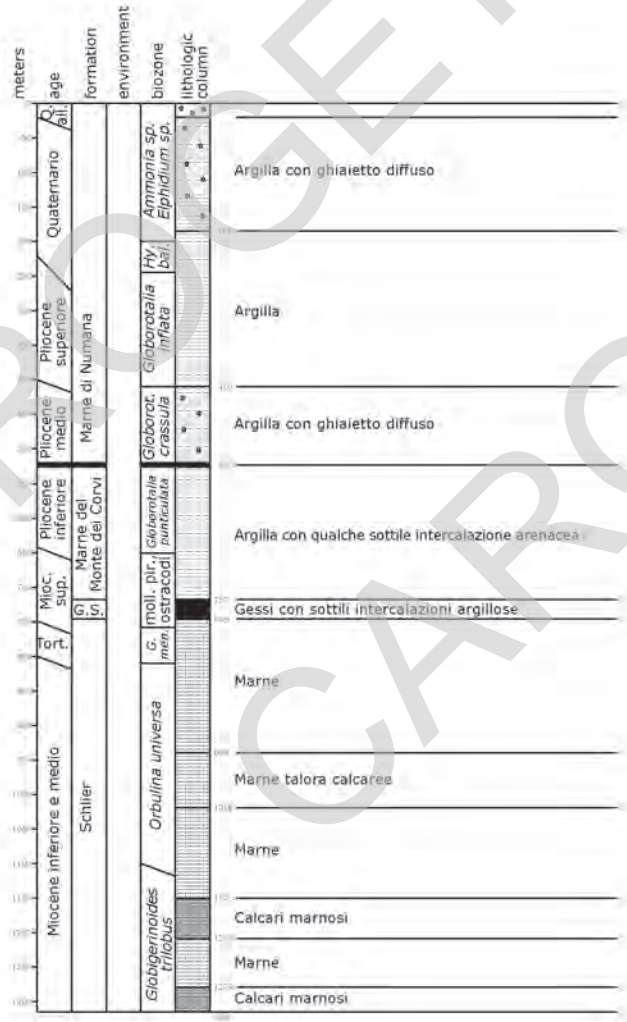
Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 01° 10′ 06.00″, Lat. N 43° 25′ 50.00″



PROGETTO CARG

Pozzo: Porto Recanati 1

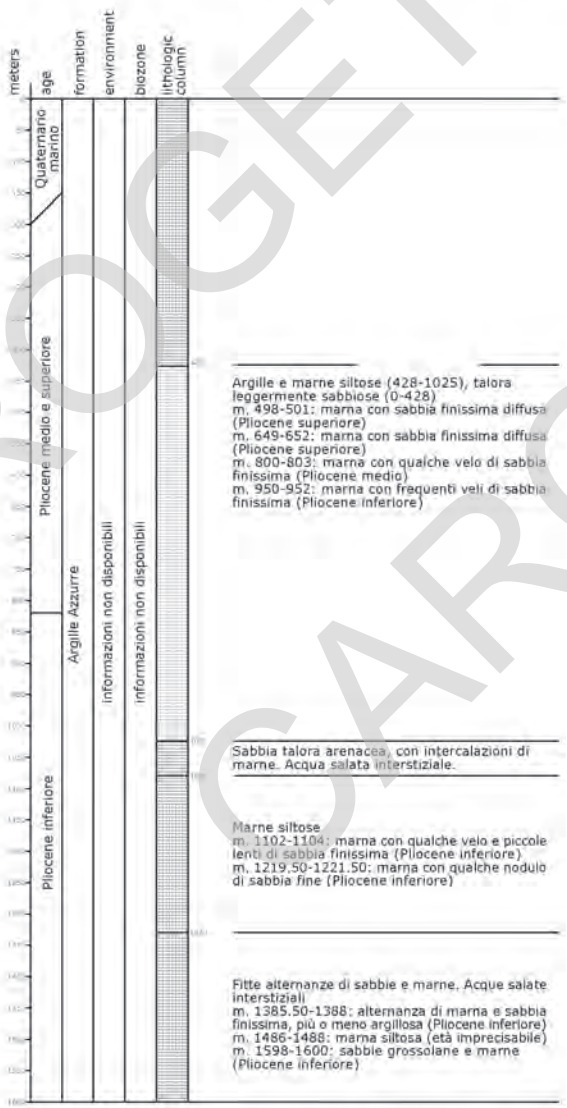
Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 01° 11′ 30.00″, Lat. N 43° 25′ 06.00″



PROGETTO CARG

Pozzo: Recanati 1

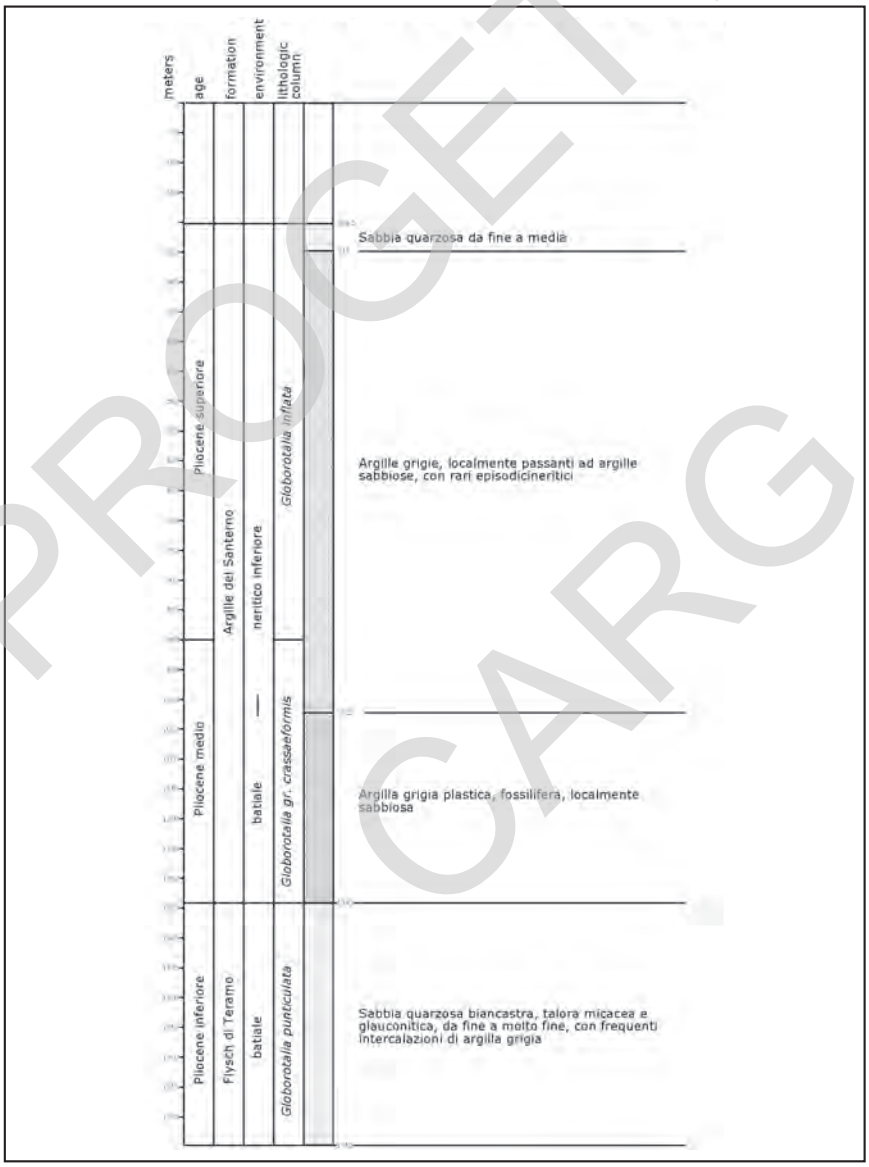
Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 01° 04′ 45.00″, Lat. N 43° 24′ 53.00″



PROGETTO CARG

Pozzo: Montefano 2 Dir.

Coordinate testa pozzo: Long. E M.M. 01° 00′ 04.00″, Lat. N 43° 24′ 32.00″
Coordinate fondo pozzo: Long. E M.M. 00° 59′ 24.09″, Lat. N 43° 24′ 44.09″



PROGETTO CARG

3. - LE ATTIVITÀ ESTRATTIVE
(D. Piccinini)

In materia di censimento delle attività estrattive, il Catasto delle Cave Regionale è l'organo competente e ci si è avvalsi dei loro archivi per fare l'inventario delle cave in attività che ricadono all'interno del Foglio 293 "Osimo", in particolare dell'inventario realizzato in sede di redazione del Piano Regionale delle Attività Estrattive (PRAE) approvato con Deliberazione Amministrativa del Consiglio Regionale n. 66 del 09/04/2002. Per tutti gli approfondimenti relativi, si raccomanda la consultazione di tale documento disponibile in rete, completo di cartografie, all'indirizzo telematico www.regione.marche.it\PRAE.

3.1. - Le cave attive

Da un punto di vista amministrativo per cava attiva si intende un sito dove è operante una autorizzazione per l'estrazione di un dato minerale, secondo i limiti imposti da un progetto di coltivazione e di ricomposizione ambientale. All'interno del perimetro del Foglio 293 "Osimo" esistono esclusivamente due cave attive, secondo i dati acquisiti nel 2002: i) una cava in località Monte Refe, nel comune di Polverigi, per l'estrazione di sabbie dalle formazioni plioceniche e, ii) una cava in località Pradellona, nel comune di Santa Maria Nuova, per l'estrazione di ghiaia e sabbia dai depositi alluvionali attuali del fiume Musone.

E' evidente che l'attività estrattiva attualmente non riveste più alcun ruolo economicamente importante nel territorio coperto dal Foglio. Tuttavia, in ambito regionale, le cave di pianura per l'estrazione di ghiaia e sabbia di origine alluvionale, con l'abbattimento mediante mezzi meccanici (Fig. 21), sono quelle prevalenti sia come numero (100 su 166 totali) che come produzione (2.217.755 metri cubi utili in banco sui 3.963.829 totali, da dati PRAE acquisiti nel 1998).

La cava di ghiaia e sabbia costituisce comunque un intervento esemplificativo di una casistica importante su scala regionale. Queste cave sono molto richieste dagli operatori del settore in quanto il materiale già si presenta con caratteristiche mineralogiche e granulometriche che ne permettono un immediato uso commerciale, *e.g.* come *tout-venant* alluvionale per la realizzazione di rilevati e riempimenti. Oltre a ciò, si consideri la semplicità di abbattimento: le ghiaie e sabbie alluvionali dopo un processo di lavaggio, frantumazione e vagliatura trovano innumerevoli impieghi commerciali come inerti per il confezionamento dei calcestruzzi e dei conglomerati bituminosi, come ghiaia lavata per drenaggi, per la produzione di stabilizzati, pietrischetti, rena, ghiaietto, sabbia per allettamenti.

Da un punto di vista ambientale, gli inconvenienti connessi con la coltivazione di questi giacimenti risiedono essenzialmente nella loro bassa resa in termini

PROGETTO CARG

Fig. 21 - *Coltivazione di un giacimento di ghiaia e sabbia alluvionale con abbattimento mediante mezzi meccanici.*

volumetrici per unità di superficie impiegata, a causa dei ridotti spessori coltivabili che raramente superano i 10 metri. Da anni, nella Regione Marche, non è più consentita l'escavazione in alveo e in falda, dato che questi sfruttamenti spesso comportano la possibilità di interferenze con le falde idriche di subalveo, le quali in molti casi sono captate per scopi acquedottistici in zone idrogeologicamente a valle degli sfruttamenti stessi. Occorre infine accennare alle possibili interferenze con le innumerevoli infrastrutture di fondovalle (abitazioni, strade, zone industriali, linee elettriche, linee telefoniche, canali di irrigazione, ecc.).

3.2. - Le cave dismesse

Da un punto di vista amministrativo, per cava dismessa si intende un sito dove è stata svolta attività di estrazione di un dato minerale, ma attualmente non è più operante una autorizzazione alla coltivazione. Spesso questi siti sono stati coltivati

PROGETTO CARG

in passato in maniera irrazionale, a seguito di una semplice comunicazione al comune territorialmente competente e al Distretto Minerario di Bologna e senza avere la cura di giungere ad una ricomposizione morfologica e funzionale a fine estrazione.

Nell'area del Foglio 293 "Osimo", le testimonianze di questo tipo di attività sono numerose; queste cave ora dismesse erano finalizzate all'estrazione di tre diverse tipologie di materiali da costruzione: i) argille e aggregati argilloso-sabbiosi per la produzione di laterizi; ii) cave di calcare stratificato per la produzione di inerti e iii) cave di calcare stratificato per la produzione di pietre ornamentali.

3.2.1. - *Argille e aggregati argilloso-sabbiosi per la produzione di laterizi*

Nei territori comunali di Ancona, Agugliano, Polverigi, Offagna, Osimo, Santa Maria Nuova, Filottrano e Castelfidardo hanno operato sino a poche decine di anni or sono delle fornaci per la produzione di laterizi (mattoni, pianelle e coppi prima, forati, tavelle, pignatte e marsigliesi poi). L'industria del laterizio era alimentata da cave di argille e aggregati argilloso sabbiosi da terreni del Plio-Pleistoceniche che sorgevano nelle immediate vicinanze dello stabilimento stesso. Questo tipo di industria, un tempo diffusa capillarmente nel territorio del Foglio e in generale su tutta la fascia collinare del territorio regionale, è andata via via scomparendo cedendo questa quota di mercato alle attuali quattro ditte che coprono le esigenze della regione e dell'intero centro Italia. Una di queste grosse fornaci ancora operanti si trova nel comune di Montecassiano, poco a sud dell' area coperta dal Foglio.

3.2.2. - *Cave di calcare stratificato per la produzione di inerti*

La presenza al nucleo della dorsale del Monte Conero di litotipi calcarei stratificati appartenenti alle formazioni della *Maiolica* e della *Scaglia Rossa* (Fig. 22), idonei alla produzione di una varietà di materiali da costruzione, ha favorito in passato lo sfruttamento minerario di questa risorsa. Questo tipo di attività estrattiva è oggi completamente esaurita dato che i vincoli paesaggistici apposti hanno sancito la prevalenza di interessi ambientale e naturalistici su quelli economici e giacimentologici. Tuttavia, le testimonianze dello sfruttamento minerario passato rimangono ben leggibili sul territorio. Alcune di queste cave dismesse sono divenute oggetto di riconversione e recupero, come vere e proprie attrattive turistiche o siti di interesse scientifico (*e.g.* la cava di Massignano sulle pendici occidentali del M. Conero, famosa per l' affioramento dell'importante limite tra l'Eocene e l'Oligocene.

PROGETTO CARG

Fig. 22 - *Cava dismessa sulle pendici occidentali del Monte Conero, per la coltivazione del calcare stratificato appartenente alla Scaglia Rossa. In basso a destra è visibile lo strato calcarenitico che segna il passaggio tra i periodi Cretacico e Terziario (livello Marchesini).*

3.2.3. - *Cave di calcare stratificato per la produzione di pietre ornamentali*

Sulle pendici occidentali del M. Conero sono numerose le testimonianze estremamente antiche (epoca romana) di impianti per l'estrazione di una pietra ornamentale nota commercialmente come "Pietra Bianca del Conero". In località Grotte Romane, in corrispondenza degli affioramenti della *Scaglia Rossa*, esiste una coltivazione per l'estrazione di blocchi di pietra ornamentale, portata avanti in sotterraneo con la tecnica che oggi chiameremmo "a camere e pilastri" (Fig. 23). Esaminando le geometria delle camere, si può notare come l'avanzamento avvenisse sfruttando lo strato specifico di interesse estrattivo che è il potente livello calcarenitico al passaggio tra Cretacico e Terziario, noto come "livello Marchesini", all'interno della formazione della *Scaglia Rossa*. Lo strato in questione ha una giacitura a franapoggio con pendenza minore del versante, quindi risale all'interno del versante ed è naturalmente predisposto alla coltivazione in galleria sfruttando la pendenza delle superfici limite della vena. La ripartizione in blocchi squadrati avveniva mediante l'uso di scalpelli, cunei di legno e acqua; questi venivano a loro volta estratti lasciando pilastri di roccia per il sostegno della volta. Sul posto si riconoscono ancora i piazzali esterni costruiti sugli scarti

PROGETTO CARG

Fig. 23 - *Cava dismessa in località "Grotte Romane", sfruttata in sotterraneo con la tecnica denominata "a camere e pilastri" per l'estrazione di pietra ornamentale calcarenitica di età cretacico-terziaria.*

di lavorazione della cava e i pilastri della galleria, i quali danno la proporzione dei blocchi di pietra estratti. Oggi, a distanza di 2000 anni, l'Amministrazione Regionale ha riammesso per alcuni casi assolutamente peculiari, la possibilità di ricorrere alla coltivazione in sotterraneo.

4. - CENNI DI IDROGEOLOGIA

(A CURA DI M.SARTI)

estratto da: NANNI, T. (1996), Il bacino del Fiume Musone. Geologia, geomorfologia e idrogeologia, *pp. 137-155, 11 ff., 4 tabb., 1 tav. f.t.*

4.1. - INTRODUZIONE

La pianura alluvionale del Fiume Musone, a differenza di altre pianure costiere marchigiane, presenta caratteri idrogeologici peculiari e un assetto strutturale e geomorfologico relativamente semplice (NANNI *et alii*, 1986). I depositi alluvionali recenti sono sostenuti dalle argille plio-pleistoceniche e dai depositi arenacei ed arenaceo-pelitici ad esse intercalati. Le alluvioni presentano carat-

PROGETTO CARG

teri litologici e tessiturali definiti ed arealmente omogenei. Gli studi condotti in passato sugli acquiferi delle pianure alluvionali delle Marche hanno segnalato la presenza di acque con differente chimismo, influenzate strettamente dalle caratteristiche idrogeologiche e tettoniche del territorio circostante (NANNI &, VIVALDA, 1986): la pianura marchigiana in parola ha infatti limiti strutturali determinati da faglie anti-appenniniche, alle quali si associano sorgenti salate (NANNI & ZUPPI, 1986; NANNI & VIVALDA, 1987) e vulcanelli di fango. I rapporti tra acque salate e lineazioni tettoniche facilita la ricostruzione della geometria dell'acquifero, delle sue modalità di ricarica e l'elaborazione di un bilancio idrogeologico a partire da dati sperimentali ottenuti in aree campione. L'acquifero di fondovalle costituisce l'unica fonte di approvvigionamento dei maggiori comuni dell'area ed è quindi di utilità pratica analizzarne gli aspetti vulnerabilità e pericolosità nei confronti di potenziali fonti di inquinamento (per "vulnerabilità" si intende la capacità o attitudine naturale di un acquifero a sopportare l'impatto antropico mentre per "pericolosità " si intende la probabilità che un determinato evento generato da attività umane si verifichi con una certa intensità e periodo di ritorno).

4.2. - La pianura alluvionale

La pianura del fiume Musone ha una superficie di circa 107 km^2 e si estende per gran parte a sud della città di Ancona, al limite con la provincia di Macerata. Essa inizia ben più ad ovest della area coperta dal Foglio 293 "Osimo", ad est della dorsale carbonatica di M. Acuto di Cingoli ed è limitata, ad eccezione del tratto compreso tra le località di Cingoli e Staffolo, dai versanti pelitici e arenacei plio-pleistocenici. Il tratto iniziale della pianura, orientato est-ovest, presenta larghezze di poco superiore al chilometro, fino all'altezza di Filottrano; nel tratto tra S. Maria Nuova e Recanati essa assume un' orientazione nord-ovest sud-est e la sua ampiezza supera i 2 km. Nel tratto terminale la valle riprende un'orientazione est-ovest e la sua ampiezza massima è di circa 4 km. I depositi terrazzati sono presenti in lembi isolati nella parte montana del bacino, mentre presentano una modesta estensione nella parte medio-alta della pianura, nel tratto tra Cingoli e S. Maria Nuova. A valle di tale località, il terrazzo del pleistocene superiore si abbassa progressivamente sino ad essere sovralluvionato e sepolto dai sedimenti della piana attuale. E' quindi probabile, come avviene nella vicina pianura del F. Esino (COLTORTI & NANNI, 1987), che gli elevati spessori dei depositi alluvionali nella parte medio-bassa della valle siano comprensivi di più fasi deposizionali. La pianura attuale, sede dell'acquifero di subalveo, è di età prevalentemente olocenica. L'alveo del Fiume Musone ha un tracciato generalmente sinuoso con tendenza marcata alla migrazione verso sud dell'asta fluviale. L'alveo è caratterizzato da fenomeni di approfondimento legati prevalentemente alle attività antropiche e risulta impostato sul substrato anche in molti tratti compresi tra la confluenza del T. Fiumicello e Recanati.

PROGETTO CARG

4.3. - L'ACQUIFERO DELLA PIANURA

Geometria dell'acquifero. I depositi alluvionali della pianura (Fig. 24) sono costituiti da corpi lenticolari ghiaiosi, ghiaioso-sabbiosi e da lenti variamente estese di depositi fini limoso-sabbiosi e limoso-argillosi. La distribuzione di questi litotipi varia sensibilmente nell'ambito della pianura così come variabili sono gli spessori delle alluvioni, con il loro naturale progressivo aumento da monte verso valle. Dal punto di vista idrogeologico si caratterizzano tre zone, geograficamente riferibili all'alta pianura (tra Cingoli e Case Nuove), al medio tratto del fiume (tra Case Nuove e Castelfidardo) e alla bassa valle del Musone, tra Castelfidardo e la costa.

Nell'alta pianura predominano i corpi ghiaiosi, i quali affiorano anche in superficie. Le coperture limoso-argillose o limoso-sabbiose sono generalmente poco spesse, raramente superiori al metro, mentre i depositi alluvionali possono raggiungere i 20 m di spessore. Le lenti di materiali fini non impediscono il contatto idraulico tra i differenti corpi ghiaiosi, generando pertanto un acquifero con caratteristiche di monostrato.

Nella media pianura i depositi alluvionali aumentano sensibilmente di spessore e sono maggiormente differenziati: sono presenti corpi ghiaiosi di spessore variabile da 10 a 25 m, con depositi fini in corpi lenticolari (massimo 5 metri di spessore) a separarli localmente. Anche in questo settore i corpi ghiaiosi sono in contatto idraulico tra loro e l'acquifero può essere considerato regionalmente un monostrato, per quanto localmente possano essere presenti condizioni di falda multistrato.

La bassa pianura è invece caratterizzata da corpi ghiaiosi lenticolari, con spessori di poco superiori ai 10 m, i quali tendono ad assottigliarsi progressivamente verso costa. Queste ghiaie giacciono sul substrato argilloso e sono ricoperte da

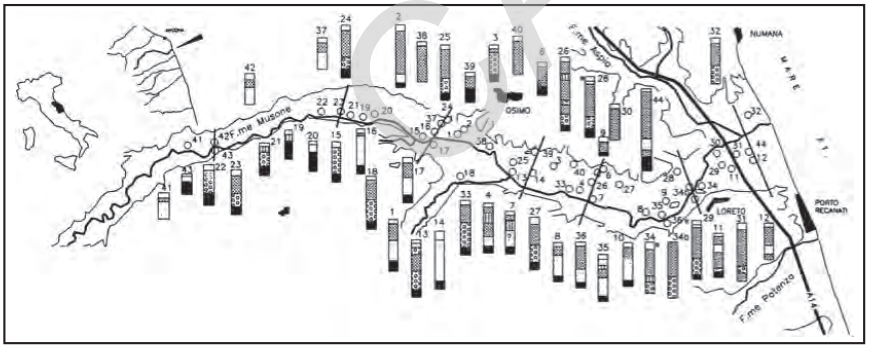


Fig. 24 - *Stratigrafia dei depositi alluvionali. 1 e 2, copertura costituita dal terreno vegetale e da riporti; 3, limo sabbioso; 4, sabbia limosa; 5, ghiaia limosa; 6, ghiaia sabbiosa; 7, argille del substrato pliopleistocenico.*

PROGETTO CARG

spessi depositi limoso-argillosi e limoso-sabbiosi (fino a 40 m), con intercalate lenti ghiaiose. L'acquifero della bassa pianura consiste di una falda composita a due strati. II volume dei depositi alluvionali dell'intero bacino del F. Musone é valutato in circa 1.5x109 m^3, di cui circa 1.1x109 m^3, relativi alla parte bagnata.

Parametri idrodinamici. Per la definizione dei parametri idrodinamici dell'acquifero si fa riferimento al lavoro di GARZONIO & NANNI (1992). I valori di trasmissività e permeabilità dell'acquifero, qualora esso sia caratterizzato da corpi ghiaiosi con spessori superiori ai 10 m, sono di circa $2x10^{-2}$ m^2/s e di circa $2x10^{-3}$ m/s. In corpi ghiaiosi con spessori di circa 3-4 m, si sono misurati valori di trasmissività di circa $9x10^{-3}$ m^2/s e di permeabilità di circa $2x10^{-3}$ m/s. I valori di velocità effettiva media sono di $3.8x10^{-1}$ m/s, mentre la porosità dinamica è dell'ordine del 5% e la permeabilità di $1.5x10^{-3}$ m/s. La permeabilità dei litotipi che costituiscono la copertura del materasso alluvionale nella piana del Musone é stata ricavata da GARZONIO & NANNI (1992), osservando che le variazioni di permeabilità misurate dipendono dagli effetti dell'aratura e pratiche agricole, le quali alterano le caratteristiche fisiche dei suoli, al punto tale da dare valori erratici e rendere irrealizzabile una carta della permeabilità. In particolare, i risultati delle prove mostrano una forte escursione nella capacità di assorbimento delle acque nelle coperture tra il periodo secco e quello umido e una notevole variazione della capacità di infiltrazione tra la media-bassa pianura e l'alta pianura. Le coperture argilloso-limose hanno valori di permeabilità variabili da $1.6x10^{-4}$ a $8x10^{-6}$ m/s; le coperture limoso-sabbiose con ciottoli hanno valori di K compresi tra $1x10^{-5}$ a $8x10^{-6}$ m/s. Nelle coperture limoso-sabbiose e limoso-argillose, con abbondanti ciotto**li** o costituite da ghiaie con matrice, si sono misurati valori di K variabili da $1.5x10^{-4}$ a $5.5x10^{-5}$ m/s. Nell'alveo del fiume, a fondo ghiaioso con matrice sabbiosa e pelitica, sono stati ottenuti valori di permeabilità variabili tra $2.5x10^{-3}$ a $7x10^{-4}$ m/s. La permeabilità maggiore é stata misurata nelle zone a prato.

Una sensibile variazione nella velocità di infiltrazione é stata riconosciuta in funzione del tipo di coltura o pratica agricola, tant'é che anche in litotipi simili limoso-sabbiosi si sono misurati valori discrepanti, variabili da $2x10^{-5}$ a $5x10^{-6}$ m/s.

Valori assai diversi nella velocità di infiltrazione si sono riscontrati nelle stagioni secca e umida, soprattutto nella parte medio-bassa della pianura, dove predominano litotipi limoso-argillosi: durante la stagione umida, in particolare, l'infiltrazione è estremamente bassa a causa della saturazione delle coperture durante il periodo invernale.

Piezometria. La ricostruzione della superficie piezometrica é stata effettuata durante il periodo di massima primaverile (Maggio 1987) e di minima autunnale (Novembre 1986), utilizzando oltre 200 pozzi. Le quote dei pozzi sul livello del mare sono state ricavate dalle carte aereofotogrammetriehe alla scala 1:2.000 ed 1:5.000 dei comuni e dalla ortofotocarta alla scala 1:10.000 pubblicata dalla Regione Marche. In termini generali, l'analisi della superficie piezometri-

PROGETTO CARG

ca dell'intero bacino imbrifero del F. Musone rivela la presenza di tre zone a differente gradiente corrispondenti, una alla parte medio-alta della valle fino ai limiti della pianura (gradiente medio, 0,030), una alla zona tra la confluenza del Torrente Fiumicello e il mare (gradiente medio di 0,005) e una comprendente aree intermedie con gradiente di 0,015. L'andamento dei principali assi di drenaggio delle acque sotterranee é connesso con i depositi alluvionali ghiaiosi più spessi in particolare nel tratto di pianura tra Osimo e Loreto, dove questi disegnano un reticolo di paleoalvei sepolti. Il drenaggio sotterraneo pare ulteriormente condizionato da depressioni del substrato, come ad esempio, in prossimità di Case Nuove, in corrispondenza dei sondaggi 22, 23, 21, 19 e 20 (Fig. 24). Lo spartiacque sotterraneo nel tratto di acquifero tra Campocavallo e Castelfidardo é dovuto alla presenza di depositi a minore permeabilità (come evidenziato dai sondaggi geognostici n. 4, 7 e 26 di Fig. 24) e all'innalzamento del substrato che delimita le incisioni vallive nelle argille. Le aree ad elevato gradiente corrispondono a depositi limoso-argillosi (sondaggi n.2, 6, 24, 28, 38, 39, 40 di Fig. 24). II maggior gradiente della superficie piezometrica nella parte medio-alta della pianura, in particolare nei depositi dei terrazzi alti, dipende da una loro maggiore cementazione. In sinistra idrografica del F. Musone, nella parte medio-bassa della valle, si ha continuità idraulica tra le acque presenti nelle coperture del versante e quelle nei depositi alluvionali.

Qualità delle acque. La qualità delle acque sotterranee della pianura é espressa in termini di conducibilità elettrica, temperatura e mediante analisi idrochimiche in aree rappresentative. Dall'analisi della conducibilità (Fig. 25), si può osservare quanto segue: a) la conducibilità elettrica delle acque sotterranee varia da valori minimi di circa 500 MHO a massimi di circa 5000 MHO; b) si osserva un generale aumento dei valori di conducibilità elettrica procedendo da monte verso valle (i valori massimi si registrano nelle aree prossime alle località di Loreto e dell'autostrada A14); c) i valori minimi della conducibilità si registrano nell'alta pianura, in prossimità della confluenza tra il Torrente Fiumicello ed il F. Musone, in coincidenza con le principali direzioni del deflusso sotterraneo ed in prossimità dell'asta fluviale; d) i valori della conducibilità nella parte medio-bassa della pianura del Fiume Musone sono mediamente più elevati rispetto a quelli delle acque di subalveo degli altri fiumi marchigiani. La temperatura media annua é di 16,5 °C, con minimi di 12 °C nel mese di Giugno e massimi di oltre 20°C nel mese di Settembre. I valori medi della temperatura delle acque sotterranee della pianura del F. Musone sono i più elevati rispetto a quelli degli altri acquiferi di subalveo delle pianure marchigiane. II chimismo delle acque sotterranee é di tre tipi: bicarbonato-calcico; clorurosodico-magnesiaco e clorurosodico-solfatico. II principale tipo di acqua é rappresentato dalle acque bicarbonato-calciche, caratteristiche delle zone a medio-bassa conducibilità elettrica (inferiore a 1.500-2.000 MHO). II tenore salino é di poco superiore a 0,5 g/l e normalmente inferiore ad

PROGETTO GARG

1 g/l. II rapporto Mg/Ca varia da 0,1 a 0,3. Il pH é normalmente prossimo alla neutralità con valori variabili da 6,8 a 7,4. Le acque cloruro-sodico-magnesiache sono caratteristiche delle aree ad elevata conducibilità elettrica (Fig. 25) e sono presenti soprattutto nella bassa pianura. Esse hanno un tenore salino superiore ad 1 g/l, con massimi fino a 3 g/l. Le concentrazioni massime degli ioni dominanti sono di circa 400 mg/l per i cloruri (approssimativamente 392 mg/l per il sodio e 97 mg/l per il magnesio). Caratteristica di queste acque é la presenza solfati in tracce e di forti concentrazioni di idrocarburi mentre il pH varia tra 6.9 a 7.4 e il cui Eh varia tra +80 e -170 mV. II rapporto Mg/Ca varia tra 0,4 e 0,5. Infine, le acque cloruro-sodico-solfatiche sono presenti principalmente in prossimità della località di Loreto e sono anch'esse associate ad elevati valori della conducibilità elettrica. Le concentrazioni massime degli ioni dominanti sono di circa 450 mg/l per i cloruri, di 392 mg/l per il sodio, di circa 300 mg/l per i solfati e di circa 70 mg/l per il magnesio. Anche tali acque sono caratterizzate dalla presenza di gas. II pH varia tra 6,7 e 7,7, l'Eh varia da valori tra -30 e -300 mV e il rapporto Mg/Ca varia tra 0,5 e 0,2. In conclusione, le acque sotterranee presenti nell'acquifero della pianura alluvionale del Musone derivano dal miscelamento di tre differenti tipi di fluidi (NANNI *et alii*, 1986). Le acque bicarbonato-calciche di origine appenninica derivano dall'infiltrazione delle acque fluviali e sono quelle che ricaricano l'acquifero; le acque cloruro-sodico-magnesiache sono connate, di origine profonda e sono connesse alla risalita salamoie dai depositi pliocenici (ENI, 1972); le acque cloruro-sodico-solfatiche infine, derivano dall'infiltrazione in profondità e dalla risalita lungo zone fratturate, di acque vadose o di subalveo entrate in con-

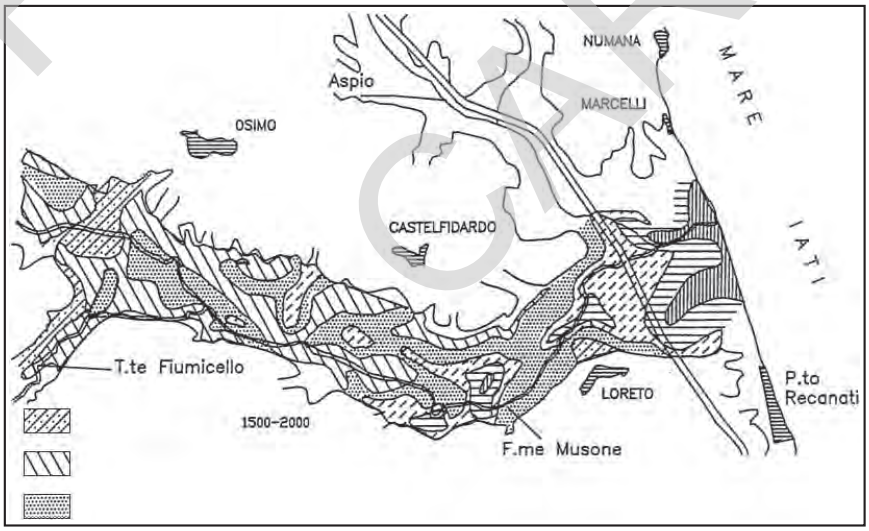


Fig. 25 - *Carta della conducibilità elettrica delle acque sotterranee della pianura in µMHO.*

PROGETTO CARG

tatto con i gessi messiniani presenti a poca profondità nel sottosuolo di Loreto. La risalta delle acque plioceniche e messiniane é favorita inoltre dalla presenza di gas (COGGIOLA *et alii*, 1986; NANNI & ZUPPI, 1986; NANNI, 1991).

Ricarica dell'acquifero. La ricarica dell'acquifero, come si evince dall'analisi della superficie piezometrica, della conducibilità elettrica e della temperatura (Fig. 25) é dovuta essenzialmente all'infiltrazione delle acque fluviali di origine appenninica, in corrispondenza dei massimi spessori di alluvioni ghiaiose: i valori minimi di conducibilità si registrano infatti in corrispondenza dell'asta fluviale, specialmente nell'alta pianura dove l'influenza delle acque salate plioceniche é assente. Nella bassa pianura, il rapporto tra drenaggio sotterraneo e conducibilità elettrica é meno evidente, a causa dell'aumento del tenore salino delle acque di subalveo provocato dal miscelamento con salamoie plioceniche e messiniane. Un notevole contributo alla ricarica dell'acquifero é quello delle acque di subalveo degli affluenti maggiori (Torrenti Fiumicello e Aspio).

4.4. - CARATTERI IDROLOGICI

I valori dell'afflusso meteorico efficace riportati in Tab. 7 sono stati ottenuti elaborando i dati delle stazioni pluviometriche del Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici e sono da considerarsi orientativi. Tale dati sono comunque congruenti con i valori d'infiltrazione delle coperture ottenuti sperimentalmente e pertanto la stima dell'apporto meteorico alla falda di subalveo é affidabile. Per il calcolo dell'evapo-traspirazione, sono stati utilizzati i metodi di Turc e Thornthwaite. L'apporto meteorico efficace sulla pianura alluvionale, considerando la morfologia pianeggiante, la discreta permeabilità dei depositi ed il ruscellamento trascurabile, si può considerare in prima approssimazione come acqua meteorica disponibile per infiltrazione.

Area bacino	kmq 659
Area alluvionale	kmq 107
Afflusso meteorico nel bacino	588 $m^3 \times 10^6$
Evapotraspirazione reale nel bacino	405 $m^3 \times 10^6$
Afflusso meteorico efficace nel bacino	184 $m^3 \times 10^6$
Afflusso meteorico nella pianura alluvionale	85 $m^3 \times 10^6$
Evapotraspirazione reale nella pianura alluvionale	65 $m^3 \times 10^6$
Afflusso meteorico efficace nella pianura alluvionale	20 $m^3 \times 10^6$

Tab. 7 - *Parametri idrologici caratteristici del bacino idrografico del Fiume Musone.*

PROGETTO CARG

Infiltrazione. L'analisi delle curve infiltrometriche ha permesso di stimare i probabili valori d'infiltrazione totale, d'infiltrazione di saturazione e d'infiltrazione efficace. Dal raffronto delle curve ottenute nelle due campagne, effettuate nella stagione secca e umida, si sono stimati valori di infiltrazione di saturazione, variabili da 30 a 130 mm, corrispondenti mediamente ad una colonna d'acqua di circa 70 mm. I valori di saturazione minimi si hanno nell'alta pianura e quelli massimi, nella zona costiera. Dai valori d'infiltrazione di saturazione risulta che l'afflusso meteorico efficace, in molte zone della media e bassa pianura alluvionale, non é sufficiente a saturare i depositi delle coperture (Tab. 8). L'alimentazione della falda ad opera delle sole precipitazioni risulta quindi limitata all'alta pianura, dove sono presenti le coperture più grossolane; in queste zone, parte dell'afflusso meteorico efficace può alimentare l'acquifero di subalveo.

SEZIONI	A	B	C	D
1-1/2-2	0.62	80	0.84	108
2-2/3-3	0.68	80	0.92	108
3-3/4-4	0.70	60	1.70	145
4-4/5-5	0.70	86	0.73	91
5-5/6-6	1.16	86	1.30	96
6-6/7-7	1.50	130	0.65	56

A - Volume d' acqua necessario a saturare le coperture, espresso in $m^3 x 10^6$.

B - Altezza della colonna d' acqua necessaria per la saturazione delle coperture, stimata per il calcolo di A (espressa in mm).

C - Afflusso meteorico totale sulla pianura alluvionale, espresso in $m^3 x 10^6$.

D - Altezza della colonna d'acqua corrispondente all'afflusso meteorico efficace, espressa in mm.

Tab. 8 - *Valori relativi ai parametri idrologici delle coperture ottenuti dall'elaborazione delle curve infiltrometriche comparate con l'afflusso meteorico sulla pianura. Come è osservabile nella colonna B, l'afflusso meteorico efficace nell'alta pianura è sensibilmente superiore alla quantità d'acqua necessaria a saturare le coperture, a differenza della parte medio-bassa della pianura stessa dove invece l'afflusso meteorico efficace è talora insufficiente. L'ubicazione delle sezioni è riportata in Fig. 24.*

Bilancio idrogeologico. L'elaborazione del bilancio idrogeologico (Tab. 8), pur con la sua indicazione di massima, fornisce elementi che complessivamente concordano con l'assetto dell'acquifero e con la distribuzione e l'entità degli attuali prelievi da falda (Tab. 9).

L'analisi, ad esempio, del tratto di acquifero compreso tra le sezioni 3-3 e 4-4 (Fig. 24), caratterizzato dalla presenza di corpi ghiaiosi molto estesi e spessi, con trasmissivita' anche di $1x10^{-2}$ m^2/s, evidenzia (Sez. 3-3) una portata di ingresso di circa $4x10^6$ m^3/anno, mentre nella sezione di uscita (Sez. 4-4), la portata é di circa $11x10^6$ m^3/anno, con un aumento di circa $7x10^6$ m^3 senza considerare i prelievi i quali ammontano a circa $1,3x10^6$ m^3. Anche considerando le sole riserve regolatrici, si ha sempre un incremento nella sezione in uscita, giustificato soltanto nel caso in cui l'alimentazione dell'acquifero avviene ad opera del fiume ed in particolare dell'affluente T. Fiumicello e delle sue acque di subalveo. Questa supposizione é compatibile con la geometria della superficie piezometrica nella zona.

PROGETTO CAPG

L'alimentazione fluviale é riconoscibile anche nel tratto tra le sezioni 4-4 e 5-5, in cui i prelievi ammontano a circa $2.6x10^6$ m^3/anno: in questo esempio, l'alimentazione dell'acquifero é presumibilmente dovuta all'infiltrazione delle acque fluviali, incrementate dal vasto cono di depressione creato dai prelievi dell'acquedotto del comune di Castelfidardo.

I risultati del bilancio evidenziano infine (Sezioni di chiusura 6-6 e 7-7) che nella parte terminale dell'acquifero i prelievi sono superiori all'alimentazione. Confrontando questi dati con il chimismo delle acque si può notare la presenza di acque saline in prossimità della costa: l'intrusione marina sarebbe verosimilmente provocata dall'eccessivo abbattimento della superficie piezometrica causata dai forti prelievi.

SEZIONI	Q1	Qpr	Q2	Ris. Nat.	Ris. Reg.
1-1/2-2	2.0	-0.27	6.5	+ 4.5	+ 0.13
2-2/3-3	6.5	-1.8	3.8	- 2.7	- 0.24
3-3/4-4	3.8	-1.37	11.4	+ 7.6	+ 0.28
4-4/5-5	11.4	-2.61	19.2	+ 8.0	- 0.01
5-5/6-6	19.2	-0.7	19.0	- 0.2	- 0.32
6-6/7/7	0.23	-6.7	12.3	- 0.21	

Tab. 9 - *Bilancio idrogeologico schematico dell'acquifero della pianura alluvionale del fiume Musone. Nell'elaborazione del bilancio non sono stati considerati gli apporti dovuti all'alimentazione da pioggia. I valori sono espressi in 10^6 m^3/anno.*

Se si considerano i valori calcolati per le riserve regolatrici, si ha che dall'acquifero, ad eccezione della sezione 1/1- 2/2, si prelevano volumi d'acqua nettamente superiori a quelli apportati dall'alimentazione fluviale. Nella tabella non sono riportati i valori d'ingresso e di uscita delle riserve regolatrici.

Q1 - Portata nella sezione in entrata;

Q2 - Portata nella sezione in uscita;

Qpr - Prelievi tra le due sezioni.

4.5. - Vulnerabilità dell'acquifero

La vulnerabilità dell'acquifero della pianura alluvionale del F. Musone é determinata partendo dall'integrazione dei dati seguenti: a) geometria dell'acquifero così come ricostruita dal rilevamento geologico e dati geomorfologici della pianura e delle aree limitrofe, inclusi dati relativi a sondaggi geognostici e geofisici; b) piezometria dell'acquifero per differenti periodi dell'anno idrologico ed in anni diversi; c) parametri idrodinamici di aree rappresentative dell'acquifero; d) permeabilità delle coperture della pianura alluvionale; e) spessore della zona insatura; f) distribuzione della conducibilità elettrica e della temperatura delle acque sotterranee; g) qualità delle acque sotterranee; h) alimentazione dell'acquifero.

PROGETTO CARG

Nella definizione dei livelli di vulnerabilità dell'acquifero del bacino del F. Musone, si sono considerate classi di spessore dei depositi limoso-argillosi soprastanti le ghiaie (con permeabilità variabili da $1x10^{-5}$ a 5×10^{-6} m/s), granulometria dei depositi ghiaiosi grossolani di alveo fluviale (con la permeabilità da $2x10^{-3}$ a $6x10^{-4}$ m/s) e gradiente della superficie piezometrica (classi di gradiente considerate, 0,030, 0,015 e 0,005).

Poiché la ricarica dell'acquifero di subalveo é essenzialmente legata all'infiltrazione delle acque fluviali ed agli apporti degli acquiferi del T. Fiumicello e del F. Aspio, nella carta di vulnerabilità vengono evidenziate le vie preferenziali di alimentazione dell'acquifero, da paleoalvei dove la connessione tra acque fluviali ed acque sotterranee é diretta (le acque meteoriche rappresentano un modesto contributo essendo trattenute nella parte alta della zona insatura come umidità del suolo).

La massima vulnerabilità si registra in corrispondenza dell'alveo fluviale e degli assi di drenaggio delle acque sotterranee; altre classi di vulnerabilità sono state distinte in base allo spessore dei depositi fini soprastanti i corpi ghiaiosi ed alla permeabilità dei depositi delle coperture.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

A.A.V.V. (1997) - *Il bacino del fiume Musone. Geologia, geomorfologia Idrogeologia*. Associazione dei Comuni di Osimo, Castelfidardo, Offagna. T.Nanni Ed., 311 pp.

AA. VV, (2009) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000. Progetto CARG: linee guida per il rilevamento geologico , la cartografia e l'informatizzazione dei dati delle aree marine*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Ser. III, **12 (II).**

AGIP Mineraria (1959). *Campi gassiferi Padani. I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale*, Accademia Nazionale dei Lincei ed ENI, Atti del Convegno di Milano, 30 Settembre-5 Ottobre 1957, Roma, 2, 45-497.

Albani D. (1933) - *Indagine preventiva sulle recenti variazioni della linea di spiaggia delle coste italiane*. C.N.R., Com. Naz. Geogr., Roma, 93 pp.

Alessio M., Allegri L., Coltorti M., Cortesi C., Deiana G., Dramis F., Improta S. & Petrone V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto bacino dell'Esino. Datazione al 14C*. Geogr. Fis.Din. Quat., **2**, 203-205.

Ambrosetti P., Carraro F., Deiana G. & Dramis F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio*. Prog. Fin. Geod. Sottopr. Neotett., C.N.R., Pubbl.**356**, 219-223.

Amorosi A., Coccioni R. & Tateo F. (1994) - *The volcaniclastic bodies in the lower Miocene Bisciaro Formation (Umbria-Marche Apennines, central Italy)*. Giorn. Geologia. **56**, 33-46.

Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G. & Preti D. (1999) - *Sedimentary response to Late Quaternary Sea-level changes in the Romagna coastal plain (Northern Italy)*. Sedimentology, **46**, 99-121.

Ardovini R. & Cossignani T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.

Argnani A. & Gamberi F. (1995) - *Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale*. Studi Geol.Camerti, v.s., 1996 (**1**), 18-28.

Asioli A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project, in Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. Edited by F. Oldfield and P. Guilizzoni, Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia, **55**: 197 - 218.

Asioli A., Capotondi L. & Cita Sironi M. B. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, s. 9, **164**: 297 - 310.

Asioli A., Trincardi F., Correggiari A., Langone L., Vigliotti S., Van der Kaars S. & Lowe J.J. (1996) - *The Late Quaternary deglaciation in the Central Adriatic basin*. Il Quaternario, **9** , 763-770.

Asioli A.& Piva A. (2007) - *Il ruolo dei foraminiferi nelle ricostruzioni paleoceanografiche e paleoclimatiche: esempi dal Mediterraneo Centrale (Adriatico) per il tardo Olocene attraverso un approccio multidisciplinare*. Atti del Convegno Interdisciplinare: La ricerca paleobotanica/paleopalinologica in Italia: stato dell'arte e spunti di interesse (Modena, 20-21/11/2003). Informatore Botanico, **38** (1): 14-24.

Baldetti E, Grimaldi F., Moroni M., Compagnucci M. & Natali A. (1983) - *Le basse valli del Musone e del Potenza nel Medioevo*. Archivio Storico Santa Casa, Loreto, 94 pp.

Bally A.W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni P. (1986) - *Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

Barchi M.R., De Feyter A., Magnani M.B., Minelli G., Pialli G. & Sotera B.M. (1988) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt*. Mem. Soc. Geol. It. **52**, 557-578

PROGETTO CARG

Barchi M.R., De Feyter A., Magnani M.B., Minelli G., Pialli G. & Sotera, M. (1998) - *Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): evidence from the CROP 03 deep seismic reflection line*. Mem. Soc. Geol. It., **52**, 527-538.

Bartolomei G., Broglio A. & Leonardi P. (1966) - *Le industrie del Paleolitico Inferiore e Medio raccolte in situ sul Monte Conero presso Ancona (Marche)*. Atti X Riun.Sc.I.I.P.P., Verona 21-23 settembre 1965, 23-39.

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., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Spec. Publ.—Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **54**:129-212.

Bigi S., Cantalamessa G., Centamore E., Didaskalou P., Micarelli A., Nisio S., Pennesi T. & Potetti M. (1996) - *The Peri-Adriatic basin (Marche -Abruzzi sector, Central Italy) during the Plio-Pleistocene*. Giorn. Geol., **3**, 59/1-2, 245-259.

Blott S. J. & Pye K. (2001). *Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments*. Earth Surf. Proc. Land. **26**, 1237-1248.

Boccaletti M., Bonini M., Moratti G. & Sani F. (1996) - *Le fasi compressive neogenico-quaternarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento*. Studi Geol.Camerti, v.s., 1996 (**1**), 51-72.

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**, 227-233.

Bocchini A. & Coltorti M. (1980) - *L'industria di facies levallois e tecnica levallois di Colonia Montani nella Vallesina (Ancona)*. Atti XXIII Riun.Sc. I.I.P.P., Firenze 7-9/5/1980, 383-414, Firenze.

Bonarelli G. (1894) - *Carta Geografica del Monte Conero*. Boll. Soc. Geol. It., vol XIII

Bonarelli G. & Sacco F. (1936) - *Note illustrative al foglio. 118* della Carta geol. d'Italia, Roma.

Boncio P., Brozzetti F., Ponziani F., Barchi M., Lavecchia G. & Pialli G. (1998) - *Seismicity and extensional tectonics in the Northern Umbria-Marche Apennines*. Memorie Società Geologica Italiana, **52**, 539-555.

Broglio A., Coltorti M., Peresani M. & Silvestrini M., 2005. Il Paleolitico delle Marche. Atti XXXVIII Riun.Sc.I.I.P.P., 25-51.

Buccolini M. & Gentili B. (1986) - *Variazioni della foce in relazione all'evoluzione morfodinamica recente dei fiumi Chienti e Tenna (Marche centro-meridionali)*. Mem.Soc.Geol.It., **35**, 827-831.

Buli M. (1944) - *Le spiagge marchigiane*. C.N.R., Com. Naz. per la Geogr., 95-147.

Calamita F. & Pizzi A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappeninici associati*. Studi Geol.Camerti, v.s., **1**, 17-25.

Calamita F., Cello G., Deiana G., & Paltrinieri W. (1994a) - *Structural style, chronology-rates of deformation and time-space relationship in the Umbria-Marche thrust system (Central Apennines, Italy)*. Tectonics, **13**, 873-881.

Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Micarelli A., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino Umbro-Marchiagiano alla costa adritica*. In "Studi geologici preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce", Studi Geol.Camerti, v.s., 295-314.

Calamita F., Cello G., Invernizzi C. & Paltrinieri W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S.Vicino - Polverigi (Appennino marchigiano esterno).* Studi Geologici Camerti, Volume speciale, 69-86.

Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. & Pizzi A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'appennino umbro-marchigiano tra il pedappennino umbro e la costa adriatica*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 125-139.

PROGETTO CARS

Calderoni G., Coltorti M., Dramis F., Magnatti M. & Cilla G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino del Fiume Esino durante il Pleistocne Superiore*. In "Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali", Università di Ancona, 171-190.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M.L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M. & Ricci-Lucchi F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La geologia delle Marche", 61-82.

Cantalamessa G., Centamore E., Cristallini C., Invernizzi C., Matteucci R., Micarelli A., Piccini M., Pontoni F. & Potetti M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di P.to S.Giorgio (Marche meridionali)*. Geol. Romana, **26**, 359-369.

Carloni G.C. (1965) - *Studio geomorfologico di cinque frane entro l'abitato di Ancona*. Rel. Tecn. Comune Ancona

Carloni G.C. & Ceretti E. (1967) - *Cenni geologici dei dintorni di Ancona*. Comit. Neogene Medit. Comm. Strat. IV Congr. Guida alle escursioni, p. 136-145.

Carloni G.C., Cati F. & Borsetti A. (1968) - *Stratigrafia del Miocene marchigiano*, Giorn. Geol. s.2, **35**, pp. 341-368, 3 tavv. ff. Bologna

Cassetti M. (1905) - *Appunti geologici sul Monte Conero*. Boll. R. Comit. Geol. Ital. Vol XXXVI Roma.

Cattaneo A., Correggiari A., Penitenti D., Trincardi F. & Marsset T. (2003) - *Morphobathymetry of small-scale mud reliefs on the Adriatic shelf*, in: Locat J., Mienert J. (Eds.). Submarine Mass Movements and their Consequences, Kluwer, Amsterdam, 401-408.

Cattaneo A., Trincardi F., Langone L., Asioli A. & Puig P. (2004). *Clinoformation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.

Cattaneo, A., Trincardi, F., Asioli, A., Correggiari A. (2007) - *The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset*. Continental Shelf Research, (Milligan T. e Cattaneo A., Eds.) **27**: 506-525.

Cello G. & Coppola L. (1984) - *Assetto geologico-strutturale dell'area anconetana e sua evoluzione plio-quaternaria*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 97-109. Roma.

Centamore E. & Micarelli A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche. Geologia, Geomorfologia, Idrogeologia. S.E.L.C.A, pp. 5-58

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A., Pieruccini V. (1971) - *Contributo alla conoscenza del giurassico dell'appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti **1**, 1-89. Camerino

Centamore E., Chiocchini U., Cipriani N., Deiana G. & Micarelli A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del miocene medio-superiore dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale abruzzese. Risultati degli studi in corso.* Mem.Soc.Geol.It., **18**, 135-170.

Centamore E., Deiana G., Micarelli A. & Potetti M. (1986) - Il Trias-Paleogene delle Marche. In: La geologia delle Marche. Studi Geol.Camerti, ns, 9-29.

Ceretti E. (1962) - *L'attuale stato delle conoscenze sulla geologia marchigiana.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 483-519. Roma.

Ceretti E. & Colalongo M.L. (1975) - *Osservazioni sul passaggio Pliocene-Quaternario nei dintorni di Ancona*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Milano, **116** (3-4) 231-243.

Chiesa S., Coltorti M., Cremaschi M., Ferraris M., Floris B. & Prosperi L. (1990) - *Loess and quaternary deposits in the Marche province*. In: "The loess in northern and central Italy", Quad. Geod. Alpina e Quat., **1**, 103-130.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, Volume speciale 1994 "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-128.

Ciabatti M., Curzi P. V., Ricci Lucchi F. (1987) - *Quaternary sedimentation in the Central Adriatic sea.* Giornale di geologia, **49**: 113-125.

PROGETTO CARG

CILLA M, COLTORTI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation in the Early Holocene in the Marchean Valley (Central Italy).* Il Quaternario, **9** (2), 459-464.

CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VIII. Planktonic biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision.* Riv. It. Paleontol. Strat., **81**, pp. 527-544.

CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 settembre - 4 ottobre 1994). Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.

COCCIONI R, MONTANARI A, FORNACIARI E, RIO D. & ZEVENBOOM D. (1997) - *Potential integrated stratigraphy of the Aquitanian to upper Burdigalian section at Santa Croce di Arcevia (NE Apenines Italy)* In: Miocene Stratigraphy - An integrated approach. Montanari A., Odin G.S. and Coccioni R. (Eds). Elsevier. 278-295.

COCCIONI R., GUERRERA F. & VENERI F. (1988) - *Segnalazione di un intervallo piroclastico ("mega-P") di notevole spessore nel Bisciaro inframiocenico di Arcevia (Appennino marchigiano).* Boll. Soc. Geol. Italiana. **107**, (1): 25-32.

COGGIOLA C., JUSSERAND C., NANNI T., OLIVERO G.F., RICCHIUTO F., ZUPPI G.M. (1986) - *Origin of brackish waters and brines in the northern front of Apennine.* Symp. Water-Rock Interaction, 8-17 August, Rejkjawik.

COLALONGO M L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Evoluzione paleoambientale della formazione a "colombacci" in Romagna*. Rendiconti della Societa Geologica Italiana. 1; Suppl. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 37-40.

COLALONGO M.L, NANNI T., & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene Anconetano.* Geologica Romana, **18**, 71-92

COLALONGO M.L., CREMONINI G., FABBRI P. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Studio sedimentologico-biostratigrafico di alcune sezioni pleistoceniche nei dintorni di Offagna (Ancona).* Geologica Romana, **14**, 125-140

COLTORTI M. (1991) - *Modificazioni morfologiche oloceniche nelle piane alluvionali marchigiane. Alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1), 73-86.

COLTORTI M. (1995) - *I fiumi marchigiani: evoluzione morfologica, modificazione antropiche e tendenze attuali*. In Biondi E. "Salvaguardia e gestione dei Beni Ambientali nelle Marche", Accademia Marchigiana di Scienze Lettere ed Arti, 199-228, Ancona.

COLTORTI M. (1997a) - *Geomorfologia ed evoluzione fluviale olocenica nella valle del Fiume Musone (Marche, Italia).* In Nanni Ed. "Il bacino del fiume Musone: geologia, geomorfologia ed idrogeologia" Ass.Comuni Osimo, Castelfidardo e Offagna, 49-68, Osimo.

COLTORTI M. (1997b) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**, 311-335, Elsevier, Amsterdam.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes. **6**; 3, 235-242.

COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del Fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. Boll.Soc.Geol.It., **106**, 35-51.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997a) - *The southern East Tiber Basin (Spoleto, Central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments.* Il Quaternario, **10** (2), p.159-180.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997b) - *Middle-Upper Pliocene 'Compression' and Middle Pleistocene 'Extension' in the east Tiber Basin: from 'synform' to 'extensional' basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy).* Il Quaternario, **10** (2), 521-528.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1999) - *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies*. Journal of Geodynamics, **4** (2/2), p.1-6.

PROGETTO CARG

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2002) - *The late Lower Pliocene Planation surface and mountain building of the Apennines (Italy).* In "Dramis F., Farabollini P. & Molin P. Eds., Large-scale vertical movements and related processes.", Studi Geol.Camerti, n.s., **1**, 45-60.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2006) -*The Last Interglacial pedocomplexes in the litho- and morphostratigraphical framework of the central-northern Apennines*. Quaternary International, 156-157, 118-132.

COLTORTI M., & DRAMIS F. (1987) - *Sedimentological characteristics of stratified slope waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implication.* Processus et mesure de l'erosion, Ed. CNRS, 145-152, Paris.

COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991b) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1), 87-100.

COLTORTI M., CREMASCHI M., PERETTO C. (1980a) - *Industria di facies levallois a Ponte di Crispiero (Marche)*. Atti XXIII Riun. Sc. I.I.P.P., Firenze 7-9/5/80, 415-427, Firenze.

COLTORTI M., CREMASCHI M., PERETTO C. & SALA B. (1979). *Le industrie del Paleolitico inferiore e medio quali indicatori cronologici dei depositi pleistocenici della Val Padana e delle Marche.* In "Contributi alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia", Prog.Fin.Geodin. Sottoprogetto Neotettonica, 665-669, Roma.

COLTORTI M., CREMASCHI M., PERETTO C. & SALA B. (1980b) - *Il Paleolitico inferiore nella Lombardia orientale, nel Veneto, nell'Emilia Romagna e nelle Marche*. Atti XXIII Riun.Sc.I.I.P.P.,Firenze 7-9/5/1980, 123-145, Firenze.

COLTORTI M., CRESCENTI U., DRAMIS F., GENTILI B., PAMBIANCHI G. & SORRISO-VALVO M. (1984) - *The dicember 1982 Ancona (Italy) landslide: a case of deep seated gravitational slope deformation evolving at unsteady rate*. Zeit.Fur.Geomorphologie, **29**, 3, 335-345, Stuttgart.

COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B., PAMBIANCHI G. & SORRISO VALVO M. (1982) - *Aspetti geomorfologici*. Studi Geologici Camerti, v.s., 29-39.

COLTORTI M., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy.* Geomorphology, **15**, 33-45, Elsevier, Amsterdam.

COLTORTI M., GARZONIO C.A., NANNI T., RAINONE M.L. & VIVALDA P. (1987b) - *Un esempio di degrado ambientale in un bacino delle Marche centrali: il fiume Musone*. Atti Congr.Int. Geoidrologia "L'antropizzazione e la degradazione dell'ambiente fisico" Florence 2-6/12/87, 187-212, Firenze.

COLTORTI M., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1994) - *Evoluzione geomorfologica ed impatto antropico nei sistemi idrografici delle Marche. Riflessi sull'ambiente fisico.* Mem.Soc.Geogr.It., vol.LIII, 271-292, Roma.

COLTORTI M., NANNI T. & RAINONE M. (1987a) - *Il contributo delle scienze della terra nell'elaborazione di un piano paesistico: l'esempio del Monte Conero (Marche).* Mem.Soc.Geol. It., **37**, 629-647.

COLTORTI M., NANNI T. & VIVALDA P. (1991a) - *La bassa valle del fiume Musone (Marche): geomorfologia e fattori antropici nell'evoluzione della pianura alluvionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 101-111.

COLTORTI M., NANNI T., RAINONE M.L., SCIARRA N. & SIGNANINI P. (1987c) - *Un esempio di metodologia geologico-tecnica integrata come contributo alla realizzazione di uno strumento urbanistico.* Mem.Soc.Geol.It., **37**, 649-668, Roma.

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. Italiana, 39: 143-164,

CORREGGIARI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005) - The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth, Marine Geology, Vol. 222-223, pp. 49-74.

PROGETTO CARG

Correggiari A., Trincardi F., Langone L. & Roveri M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf.* Journal of Sedimentary Research, **71/2**: 218-236.

Cossignani T., Cossignani V., Di Nisio A. & Passamonti M. (1992) - *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico. - Atlas of shells from Central Adriatic Sea*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.

Coward M.P., De Donatis M., Mazzoli S., Paltrinieri W. & Wezel F.C. (1999) - *Frontal part of the Northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy); shallow and deep structural styles.* Tectonics. **18**; 3, 559-574.

Cremaschi M., 1979. *Alcune osservazioni sul paleosuolo delle conoidi "wurmiane" poste al piede dell'Appennino emiliano*. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 2 (2), 187-195.

Cremaschi M., 1987. *Paleosols and Vetusols in the Central Po plain (Northern Italy)*. Edizioni Unicopli Milano, 306 pp.

Cremaschi M., 2000. *Manuale di geoarcheologia*. Laterza Edizioni, Roma, 386 pp.

Crescenti U., Ciancetti G.F., Coltorti M., Dramis F., Gentili B., Melidoro G., Nanni T., Pambianchi G., Rainone M., Semenza E., Sorriso-Valvo M., Tazioli F.S. & Vivalda P. (1983) - *La grande frana di Ancona del 1982*. XV Conv.Naz. Geotecnica, Spoleto 4-7/5/83, vol. III, 31-46, Roma.

Crescenti U., Coppola L., Tomassoni D. (1975) - *Sul Mio-Pliocene di Ancona; note di stratigrafia.* Bollettino del Servizio Geologico d'Italia. **95**, 1, 115-127.

Crescenti U., Crostella A., Donzelli G., & Raffi G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea nella regione marchigiano abruzzese (dal Lias al Miocene).* ParteII, Mem. Soc. geol. It. **8**, 343-420. Roma.

Crescenti U., Nanni T., Rampoldi R. & Stucchi M. (1978) - *Ancona: considerazioni sismotettoniche*. Boll. Geol. Teor. Appli. 73-74.

Cumin G. (1936) - *Il promontorio del Monte Conero*. Boll. R. Soc. Geogr. It., Roma.

Curzi P.V., Pennacchioni E. & Vivalda P. (1997) - *Il litorale alla foce del Fiume Musone: evoluzione morfologico strutturale.*

De Bosis G. (1860) - *Ancona e dintorni*, Ancona.

De Stigter H. C., Jorissen F. J. & Van der Zwaan G. J. (1998) - *Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **28**: 40-65.

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L. & Nicolich R. (1998) - *The CROP 03 traverse: insights on post-collisional evolution of northern apennines.* Memorie Società Geologica Italiana, **52**, 427-439

Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P. & Mongelli F. (1999) - *On the origin of W-directed subduction zones and application to the western Mediterranean.* Geological Society Special Publication, 156, 541-561.

Dondi, L., and Barbieri, R. (1982). *Foraminiferi/Padani (2nd ed.):* Milano (Agip S.p.A.).

Dramis F. (1993) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici ad ampio raggio nella genesi del rilievo appenninico.* In " Farabollini P. et al., Eds., Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennno centro-meridioanle", Studi Geologici Camerti, V.S., 1991-2, 9-15.

Dramis F., Pambianchi G., Nesci O. & Consoli M. (1991) - *Il ruolo degli elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana.* Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 287-293.

Elmi G., Nesci O., Savelli D. & Maltarello G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico centro settentrionale: processi geomorfologici e neotettonica.* Boll. Soc. Geol. It., **106** (4), 717-721.

Elter P., Giglia G., tongiorgi M. & Trevisan L., (1975). *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of Northern Apennines.* Boll.Geof.Teor.Appl., **17,** 3-19.

PROGETTO CARG

Eni (1972) - *Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia.* Ed. Eni, Roma.

F. Hilgen, H. Abdul Aziz, D. Bice, S. Iaccarino,W. Krijgsman, K. Kuiper, A. Montanari, I. Raffi, E. Turco, and W.J. Zachariasse. (2005) - *The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Tortonian Stage (Upper Miocene) at Monte Dei Corvi.* Episodes 28 (1), 6-17.

Fancelli R. & Radrizzani S. (1964) - *Foglio 118 Ancona. Note illustrative della Carta geologica d'Italia* 42p., Serv. Geol. d'It., Roma.

Folk R.L. & Ward W. (1957) - *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters.* Journ. Sed. Petr., **27**: 3-26.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1), 1-36.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42** (1), 37-63.

Frignani M. & Langone L (1991) - *Accumulation rates and 137 Cs distribution in sediments off the Po River delta and the Emilia-Romagna coast (niorthwestern Adriatic Sea, Itay).* Cont. Shelf Res, **11**: 525-542.

Garzonio C.A. (1997) - *Pericolosità per frana nel Bacino del Musone*. In " Nanni T. Ed., "Il bacino del fiume Musone. Geologia, geomorfologia Idrogeologia", Associazione dei Comuni di Osimo, Castelfidardo, Offagna, T.Nanni Ed., 85-99.

Garzonio ca. & Nanni t. (1992). *Idrogeologia della pianura alluvionale del fiume Musone.* Bollettino della Società Geologica Italiana, 112, 281-303.

Gentili B. & Pambianchi G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**, 204-217.

Gillet S. (1969) - *La faune messinienne des environs d'Ancona*. Giorn. Geol. s. 2,3: 69-100. Bologna.

Gori U. (1988) - *Contributo alla conoscenza della sedimentazione delle alluvioni quaternarie del Fiume Foglia (Marche).* Geogr. Fis. Din. Quat., **11** (2), 121-122.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, **1**,. 283-314.

Lechi G M., Nanni T. & Rampoldi R. (1977) - *Ancona; tettonica classica e da satellite a confronto; correlazione con gli eventi sismici*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. **20**; 75-76, 168-177.

Lipparini T. (1939) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., **13**, 5-22.

Manfredini M. (1951) - *Cause tettoniche di una frana di colocamento*. Boll. Serv. Geol. It. Vol. LXXIII Roma

Manfredini M. (1958) - *Fenomeni franosi nel territorio del Comune di Ancona*. Rel. Tecn. Comune di Ancona.

Marchesini E. (1941) - *Studio geologico del Monte Conero*. Giorn. Geol. vol. XV; Bologna.

Martini E. (1970) - *Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation*. Nature, **226**, 5245, 560-561.

Massari F. & Parea G.C. (1988) - *Progradational gravel beach sequences in a moderate to high. energy , microtidal marine environment.* Sedimentology, **35**, 881-913.

Massi A., Coltorti M., D'Errico F., Mussi M. & Zampetti D. (1997) - *La "Venere di Tolentino" e i pionieri della ricerca archeologica*. Origini, XXI, 23-65, Roma.

Micarelli A., Potetti M., Chiocchini M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana.* Studi Geologici Camerti. **3**; 57-86. 1977.

Montanari A., Asaro F., Michel H. V., and Kennet J.P. (1993) - *Iridium anomalies of late Eocene age at Massignano (Italy), and ODP Site 689B (Maud Rise, Antartic).* Palaios; October 1993; v. 8; no. 5; p. 420-437

PROGETTO CARG

Montanari A., Bice DM., Capo R, Coccioni R., Deino A, De Paolo DJ, Emmanuel L., Monechi S., Renard M., Zevenboom D. (1997) - *Integrated stratigraphy of the Chattian to Mide Burdigallian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy)* In: Miocene Stratigraphy - An integrated approach. A. Montanari G.S. Odin and R. Coccioni (Eds). Elsevier. 248-277.

Nanni T & Vivalda P. (1986) - *Caratteri idrogeologici schematici della successione pliopleistocenica e delle pianure alluvionali delle Marche.* Memorie Società Geologica Italiana, Vol. 35, pp. 12 fig., 3 tabb., Roma.

Nanni T & Vivalda P. (1987) - *Influenza della tettonica trasversale sulla morfogenesi delle pianure alluvionali marchigiane*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**, 180-192.

Nanni T. (1980) - *Note illustrative sulla geologia dell'Anconetano*. Ed. a cura della Regione Marche, Prov. Di Ancona e del Comune di Ancona.

Nanni T. (1985) - *Le falde di subalveo delle Marche: inquadramento idrogeologico, qualità delle acque ed elementi di neotettonica*. Materiali per la Programmazione, Regione Marche, 112 pp.

Nanni T. (1991) *Caratteri idrogeologici delle Marche. In "L'ambiente fisico delle Marche"*. Ed. SELCA e Regione Marche, 177206, Firenze.

Nanni T. (1997) - *Caratteri geologici del bacino idrografico del Fiume Musone*. In "Il bacino del fiume Musone. Geologia, geomorfologia Idrogeologia", Associazione dei Comuni di Osimo, Castelfidardo, Offagna, T.Nanni Ed., 15-47.

Nanni T. & Vivalda P. (1986) *Inquadramento idrogeologico ed influenza della tettonica sugli acquiferi di subalveo delle pianure marchigiane*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale "La geologia delle Marche". 73 Congr. Soc. Geol. It., 30 Settembre4 Ottobre, Roma.

Nanni T. & Zuppi G.M. (1986) *Acque salate e circolazione profonda in relazione all'assetto strutturale del fronte adriatico e padano dell'Appennino.* Memorie Società Geologica Italiana., Vol. 35, 3 fig., 1 tab., Roma.

Nanni T., Coltorti M. & Garzonio C.A. (1997). *Carta Geologica, idrogeologica e geomorfologica del bacino del Fiume Musone*. In Nanni Ed. "Il bacino del fiume Musone: geologia, geomorfologia ed idrogeologia" Ass.Comuni Osimo, Castelfidardo e Offagna, Osimo.

Nanni T., Pennacchioni E. & Rainone M. L. (1986) - *Il bacino pleistocenico marchigiano.* Atti Convegno Gruppo Sedimentologia. (a cura di T. Nanni), pp 143, 8 fig., 1 t.f.t., 57 Giugno, Ancona.

Nanni T., Pennacchioni E. & Ricci-Lucchi F. (1986) - *Il bacino pleistocenico marchigiano.* Atti Riun. Gruppo Sedimentologia del C.N.R., 13-44.

Negri A., Giunta S., Hilgen F.J., Krijgsman W., & Vai G.B. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic conditions at times of late Miocene sapropel formation.* Mar Micropal **36** (1), 13-30.

Nesci O. & Savelli D. (1986) - *Cicli continentali tardoquaternario lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **9**, 192-211

Nesci O. & Savelli D. (1990) - *Valley terraces in the northern Marche Apennines (Central Italy): cyclic deposition and erosion.* Giorn. Geol., ser. III, **52**, 188-195..

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) - North American Stratigraphic Code. AAPG, 67, 841-875.

Odin G.S., Guise P., Rex D.C. and Kreuzer H. (1988)- *K-AR and 39 Ar/40 Ar geocronology of Late Eocene biotites from the Northeastern Apennines.* In: Premoli Silva I., Coccioni R. and Montanari A. (Eds.) Interdisciplinary studies presented at the Eocene-Oligocene boundary ad hoc meeting. Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A. (editors): 239-245.

Odin GS., Montanari A. (1988) - *The Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy); a potential stratotype for the Eocene-Oligocene boundary.In: The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*; Interdisciplinary studies presented at the Eocene-Oligocene boundary ad hoc meeting. Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A. (editors) Pages 253-263.

PROGETTO
DRAFT

Ori G.G., Roveri M. & Vannoni F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (central Adriatic Sea, Italy).* Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 183-198.

Pialli G., Alvarez W. & Minelli G. (1995) - *Geodinamica dell'Appennino settentrionale e sue ripercussioni nell'evoluzione tettonica miocenica*. Studi Geol.Camerti, v.s., 1995/1, 523-536.

Pirini C. & Raddrizzani S. (1963) - *Stratigrafia del F. 118 "Ancona"*. Boll. Serv. Geol. d' Italia, **83**, 71-200.

Premoli Silva I. & Jenkins D.G. (1993) - *Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype*, Episodes, **16**, 379-382.

Premoli Silva I., Coccioni R. & Montanari A., (Editors), (1988) - *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin*, I.U.G.S. Subcommission on Paleogene Stratigraphy, Spec. Publ., Flli Aniballi Publ., Ancona, 268 pp.

Rainone M., Nanni T., Ori G.G. & Ricci Lucchi F. (1981). *A prograding gravel beach in Pleistocene fan delta deposits south of Ancona, Italy.* International Association of Sedimentologists, 2nd European Meeting, Bologna, 155-156.

Ricci Lucchi F. (1985) - *Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: example from Emilia-Romagna Region, northern Apennines.* Int.Symp.on Foreland Basins, Excursion Guide Book (Allen P., Homewood P & Williams G. Eds.).

Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremanini G., Gasperi G., Iaccarino S., Papani G., Raffi S. & Rio D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico.* In Cremonini G. & Ricci Lucchi F., Eds" Guida alla Geologia del Margine appenninico-padano", Soc.Geol.It, Bologna.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Kastens, K. A., Mascle, J., et al. (eds.), Proc. of ODP, Sci. Results, 107, pp. 513-533.

Roveri M., Ori G.G. & Zitelllini N. (1986) - *Sedimentazione plio-quaternaria nell'Adriatico centrale.* In "Nanni T. Ed." Atti Riun.Gruppo Sedimentologia del C.N.R., 141-146.

Segre C. (1909) - *La falda franosa di Montagnolo*, Boll. Soc. Geol. ital.

Segre C. (1919) - *Criteri geognostici per il consolidamento della falda franosa diel Montagnolo*. Boll. Soc. Geol. It., XXXVIII. Roma.

Selli R. (1949*). Caratteri geologici della regione Marchigiana.* Giorn. Geol. Bologna.

Servizio Geologico d'Italia (1966)- *Foglio 117 Jesi della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000.*

Servizio Geologico d'Italia (1967) - *Foglio 124 Macerata della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000.*

Servizio Geologico D'Italia (1992) - Carta geologica d'Italia 1:50.000: Guida al rilevamento. Quaderno n. 1.

Silvestrini M., Bassetti M., Boscato P., Coltorti M., Esu D., Lemorini C., Magnatti M., Peresani M. & Rossetti P. (2001) - *An Acheulean site of the Last Interglacial at Boccabianca (Cupramarittima, Marche).* Rivista di Sc.Preistoriche, **1**,21-71

Sissing W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **57** (3), 433-40.

Trincardi F., Asioli A., Cattaneo A., Correggiari A., Vigliotti S. & Accorsi C.A. (1996) - *Transgressive offshore deposits on the Central Adriatic shelf: architecture complexity and the record of the Younger Dryas short term event.* Il Quaternario, **9** (2), 753-762.

Vai G.B. & Castellarin A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale.* Studi Geologici Camerti. vol. spec. CROP 1-1A, 171-185.

Vanderberghe J. (2002) - *The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary.* Quaternary Intern., **91**, 17-23.

Villa G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., **16**, 5-75.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG