ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

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

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

foglio 354

TARQUINIA

a cura di:
R. Funiciello[1], D. De Rita[1] e A. Sposato[2] (coordinamento)
A. Esposito[1], M. Fabbri[1], P. Marsili[1], I. Mazzini[1], P. Paccara[1], A. Trigari[3]

con i contributi di:
C. Capelli[1], C. Faccenna[1], A. Fiorentino[4], R. Mazza[1], F. Rossetti[1], R. Sardella[5], M. Soligo[1], P. Tuccimei[1], I.M. Villa[2]

Area marina:
G.B. La Monica[5], F.L. Chiocci[5] (coordinamento)
F. Falese[5], B. Landini[5]

[1] Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;
[2] IGAG Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria CNR Roma;
[3] Libero professionista;
[4] Consulente scientifico per la biostratigrafia;
[5] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";

Ente realizzatore

REGIONE LAZIO

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 Lazio: **D. Mantero**

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**

Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: **D. Mancinella**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro (sedimentario)
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita (vulcanico)
S. D'Angelo, A. Fiorentino (aree sommerse)

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

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

PER LA REGIONE LAZIO:

Allestimento editoriale e cartografico:
C. Del Vecchio (coord), **A. Coppola**

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
ITALECO spa Roma, **F. Valeri** (coord.) , **G. Bolle**

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:
a cura della **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Lazio:
D. Mancinella

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I	**- INTRODUZIONE**	Pag.	7
1 .	- IL PROGETTO CARG LAZIO	»	7
2 .	- STUDI PRECEDENTI	»	8
2.1 .	- Aree Terrestri	»	8
2.2 .	- Aree Marine	»	22
3 .	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	26
3.1 .	- Principali Domini Strutturali	»	26
3.2 .	- Dati Geofisici	»	29
3.3 .	- Evoluzione Tettonica	»	31
4 .	- METODOLOGIA	»	33
4.1 .	- Aree Terrestri	»	33
4.2 .	- Aree Marine	»	36
4.2.1 .	- *Metodi di prospezione e dati utilizzati*	»	36
II	**- CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI DELLE UNITÀ AFFIORANTI**	»	39
1 .	- INQUADRAMENTO BIOSTRATIGRAFICO E BIOCRONOLOGICO	»	39
2 .	- CARATTERI STRATIGRAFICI	»	41
3 .	- UNITÀ MESO-CENOZOICHE	»	41
3.1 .	- Pietraforte	»	44
3.2 .	- Flysch della Tolfa	»	46
3.2.1 .	- *Membro di Poggio Vivo*	»	46
3.2.1.1 .	- Litofacies del Torrente Bidignone	»	47
3.2.2 .	- *Membro del Fosso Anitrella*	»	48
3.2.2.1 .	- Litofacies delle argilliti del Mignone	»	49
3.2.2.2 .	- Litofacies di Monte Fortino	»	50
3.3 .	- Unità di Guado della Spina	»	50
3.4 .	- Formazione Gessoso Solfifera	»	51
3.5 .	- Unità di Poggio Terzolo	»	51
4 .	- UNITÀ A LIMITI INCONFORMI	»	52
4.1 .	- Supersintema Spalle della Ciuffa	»	52
4.1.1 .	- *Unità del Fosso di San Savino*	»	53
4.2 .	- Supersintema Tarquinia	»	55
4.2.1 .	- *Macco*	»	56

PROGETTO CARG

4.2.2 . - *Unità di Pian della Regina* . . . . . » 57
4.2.3 . - *Unità di Poggio Martino* . . . . . » 58
4.2.4 . - *Lave di Casetta Fatevoi*. . . . . » 58
4.3 . - Supersintema Acquatraversa . . . . . » 59
4.3.1 . - *Unità di Macchia della Turchina* . . . . . » 59
4.3.2 . - *Unità di Poggio della Sorgente* . . . . . » 60
4.3.3 . - *Unità di Mandria Polidori* . . . . . » 61
4.3.4 . - *Unità di Poggio dell'Aretta* . . . . . » 61
4.4 . - Supersintema Aurelio-Pontino. . . . . » 62
4.4.1 . - *Sintema Grascetelle* . . . . . » 62
4.4.1.1 . - Unità di Podere San Marcello . . . . . » 63
4.4.2 . - *Sintema Torrente Biedano* . . . . . » 63
4.4.2.1 . - Unità della Rocca . . . . . » 64
4.4.2.2 . - Unità di Colle Ancarano. . . . . » 65
4.4.2.3 . - Unità di San Pantaleo . . . . . » 66
4.4.2.4 . - Unità del Torrente Vesca . . . . . » 67
4.4.2.5 . - Lave di Norchia . . . . . » 67
4.4.2.6 . - Unità del Fosso delle Favole . . . . . » 68
4.4.3 . - *Sintema Barca di Parma* . . . . . » 70
4.4.3.1 . - Lava di Casale Quarticciolo . . . . . » 70
4.4.3.2 . - Lava di Tuscania . . . . . » 71
4.4.3.3 . - Lava del Fosso dell'Acqua Alta . . . . . » 71
4.4.3.4 . - Unità di Lestra dell'Ospedale . . . . . » 72
4.4.3.5 . - Unità di Roccarespampani. . . . . » 73
4.4.3.6 . - Geocronologia radiometrica del livello di ricaduta pliniana posto alla base dell'Unità di Colle Ancarano (ANK) e la Lava di Casale Quarticciolo (LCQ), col metodo 39Ar/40Ar. . . » 75
4.4.3.7 . - Geocronologia radiometrica dei depositi travertinosi posti al tetto dell'unità di Roccarespampani col metodo del Th-230/U-234. Procedura L/L. . . . . » 82
4.4.4 . - *Sintema Fiume Fiora*. . . . . » 85
4.4.4.1 . - Unità di Castel Ghezzo . . . . . » 85
4.4.4.2 . - Unità del Sanguinaro . . . . . » 86
4.4.4.3 . - Unità di Pian d'Arcione . . . . . » 86
4.4.4.4 . - Formazione di Grotte di Castro . . . . . » 87
4.4.5 . - *Sintema Fiume Marta* . . . . . » 88
4.4.5.1 . - Tufo rosso a scorie nere vicano . . . . . » 89
4.4.5.2 . - Unità di Casale San Martino. . . . . » 91
4.4.5.3 . - Unità di Valle del Gatto . . . . . » 91
4.4.5.4 . - Unità di Casale Palombini. . . . . » 92
5 . - UNITA' OLOCENICHE . . . . . » 92

PROGETTO CARG

5.1 . - Depositi Alluvionali . . . . . » 92
5.2 . - Depositi di Spiaggia . . . . . » 93
5.3 . - Detriti di Falda . . . . . » 93
5.4 . - Corpi di Frana . . . . . » 94
5.5 . - Depositi Antropici . . . . . » 95

III - UNITÀ COSTITUENTI LA PIATTAFORMA CONTINENTALE . . . . . » 97
1 . - UNITA' PRECEDENTI L'ULTIMO CICLO EUSTATICO » 97
2 . - SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST-GLACIALE (SDP) » 100
2.1 . - Definizione della SDP . . . . . » 100
2.2 . - Inconformità Erosiva Wurmiana . . . . . » 100
2.3 . - Systems Tract Trasgressivo . . . . . » 101
2.3.1 . - *Riempimento di paleoalvei* . . . . . » 102
2.4 . - Systems Tract di Alto Stazionamento . . . . . » 104
3 . - SISTEMI DEPOSIZIONALI DI ALTO STAZIONAMENTO » 105
3.1 . - Sabbie Litorali . . . . . » 105
3.2 . - Sedimenti Palinsesti . . . . . » 106
3.3 . - Peliti di Piattaforma . . . . . » 107
3.4 . - Praterie di Fanerogame Marine . . . . . » 108

IV - GEOMORFOLOGIA . . . . . » 111
1 . - AREE TERRESTRI . . . . . » 111
2 . - AREE MARINE . . . . . » 114

V - TETTONICA E CONSIDERAZIONI SULLA NEOTETTONICA . . . . . » 115
1 . - AREE TERRESTRI . . . . . » 115
1.1 . - Le Strutture Deformative . . . . . » 117
2 . - VALUTAZIONI NEOTETTONICHE . . . . . » 118
3 . - AREE MARINE . . . . . » 120

VI - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI . . . . . » 125
1 . - GENERALITA' . . . . . » 125
2 . - MORFOLOGIA DEL TETTO DEL SUBSTRATO A BASSA PERMEA-BILITA . . . . . » 126
3 . - IL SISTEMA IDROGEOLOGICO DEI TERRAZZI MARINI PLEISTO-CENICI . . . . . » 127
3.1 . - Acquifero dei Terrazzi Marini Pleistocenici . . . . . » 128
3.2 . - Acquifero Biocalcarenitico della Dorsale di Tarquinia » 129
4 . - IL SISTEMA IDROGEOLOGICO VULSINO-VICANO» 130

PROGETTO CARG

VII - OPERE DELL'UOMO . . . . . » 133
1 . - ATTIVITA' ESTRATTIVA . . . . . » 133
2 . - URBANIZZAZIONE AREA COSTIERA . . . . . » 135

ABSTRACT . . . . . » 137
LEGEND of the 'TARQUINIA' 354 Geological Sheet . . . . . » 141
BIBLIOGRAFIA . . . . . » 154

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

1. - IL PROGETTO CARG LAZIO

Il Foglio 354 *Tarquinia* della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG (Legge 305/89) mediante convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Lazio, con finanziamento rispettivamente del 60 e 40%.

La realizzazione del Foglio è stata coordinata in ambito regionale dall'Assessorato all'ambiente che in accordo con il SGN ha definito un gruppo di lavoro, costituito per la parte a terra da 1 coordinatore scientifico, 2 direttori di rilevamento e 6 rilevatori, e per la parte a mare da 1 coordinatore scientifico, 1 direttore di rilevamento, 1 analista e 2 rilevatori.

In realtà le porzioni marine comprese nel Foglio *Tarquinia* sono di estensione limitate (17 kmq) e le ricerche si sono svolte in maniera preponderante nell'adiacente Foglio *Montalto di Castro* (353) cui si rimanda per una più dettagliata illustrazione dell'assetto stratigrafico e sedimentologico della piattaforma continentale.

2. – STUDI PRECEDENTI

2.1. - AREE TERRESTRI

(a cura di D. De Rita, A. Esposito, M. Fabbri, P. Marsili, I. Mazzini, P. Paccara, A. Sposato)

Le informazioni di carattere storico-geologico che sono di seguito esposte sono state organizzate secondo la suddivisione, proposta da numerosi Autori, in unità sedimentarie legate ai cicli pre-orogenico, sin-orogenico e post-orogenico, cercando, dove possibile, di dare informazioni sui loro rapporti reciproci.

Studi geologici sono stati condotti in quest'area fin dal '500, essi hanno però avuto quasi sempre una finalizzazione molto specifica volta alla determinazione e alla valutazione delle risorse minerarie presenti nell'area.

E' solamente a partire dalla seconda metà dell'800 che sono iniziati i primi studi finalizzati all'individuazione della sequenza stratigrafica ed alla determinazione cronologica dei litotipi affioranti con una serie di lavori ad opera di DE STEFANI (1881, 1887) e DE BOSNIASKI (1881). Nel 1888 MODERNI, PERRONE e ZEZI effettuarono il rilevamento dei Fogli N°142 "Civitavecchia" e N°143 "Bracciano" della Carta Geologica d'Italia.

Si deve arrivare alla metà del 1900 per avere le prime osservazioni circa l'assetto strutturale delle formazioni affioranti in quest'area.

MERLA (1951), riprendendo alcune considerazioni di MIGLIORINI (1949), avanza per la prima volta l'ipotesi dell'alloctonia per i litotipi sedimentari della zona.

SCARSELLA, alcuni anni dopo (1953), in una nota preliminare al rilevamento del Foglio Civitavecchia, attribuisce i terreni non flyschoidi ad una facies "maremmana" differente da quella "umbro-marchigiana-sabina".

Nel 1959 MAXIA & ROMAGNOLI, nell'area compresa tra Civitavecchia e Tolfa, distinguono due serie in rapporti stratigrafici complessi: una "autoctona" in facies toscana e umbra e l'altra "alloctona" in facies toscana, «prive di chiari rapporti stratigrafici diretti».

Nel 1964 LOSAPPIO, sulla base di studi petrografici e biostratigrafici attribuisce l'arenaria affiorante nella zona di Civitavecchia alla formazione della Pietraforte. MALESANI, nel 1966, evidenzia il fatto che la Pietraforte è collocata stratigraficamente all'interno della formazione di Sillano, presenta spessori molto variabili e non è un orizzonte continuo.

I maggiori contributi per la comprensione geologica dell'area si ebbero a partire dagli anni '70.

ABBATE & SAGRI (1970, 1982), definiscono le caratteristiche delle sequenze di eugeosinclinale dell'Appennino settentrionale. In particolare, essi individuano tre unità litostratigrafiche coeve e molto simili: formazione di Sillano,

PROGETTO CARG

formazione di S. Fiora e formazione della Tolfa. La Pietraforte viene interpretata, da questi autori, come un insieme di corpi lentiformi più o meno discontinui all'interno di queste unità.

ALBERTI *et alii* (1970), nelle Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, riconoscono una serie "carbonatica basale", riferibile al Lias, ricoperta stratigraficamente, sia pure con lacune, da una successione continua dal Cretacico medio-superiore fino al Miocene inferiore. Quest'ultima comprende alla base una formazione di argilloscisti policromi passanti superiormente alla Pietraforte di età Turoniano-Campaniano. Al di sopra, ed in continuità di sedimentazione, gli Autori propongono una "serie comprensiva" formata da alternanze tra calcari, calcari marnosi, calcareniti, marne ed argilloscisti caratterizzate da frequenti eteropie ed interdigitazioni. Alla base della formazione flyschoide si trovano masse ofiolitiche, in genere di modeste proporzioni.

FAZZINI *et alii*, nel 1972, propongono un modello interpretativo molto diverso. Essi individuano un complesso flyschoide "alloctono" costituito da due unità: una "interna" e l'altra "esterna" tettonicamente sovrapposte.

L'unità esterna, sovrapposta al complesso basale (falda toscana), è costituita dai flysch tolfetani. Si tratta di calcari marnosi, calcareniti, marne, argille ed argilliti di età compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene; secondo questi Autori i litotipi affioranti sono distinguibili nelle seguenti formazioni: *Flysch argilloso-calcareo*; *Flysch calcareo con lenti di marne rosse*; *Formazione del Mignone*; *Flysch calcareo e marne rosate*; *Flysch arenaceo*.

L'unità interna, tettonicamente sovrapposta all'unità dei flysch tolfetani, è invece costituita da tre formazioni: *Argilloscisti varicolori manganesiferi*; *Pietraforte*; *Argille e calcari* (Formazione di Sillano).

La stessa interpretazione viene proposta anche da BALDI *et alii* (1974), nel loro studio sul substrato della copertura vulcanica laziale, e da DEVOTO & LOMBARDI (1977).

Anche per BETTELLI *et alii* (1980a, 1980b) le arenarie della Pietraforte sono legate inferiormente ad un proprio complesso di base costituito dagli Argilloscisti manganesiferi del Cretacico inferiore e superiore. L'insieme degli argilloscisti più arenarie della Pietraforte si trova tettonicamente sovrapposto all'Unità del Canetolo e/o ai flysch tolfetani i quali, a loro volta, sono sovrapposti alle Unità della Falda Toscana.

L'Unità della Pietraforte, nella ricostruzione proposta da questi autori, occupa una posizione interna rispetto ai bacini dei flysch tolfetani e del "Canetolo" potendo presentare, tuttavia, "probabili rapporti laterali con la parte cretacica dei Flysch Tolfetani".

Secondo CIVITELLI & CORDA (1982), l'insieme Argilliti - Pietraforte costituisce invece una grossa lente situata nella porzione inferiore dei flysch

PROGETTO CARG

calcarei; la sua posizione stratigrafica è posta infatti tra il flysch argilloso-calcareo (FAZZINI *et alii*, 1972), alla base, ed il flysch calcareo marnoso (FAZZINI *et alii*, 1972), al tetto.

La Pietraforte dell'area tolfetana sembra «costituire più corpi canalizzati, separati da facies di intercanale, sovrapposti stratigraficamente a torbiditi distali, nell'ambito di una sedimentazione emipelagico-terrigena»; per questi Autori le arenarie della Pietraforte costituiscono quindi dei corpi lentiformi all'interno delle argilliti varicolori manganesifere.

Successivamente, studi sulle associazioni a nannofossili (GARDIN, 1992), e poi a radiolari e nannofossili (MARCUCCI & GARDIN, 1992), presentano evidenze biostratigrafiche che depongono a favore dell'interpretazione di FAZZINI *et alii* (1972). Su questa base FAZZINI & GARDIN (1994) propongono una nuova ricostruzione dell'evoluzione tettonica del bacino, fermi restando i rapporti tettonici tra Flysch della Tolfa e Pietraforte.

Come si può osservare, differenti Autori (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; CIVITELLI & CORDA, 1982) hanno fornito interpretazioni discordanti sia per quanto riguarda la determinazione della sequenze stratigrafiche sia per la definizione delle diverse Unità strutturali e dei loro rapporti reciproci. La difficoltà di stabilire in maniera univoca questi elementi fondamentali per la comprensione dell'assetto geologico di superficie derivano essenzialmente dalla omogeneità dei litotipi affioranti, dalla complessità dell'assetto strutturale e dalla scarsità di affioramenti significativi.

Il tentativo di effettuare delle correlazioni a carattere regionale tra le formazioni affioranti nell'area di questo studio ed i terreni alloctoni della Toscana meridionale ha indotto numerosi Autori (FAZZINI *et alii*, 1972, BETTELLI *et alii*, 1978, BETTELLI, 1985; BONAZZI *et alii*, 1992) a suggerire l'opportunità di correlare il "Complesso di Canetolo" ad alcune formazioni riconosciute nella Toscana meridionale che costituiscono il primo ricoprimento sulla "Unità della Falda Toscana" e che, da un punto di vista paleogeografico, si suppongono occupare una posizione intermedia tra i domini "ligure" e "toscano".

Il "Canetolo" definito da ZANZUCCHI (1963, 1967) per l'Appennino parmense è stato infatti correlato (BETTELLI 1980, 1985) con alcuni termini della successione stratigrafica ricostruita nei Monti della Tolfa che, oltre a presentare diverse affinità litologiche col "Complesso di Canetolo", costituisce nel Lazio settentrionale l'unità tettonicamente sovrapposta a diversi termini della serie toscana (come si può osservare in corrispondenza delle finestre tettoniche di Bagnarello, Sasso e Bagni di Traiano).

Nello studio del 1985 BETTELLI riconosce, in una zona compresa tra le valli dei fiumi Albegna e Fiora, cinque unità tettoniche sovrapposte che, dal basso verso l'alto, sono: Unità di copertura Toscana, Unità di Canetolo, Unità

PROGETTO CARG

Argilloso calcarea, Unità della Pietraforte, Unità ofiolitica. Questo Autore stabilisce un'analogia tra il complesso alloctono di Canetolo ed il complesso dei flysch tolfetani.

BONAZZI *et alii* (1992) includono nell'Unità di Canetolo anche l'Unità Argilloso calcarea individuata da Bettelli. La successione tipo dell'Unità del Canetolo (nella valle del Fiume Albegna) quindi, dal basso verso l'alto, è la seguente: flysch argilloso-calcareo, flysch calcareo, Formazione del Mignone, flysch calcareo-marnoso, Argille e calcari, Calcareniti di Scansano, Arenarie di Scerpena. Ad eccezione degli ultimi due termini che risultano spesso mancanti o sono facilmente confondibili con il Macigno o con la Pietraforte, gli altri sono perfettamente correlabili con la serie dei flysch tolfetani individuata da FAZZINI *et alii* (1972) (fig. 1).

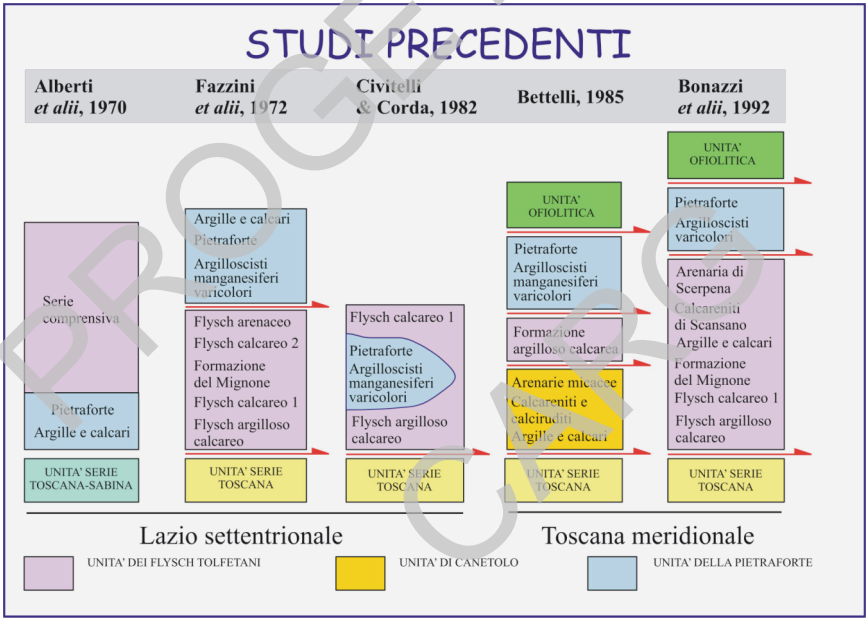


Fig. 1 – *Schema riassuntivo dei principali studi precedenti*

I sondaggi esplorativi effettuati dall'ENEL nella regione sabatino-vulsina, per ricerche geotermiche, fin dalla seconda metà degli anni '70, hanno incontrato l'Unità dei flysch alloctoni in profondità. Alcuni sondaggi hanno attraversato l'unità per circa 2000-3000 m. Il rapporto di sovrapposizione tettonica tra questa unità e le sottostanti unità della Falda Toscana e di quella sabina risulta molto

PROGETTO CARG

chiaro dalla stratigrafia di questi sondaggi. In particolare, nei settori più occidentali del Lazio settentrionale, l'Unità dei flysch alloctoni è sovrapposta tettonicamente ad Unità della Falda Toscana, mentre nei settori più orientali la sovrapposizione avviene sulla Falda Sabina.

La posizione stratigrafica dell'Unità della Pietraforte non è stata chiarita neppure da queste indagini poiché si verifica una certa disomogeneità nell'identificazione delle diverse unità alloctone cui è legata.

I depositi legati al ciclo sin-orogenico o tardo-orogenico sono rappresentati, in quest'area, da una formazione conosciuta in letteratura come "Arenarie di Manciano".

Una prima indicazione di questo litotipo venne fornita da BONADONNA nel 1967. Nelle edizioni del 1888 e del 1959 dei Fogli geologici, gli affioramenti di queste arenarie erano stati attribuiti rispettivamente al Pliocene superiore ed al Quaternario antico.

FAZZINI *et alii* (1972) correlano gli affioramenti di arenaria rilevati nell'area dei Monti della Tolfa alla formazione di Manciano attribuita da PELLEGRINI (1967a, 1967b) al Burdigaliano.

Nel lavoro del 1980b, BETTELLI *et alii* individuano nel Miocene inferiore una sedimentazione "molassica" nelle zone interne del bacino ligure: le "Arenarie di Manciano". La posizione stratigrafica di questa formazione è discordante sui termini dei flysch tolfetani.

BONAZZI *et alii* (1992), nelle note alla Carta Geologica del Fiume Albegna, attribuiscono le Arenarie di Manciano alle Unità Epiliguri. Queste si trovano stratigraficamente sovrapposte alle Unità Liguri e sono state traslate passivamente con gli ultimi spostamenti della coltre alloctona. Questi Autori sostengono che le Arenarie di Manciano giacciono prevalentemente sull'Unità del Canetolo e dei flysch tolfetani, anche se nella zona "tipo" poggiano sull'Unità Ofiolitica.

DECANDIA *et alii* (1993) considerano «i depositi epiliguri come sedimenti neoautoctoni nel Bacino corso e come sedimenti sviluppatisi in un bacino di *piggy-ba*ck posto sulle unità liguri all'esterno della dorsale medio-toscana. Questi sedimenti, insieme alle Liguridi, hanno subito, per il progressivo raccorciamento del substrato, una traslazione relativa verso oriente nel Tortoniano inferiore. Nel bacino di *piggy-back* si sono deposti la "S. Marino-M. Fumaiolo Sequence" e, sul suo margine occidentale, i sedimenti di Ponsano, Manciano e Capalbio».

I litotipi miocenici del ciclo post-orogenico, il cosiddetto "neoautoctono", sono segnalati da ALBERTI *et alii* (1970) nelle Note Illustrative dei Fogli 136 e 142 come "*Marne e argille con gessi, conglomerati e sabbie*".

FAZZINI *et alii* (1972) rilevano i depositi del complesso neoautoctono che poggiano in discordanza sulle diverse formazioni alloctone. Si tratta di una

PROGETTO CARG

formazione detritica conglomeratica i cui ciottoli provengono dall'erosione dei litotipi appartenenti al complesso alloctono. Gli Autori attribuiscono a questi depositi una facies «strettamente legata all'ambiente continentale» riferibile ad una foce fluviale o lacustre e attribuiscono in maniera incerta questi depositi al Messiniano.

Solo nel 1983 FREGNI *et alii*, in un lavoro svolto tra i Monti Romani ed i Monti della Tolfa, distinguono due cicli di sedimentazione per questi depositi e li datano con certezza. Il primo ciclo, di età messiniana, è caratterizzato da depositi evaporitici; il secondo, di età prevalentemente pliocenica, inizia con depositi continentali lacustri di età messiniana superiore e continua con sedimenti marini. I rapporti tra i due cicli, nella zona tra Tarquinia e Monte Romano, sono sia eteropici sia trasgressivi.

Anche BARBERI *et alii* (1994) riconoscono due cicli sedimentari miocenici che, secondo PASQUARÈ *et alii* (1983), sono separati da una fase tettonica.

DE RITA *et alii* (1997), in un lavoro multidisciplinare, individuano nella zona in studio due bacini neogenici subsidenti: il bacino di Tolfa ad est dei rilievi vulcanici omonimi ed il bacino di Tarquinia. I depositi messiniani, rappresentati da conglomerati intercalati ad argille sabbiose con lenti di gesso, sono correlabili con i "Conglomerati di Montebamboli". Questi Autori propongono un'evoluzione del bacino di Tolfa secondo un modello tipo "*half-graben*", suggerito dalla presenza di una faglia bordiera ubicata al limite occidentale del bacino stesso.

Nel corso del Pliocene basale parte del Bacino di Tarquinia (BARBERI *et alii*, 1994), è stata interessata da una trasgressione marina i cui sedimenti sono affioranti soprattutto lungo la valle del Fiume Marta e nei dintorni di Tarquinia, oltre ad essere stati incontrati ed analizzati in sondaggi dell'ENEL e dell'ENEL-AGIP. Si tratta per lo più di sedimenti argillosi, con un aumento della frazione sabbiosa e subordinatamente ghiaiosa nella parte medio-alta del Pliocene.

Diversi Autori distinguono il Pliocene della zona in due serie plioceniche, parzialmente eteropiche tra loro e nelle quali sono raggruppate le diverse litofacies affioranti: la "Serie pliocenica parzialmente comprensiva" e la "Serie pliocenica differenziata".

BALDI *et alii* (1974) e FREGNI *et alii* (1983) riconsiderano la parte inferiore della "Serie pliocenica parzialmente comprensiva", distinguendo delle "argille grigio-azzurre con cristalli isolati di gesso" del Pliocene inferiore dal sovrastante "Calcare di Tarquinia" ("Macco") riferito al Pliocene inferiore-medio; quest'ultimo passa lateralmente a «sabbie gialle, molasse, arenarie calcaree e lenti di conglomerato».

FAZZINI *et alii* (1972) individuano una lacuna stratigrafica tra il Pliocene inferiore e la parte basale del Pliocene medio, interpretandola come connessa al sollevamento tettonico durante l'attività magmatica locale del complesso

PROGETTO CARG

Tolfetano-Cerite. Gli stessi Autori riconoscono una forte variabilità laterale tra formazioni: termini conglomeratici in matrice sabbiosa mostrano passaggi laterali eteropici ad argille grigie, mentre le stesse argille grigie mostrano eteropia con le sabbie gialle o con il "Macco". La "Serie pliocenica differenziata" comincia con le "Argille a *Cladocora*" ed è caratterizzata, nella parte superiore, da una predominanza di sedimenti a granulometria grossolana (sabbie gialle, molasse e conglomerati sabbiosi). CONATO & DAI PRA (1980) attribuiscono a questa successione trasgressiva un'età pleistocenica inferiore sulla base delle associazioni a foraminiferi presenti nelle "Argille a *Cladocora*". I rapporti con la precedente Serie comprensiva sono di tipo eteropico nelle aree in destra del Marta, mentre sono di sovrapposizione trasgressiva nella zona tra Tarquinia e Monte Romano (FAZZINI *et alii*, 1972).

Sulla base di questi dati la prima disconformità infrapliocenica è compresa tra 3,5 e 3,2 Ma, mentre la seconda viene genericamente compresa tra 2,5 Ma e la base del Pleistocene.

Gli affioramenti della "Serie pliocenica comprensiva" sono osservabili soprattutto in una fascia allungata N-S, tra Blera, Civitella Cesi e Tolfa, a quote comprese tra 200 e 400 m s.l.m., mentre una seconda area, allungata in direzione circa NW-SE e limitata a SW dall'Aurelia, non raggiunge i 200 m s.l.m.

I termini Pliocenici sono stati spesso incontrati in sondaggi geognostici a diverse profondità, quasi sempre con le caratteristiche litologiche tipiche dei termini pliocenici marini (argille e argille sabbiose), ma anche con termini conglomeratici.

CARBONI *et alii* (1994), in uno studio cronostratigrafico di campioni prelevati da sondaggi, distinguono un Pliocene inferiore, medio e superiore sulla base delle associazioni a foraminiferi e a nannofossili calcarei. La porzione inferiore del Pliocene è caratterizzata litologicamente da una netta predominanza di depositi argillosi o limo-argillosi. Tale litofacies è direttamente sovrapposta ad argille di ambiente salmastro attribuite al Messiniano-Pliocene basale. Il Pliocene medio è contraddistinto dalla presenza di ghiaie alla base che gli Autori attribuiscono ad una disconformità stratigrafica dovuta ad un episodio erosivo sul Pliocene inferiore.

I successivi depositi quaternari sono di origine sia marina sia continentale legati alle oscillazioni eustatiche connesse con le variazioni climatiche globali. Questo aspetto, in un'area depressa durante il Pliocene, assume una certa importanza morfologica soprattutto in relazione al sollevamento dell'area dovuto all'inizio dell'attività vulcanica del distretto Vulsino (Pleistocene inferiore-medio). Successioni marine quaternarie (di età tra loro diversa) si possono osservare su tutto il litorale alto-laziale, a nord di Montalto di Castro fino a sud di Tarquinia.

PROGETTO CARG

La presenza di depositi terrazzati di origine marina è stata oggetto di approfonditi studi negli ultimi anni (BONADONNA, 1967; DAI PRA, 1978; CONATO & DAI PRA, 1980; AMBROSETTI *et alii*, 1981; RADTKE *et alii*, 1982; BARTOLINI & BOSI, 1983; RADTKE *et alii*, 1983; RADTKE, 1983; BARTOLINI *et alii*, 1984; HEARTY & DAI PRA, 1986a, 1986b; BOSI *et alii*, 1990; PALIERI *et alii*, 1990; MESSINA *et alii*, 1990; BELLUOMINI *et alii*, 1993).

Recenti studi condotti da BOSI *et alii* (1990), in occasione della «Escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale», rivedono criticamente lo schema stratigrafico illustrato in AMBROSETTI *et alii* (1981) per il Pleistocene inferiore e propongono nuove unità stratigrafiche utilizzando i criteri dell'allostratigrafia.

Depositi marini e continentali terrazzati, precedenti l'inizio dell'attività vulcanica vulsina e tra i più antichi osservabili, sono stati descritti da AMBROSETTI *et alii* (1981) nell'area immediatamente a nord di Montalto di Castro. A SW di Tarquinia, la cosiddetta "Spianata di Macchia della Turchina" potrebbe corrispondere ad un ciclo infrapleistocenico per CONATO & DAI PRA (1980), al contrario di quanto sostenuto da FAZZINI *et alii* (1972), che le attribuiscono un'età corrispondente al Pliocene medio-superiore. Analoga situazione per la zona di Casale Pisciarello (Tarquinia), dove è stato descritto un terrazzo costituito da sabbie e calcareniti trasgressive sulle argille plioceniche (BOSI *et alii*, 1990).

Per quanto riguarda la zona a nord di Montalto di Castro, la presenza di depositi del Pleistocene inferiore è segnalata da AMBROSETTI *et alii* (1981). Gli Autori distinguono sedimenti con caratteristiche litologiche particolari ("Sabbie e ghiaie silicee di Mandria Polidori"), costituite essenzialmente da sabbie silicee, con intercalazioni di argille e di conglomerati a clasti quarzitici e metamorfici che successivamente BOSI *et alii* (1990) riferiscono al Pleistocene inferiore sulla base del nannoplancton calcareo (biozona MNN 19b, RIO *et alii*, 1990). A tale proposito la Cartografia Ufficiale (Foglio 136 Tuscania della Carta Geologica d'Italia 1:100.000), non fornisce utili indicazioni essendo troppo generica la suddivisione adottata. BOSI *et alii* (1990) inseriscono le sabbie silicee di Mandria Polidori nell'«Insieme di Campomorto» insieme ad una successione descritta come «costituita da ciottolami di varia litologia (principalmente quarzosi, silicei e calcarei) privi di macrofossili». Questa successione non affiora mai ma è stata rinvenuta in sondaggio. I rapporti tra le due successioni non vengono chiariti, ipotizzando un rapporto o eteropico o erosivo.

Nell'area a sud di Montalto fino a Tarquinia in BOSI *et alii* (1990) viene descritto il «Gruppo di San Marcello», costituito da sedimenti calcarenitici, conglomerati e sabbie fossilifere, sviluppati su due ordini di terrazzi a quote elevate (tra 80 e 160 m s.l.m.). RADTKE (1983), sulla base della bassa quantità di

PROGETTO CARG

minerali vulcanici presenti in questi sedimenti, suggerisce un'età Pleistocene inferiore-medio, appena successiva all'inizio dell'attività alcalino-potassica del Vulcano Vulsino.

Nelle medesime aree, gli Autori individuano e descrivono sedimenti argillosi e sabbiosi francamente marini ("Argille di Fontanile Secco") fossiliferi ai quali si sovrappongono in disconformità stratigrafica depositi marini costituiti da sabbie e calcareniti fossilifere (Calcareniti, Conglomerati e Sabbie di Montalto). BOSI *et alii* (1990) riuniscono le due formazioni informali nell'«Insieme dell'Arrone», riferendo le "Argille di Fontanile Secco" alle biozone MNN19b e MNN19d (Pleistocene inferiore) e, tentativamente, l'altra formazione ad un evento successivo all'inizio dell'attività vulcanica alcalino potassica, come sostenuto da RADTKE (1983). Anche in questo caso i rapporti tra le due unità non sono chiari, non essendoci elementi per verificare se si siano deposti in continuità o se i conglomerati siano trasgressivi sulle argille.

Il Pleistocene medio affiora estesamente nell'area oggetto di studio. AMBROSETTI *et alii* (1981) individuano, nel Pleistocene medio, una successione che parte dal "Complesso vulcanitico della Valle del Fiora" comprendendo "Sabbie e ghiaie inferiori", "Ghiaie e tufiti del Tafone", "Limi e sabbie di S. Agostino", "Sabbie e ghiaie superiori", "Complesso a *Cerastoderma* e *Glycimeris*", "Piroclastiti e tufiti di Montalto", "Limi e sabbie di Rompicollo", "Complesso fluvio-lacustre a vulcaniti rimaneggiate", "Complesso continentale di Casale Palombini".

HEARTY & DAI PRA (1987) segnalano il Pleistocene medio nel settore compreso tra il Fosso Chiarone e il Fiume Mignone. E' costituito da depositi marini e lagunari ricchi di malacofauna, in particolare molluschi salmastri come *Cerastoderma* sp. Su questo è stata effettuata l'epimerizzazione degli aminoacidi che ha fornito, come intervallo temporale, l'aminozona G.

BOSI *et alii* (1990) riferiscono al Pleistocene medio la "Formazione di Barca di Parma" e "La formazione del Fiora". La prima viene suddivisa in 3 membri che includono la "panchina a *Glycimeris*" di BONADONNA (1967), le "Sabbie inferiori" e "Limi e sabbie di S. Agostino" di AMBROSETTI *et alii* (1981), la "formazione di S. Pantaleo" di HEARTY & DAI PRA (1987). La seconda comprende due membri corrispondenti, in parte, alle "Sabbie superiori", "Complesso delle vulcaniti rimaneggiate", "Complesso a *Cerastoderma* e *Glycimeris*" e "Limi e sabbie di Rompicollo" di AMBROSETTI *et alii* (1981).

La Formazione di Barca di Parma è costituita da sedimenti di origine marina e fluviale ad elementi prevalentemente vulcanici, ricoperti da tufiti continentali. Al loro interno sono presenti orizzonti fossiliferi caratterizzati da *Glycimeris* sp. costituiti principalmente da sabbie laminate.

La Formazione del Fiora corrisponde a due ambienti relativi ad uno stesso ciclo sedimentario; uno riferibile al paleoalveo del Fiume Fiora descritto in un

PROGETTO CARG

lavoro specifico da MESSINA *et alii* (1990) e l'altro costituito prevalentemente da sabbie grossolane di origine vulcanica deposte in ambiente da marino a salmastro contenente fauna a *Donax* sp., *Venus* sp., *Glycimeris* sp. e *Cerastoderma* sp.

Il "Complesso continentale di Casale Palombini" di AMBROSETTI *et alii* (1981) viene incluso da BOSI *et alii* (1990) nella Formazione di Casale Palombini con un'età estesa al Pleistocene superiore. Essa è costituita da sabbie limose con ghiaie caratterizzate da clasti di origine vulcanica e sedimentaria deposte in ambiente continentale.

Per quanto riguarda il Pleistocene superiore AMBROSETTI *et alii* (1981) individuano un complesso formato da sedimenti di varia origine (marina, fluviale ed eolica) affiorante nella zona costiera ad una distanza massima della linea di costa di circa 2 km denominato "Complesso marino e continentale superiore". La parte marina del complesso è caratterizzata da ricca malacofauna ad affinità senegalese. Sedimenti attribuiti al Pleistocene superiore sono stati rinvenuti da BARTOLINI *et alii* (1984) utilizzando il metodo della epimerizzazione dell'isoleucina su gusci di *Glycymeris* sp. e *Cerastoderma* sp. Esemplari di *Strombus bubonius* (LAMARCK) sono stati rinvenuti rispettivamente nella piana di Tarquinia ed in località Il Mandrione (PALIERI & SPOSATO, 1988) all'interno di calcareniti con minerali vulcanici passanti a sabbie sciolte.

BOSI *et alii* (1990) indicano il "Complesso marino e continentale superiore" come "Gruppo di Pian di Spille" che rappresenta il prodotto di due cicli sedimentari; il primo, riferibile al Tirreniano a *Strombus*, si rinviene anche in riva sinistra del Fiora sotto forma di sedimenti fluviali terrazzati. Il secondo corrisponde ad un ciclo successivo individuabile solo nella zona di Marina di Montalto come evidenza morfologica. BELLUOMINI *et alii* (1993) identificano lungo il litorale laziale depositi attribuiti indirettamente allo stato isotopico 5 (SHACKLETON, 1995) tramite la racemizzazione dell'isoleucina.

I prodotti vulcanici affioranti nell'area dei fogli al 50.000 Montalto di Castro e Tarquinia vengono attribuiti dagli Autori all'attività di quattro diversi distretti vulcanici, il distretto Vulsino, Vicano, Sabatino e il distretto di Tolfa-Cerite-Manziana. Questi distretti fanno parte della Provincia vulcanica tosco-laziale sviluppatasi dalla fine del Pliocene in una zona strutturalmente depressa, parallela alla costa (*Graben* principale). I distretti Vulsino e Vicano sono caratterizzati da rocce appartenenti alla serie potassica e/o ad alto contenuto in potassio, generalmente considerate dagli Autori generate da magmi di origine mantellica. Entrambi i distretti sono caratterizzati da un alto grado di esplosività ed hanno eruttato in prevalenza colate piroclastiche, prodotti di ricaduta ed idromagmatiti con subordinate effusioni laviche in un intervallo di tempo compreso tra 0.6 Ma (VILLA, 1987) e il recente.

PROGETTO CARG

Al Distretto di Tolfa-Cerite-Manziana appartengono rocce da acide ad intermedie, termini di natura ibrida tra componenti di origine crostale e mantellica. Tale natura ibrida viene solitamente imputata a processi di fusione crostale dovuti alla risalita di fusi mantellici che sono considerati responsabili dell'anatessi e che si sono poi mescolati con i fusi acidi derivanti dall'anatessi stessa (CLAUSEN & HOLM, 1990).

La risalita a giorno dei magmi nell'area tolfetana si sarebbe verificata in età tardo pliocenica (LOMBARDI *et alii*, 1974; DE RITA *et alii*, 1994; 1997), età avvalorata anche dai rapporti stratigrafici con le unità sedimentarie pre-vulcaniche. I sedimenti del Pliocene superiore sono infatti coinvolti nei processi di risalita magmatica superficiale (DE RITA *et alii*, 1994; 1997). Le evidenze stratigrafiche di terreno contrastano fortemente con l'età radiometrica proposta da VILLA *et alii* (1989), che indicano un'età delle vulcaniti acide intorno ai 3.46 Ma.

Il Distretto vulcanico vulsino è il più orientale dei distretti vulcanici del Lazio. NAPPI & MARINI (1986) suddividono la sua attività in quattro cicli principali:

1) Ciclo del Paleobolsena

Intorno ai 0.6 Ma (CIONI *et alii*, 1989; BARBERI *et alii*, 1994; NAPPI *et alii*, 1995 e relativa bibliografia) l'attività si manifesta in corrispondenza di un primitivo centro localizzato ai margini nord orientali dell'attuale conca lacustre di Bolsena, a cui sono attribuiti i prodotti più antichi e periferici del Distretto Vulsino (NAPPI & MARINI, 1986; AURISICCHIO *et alii*, 1992).

2) Ciclo di Bolsena

L'attività di questo ciclo può essere suddivisa in due sottocicli (NAPPI & MARINI, 1986).

Il primo sottociclo ha un'età intorno ai 0.4 Ma (VAREKAMP, 1979; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; NAPPI & MARINI, 1986) ed è caratterizzato da una fase iniziale prevalentemente effusiva da apparati monogenici lungo il bordo nord orientale del Lago di Bolsena. Termina con un collasso settoriale e la formazione di un bacino lacustre situato a nord est dell'abitato di Bolsena (NAPPI & MARINI, 1986).

Il secondo sottociclo ha una natura essenzialmente esplosiva di tipo stromboliano e pliniano con centri sicuramente all'interno dell'attuale caldera. Termina con l'eruzione dell'Ignimbrite di Orvieto (NAPPI *et alii*, 1982) o Ignimbrite C di SPARKS (1975) o Lubriano Formation di VAREKAMP (1979, 1980) che causa un ulteriore collasso del settore nord-orientale della caldera di Bolsena.

3) Ciclo di Montefiascone

Il centro di Montefiascone è localizzato nel settore orientale del Distretto Vulsino. I prodotti del centro di Montefiascone interessano solo

PROGETTO CARG

marginalmente i Fogli Tarquinia e Montalto di Castro, pertanto non verranno descritti.

4) Ciclo di Latera

Il ciclo di Latera inizia con un'attività prevalentemente strato areale (NAPPI, 1969), che si conclude intorno ai 0.3 Ma (NAPPI *et alii*, 1995). Questa fase viene seguita da una serie di eruzioni pliniane ed idropliniane con la messa in posto di colate piroclastiche quasi tutte di tipo trachitico in un intervallo di tempo compreso tra 0.278 e 0.166 Ma (METZELTIN & VEZZOLI, 1983). Alla messa in posto di ciascuna delle ignimbriti contribuiscono grandi volumi di magmi, con conseguente svuotamento delle camere magmatiche e collasso calderico. Nella fase finale del ciclo di Latera si ha una ripresa dell'attività stromboliana con apparati intracalderici e circumcalderici (NAPPI & MARINI, 1986).

Il vulcano di Vico, posto immediatamente a sud del Distretto vulsino, è caratterizzato dalla presenza di un apparato centrale, dalla tipica forma di stratocono con la parte sommitale troncata da una caldera eccentrica verso sud, la quale è attualmente sede dell'omonimo lago. All'interno dell'area calderica si innalza un edificio secondario più giovane, il vulcano di Monte Venere. Nell'evoluzione del complesso vulcanico sono state distinte quattro fasi principali, connesse a cambiamenti nel tipo di attività vulcanica (BERTAGNINI & SBRANA, 1986). La prima fase, compresa tra 0.8 e 0.4 Ma, ha dato luogo alla deposizione di spesse coltri di piroclastiti di ricaduta, maggiormente distribuite nel settore settentrionale, dove poggiano direttamente sui prodotti del vulcano Cimino (MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970; BERTAGNINI & SBRANA, 1986), ed a emissioni secondarie di colate laviche da centri locali. Di questa prima fase esistono due datazioni radiometriche (SOLLEVANTI, 1983; VILLA, 1987) che forniscono un'età intorno ai 0.4 Ma. Nella seconda fase, compresa tra 0.33 e 0.20 Ma, si ha l'edificazione del cono centrale attraverso l'emissione di più colate laviche. La base della serie delle lave è costituita da trachiti a leucite che verso l'alto sono sostituite da lave più sottosature, da tefriti fonolitiche a fonoliti tefritiche. Verso il tetto della sequenza sono presenti lave fonolitiche. Secondo gli Autori (SOLLEVANTI, 1983), questa successione di lave è il prodotto dell'emissione di magmi formatisi per processi di cristallizzazione frazionata all'interno di un camera magmatica non molto profonda.

La terza fase, compresa tra 0.20 e 0.15 Ma, è senza dubbio quella più importante, il cui carattere esplosivo determina la messa in posto di quattro colate piroclastiche, note con il nome di ignimbriti A, B, C e D (LOCARDI 1965). Sono state formulate diverse ipotesi sul meccanismo eruttivo che ha prodotto le piroclastiti (SOLLEVANTI, 1983; BERTAGNINI & SBRANA, 1986). La ricostruzione delle sequenze eruttive mostra che furono prodotte da eruzioni di

PROGETTO CARG

tipo pliniano, caratterizzate alla base da depositi di ricaduta seguiti dal deposito della colata piroclastica con al tetto depositi idromagmatici (non sempre presenti) (BERTAGNINI & SBRANA, 1986). L'eruzione dell'ignimbrite C, datata circa 0.15 Ma (SOLLEVANTI, 1983) origina il collasso principale della caldera composita. (BERTAGNINI & SBRANA, 1986).

Nell'ultima fase, compresa tra 0.140 e 0.095 Ma l'attività diventa prevalentemente idromagmatica, probabilmente connessa con la formazione di un bacino lacustre all'interno della depressione calderica (BERTAGNINI & SBRANA, 1986) e comporta l'emissione dell'ignimbrite D (LOCARDI, 1965) e dei Tufi Finali (Tufo Biancastro Sottilmente Stratificato, MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970). L'attività del vulcano di Vico si conclude con la costruzione dell'edificio di Monte Venere, nel settore NE della caldera, attraverso successive colate di lava fonolitico-tefritiche.

L'area vicana è ancora interessata da manifestazioni idrotermali, genericamente riconducibili a lineamenti tettonici NE-SW e NW-SE, come ad esempio nell'area di Ferento, dove l'intensa attività esalativa di gas ed emissione di acque idrotermali sono messe in relazione a sistemi di faglie ad andamento NW-SE che limitano ad occidente l'alto strutturale di Ferento (SOLLEVANTI, 1983).

Il Distretto vulcanico sabatino è localizzato circa 20 km a nord di Roma. In analogia agli altri distretti vulcanici dell'Italia centrale, si è sviluppato in connessione alle fasi tettoniche distensive post mioceniche responsabili della formazione del bacino tirrenico. Il substrato sedimentario del complesso vulcanico è costituito da unità appartenenti a tre cicli sedimentari principali: un ciclo neoautoctono neogenico, un complesso alloctono ("Sicilidi" *l.s.*) ed una successione carbonatica basale ad apparente basso grado di alloctonia (FUNICIELLO *et alii*, 1979). I sedimenti del ciclo neogenico colmano un'ampia depressione strutturale estesa dai margini orientali dell'alto della Tolfa alle propaggini occidentali dell'allineamento dei rilievi M. Soratte- M. Cornicolani. Questa ampia fossa è interrotta quasi al centro da una dorsale mediana sepolta, in prosecuzione verso nord con la struttura di monte Razzano. Al di sotto dei terreni neogenici si trovano circa 1000 m di terreni correlabili con i "Flysch tolfetani" (FAZZINI *et alii*, 1972) fortemente alloctoni su una successione calcareo-marnosa e calcarea di bacino spessa almeno 1500 m. Questa successione, continua dal Trias all'Eocene, sembra correlabile con quella umbro-marchigiana (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978), e costituisce gran parte della dorsale mediana ed affiora nella struttura del M. Soratte ad oriente. La struttura della dorsale mediana è interpretabile come la culminazione di una piega faglia di età almeno miocenica individuata durante una delle fasi orogeniche compressive, in un assetto strutturale simile a quello presente sia nel Soratte che

PROGETTO CARG

nei monti di Amelia. La mancanza di sedimenti del ciclo neoautoctono alla sommità della successione carbonatica basale suggerisce che la struttura della dorsale mediana sia stata un "alto" almeno dal Pliocene inferiore. Il collasso della struttura al di sotto dei livelli ingressivi pliocenici deve essere avvenuto nel corso dell'attività vulcanica ad opera della relativa tettonica distensiva che ha definitivamente disarticolato il settore in alti e bassi strutturali.

Il distretto vulcanico sabatino è caratterizzato da un vulcanismo areale con più centri attualmente riconoscibili intorno alla depressione che accoglie il lago di Bracciano. Il vulcanismo, legato essenzialmente a fratture ad andamento regionale, si sviluppa dapprima ai margini delle strutture sedimentarie dei Monti della Tolfa ad ovest e del M. Soratte ad est, quindi al centro dell'area in corrispondenza della dorsale mediana di Baccano-Cesano. Ai margini dei Monti della Tolfa si instaura ala fine del Pliocene il Distretto vulcanico di Tolfa-Cerite- Manziate (vedi paragrafo relativo). Intorno ai 0.6 Ma il vulcanismo inizia anche ai margini dal M. Soratte, in prossimità delle città di Morlupo-Castelnuovo di Porto dove si individua un centro eruttivo attualmente mascherato da fenomeni erosivi e dalla copertura vulcanica successiva (DE RITA *et alii,* 1993).

In una fase immediatamente successiva il vulcanismo migra verso il centro della struttura depressa, ai margini della dorsale mediana dove si individua il principale edificio centrale del distretto vulcanico, il centro di Sacrofano.

Sacrofano ha avuto un'attività piuttosto prolungata nel tempo, rimanendo attivo tra i 0.50 Ma ed i 0.36 Ma, momento in cui si identifica il principale collasso calderico. In questo periodo di tempo Sacrofano ha emesso colate piroclastiche ed idromagmatiti di natura *wet* a chimismo trachitico ed una spessa coltre di piroclastiti e lave sottosature che costituiscono l'ossatura principale dell'edificio centrale. Durante questa fase di accrescimento dell'edificio centrale, avvenuta intorno ai 0.4 Ma, il vulcanismo era attivo anche nelle altre aree del complesso vulcanico. Nel settore settentrionale si aveva un'intensa attività piroclastica e lavica da numerosi coni di scorie mentre sporadiche esplosioni idromagmatiche di tipo *dry* avvenivano da centri monogenici o coalescenti lungo fratture a prevalente andamento NNW-SSE. Spesse colate di lava leucitico-tefritiche e fonolitiche venivano emesse da fratture ad andamento regionale SW-NE e NW-SE contribuendo, intorno ai 0.4 Ma, al collasso della depressione di Bracciano e della dorsale mediana (DE RITA *et alii*, 1983). Al collasso del settore di Bracciano ha contribuito probabilmente anche l'eruzione del "Tufo rosso a scorie nere" datato 0.43 Ma eruttato dal centro di Vigna di Valle, subito a sud dell'attuale cratere omonimo, nel settore meridionale dell'attuale conca lacustre di Bracciano.

Nella fase immediatamente successiva all'identificazione della conca di Bracciano, nel settore orientale si aveva l'emissione di colate piroclastiche

PROGETTO CARG

fonolitico-tefritiche probabilmente da fratture ad andamento NNW-SSE e WSW-ESE. Una di queste colate piroclastiche, il cosiddetto "Tufo di Bracciano" (MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970) è stato datato tra i 0.18 ed i 0.09 Ma (BONADONNA & BIGAZZI, 1970; BIGAZZI *et alii,* 1979).

Esaurita la fase parossistica, il vulcanismo si estingue in tutta l'area Sabatina ad eccezione del settore orientale dove, in corrispondenza dell'alto strutturale di Baccano-Cesano ormai sepolto, si instaura una intensa attività idromagmatica di tipo *wet* da numerosi crateri anche coalescenti. Questa fase si prolunga anche oltre i 0.8 Ma, data di una colata piroclastica idromagmatica emessa dal cratere di Baccano (DE RITA *et alii*, 1983). Dopo Baccano, nello stesso settore, ma più verso occidente, sono attivi i centri di Martignano, Stracciacappe e Le Cese le cui esplosioni idromagmatiche chiudono l'attività vulcanica del distretto sabatino.

2.2. - AREE MARINE

(a cura di F.L. Chiocci, F. Falese, G.B. La Monica, B. Landini)

Le conoscenze sulla piattaforma continentale del Lazio settentrionale, in cui ricade il Foglio *Tarquinia*, si sono sviluppate negli ultimi due-tre decenni in seguito a dati raccolti:

1) dall'AGIP (per conto del Ministero dell'Industria) che ha svolto nei primi anni '70 prospezioni per esplorazione petrolifera che hanno interessato tutto il margine tirrenico ed ha eseguito una perforazione nel 1976 al largo di Tre Valdalica (pozzo Matilde1) che ad oggi rappresenta l'unico dato profondo di sottosuolo nella piattaforma continentale del Lazio settentrionale;
2) dal Progetto Finalizzato CNR "Oceanografia e Fondi Marini" - svolto nei primi anni '80 - che ha permesso una prima definizione dell'assetto sedimentologico e della stratigrafia superficiale della piattaforma continentale;
3) dall'ENEL che ha svolto - tra gli anni '70 e gli anni '90 - studi di dettaglio per la realizzazione dell'impianto prima nucleare poi policombustibile di *Montalto di Castro*;
4) dall'Università "La Sapienza" di Roma (Dipartimento di Scienze della Terra) e dal CNR (C. S. per la Geologia Tecnica e C. S. Quaternario e Evoluzione Ambientale, oggi confluiti nell'Istituto per la Geologia Ambientale e la Geoingegneria), che negli anni '90 hanno eseguito studi sismostratigrafici di estremo dettaglio su tutta la piattaforma continentale laziale.

PROGETTO CARG

Gli studi sulle aree marine sono esposti nei seguenti articoli.

AIELLO *et alii* (1978) per primi analizzano la struttura della piattaforma continentale, riconoscendo i tre orizzonti sismici più significativi nell'evoluzione della piattaforma che sono, dall'alto verso il basso, una superficie d'erosione associata alla trasgressione versiliana, una superficie di erosione pre-versiliana e il tetto del substrato acustico.

ANGELUCCI *et alii* (1979) ricostruiscono, tra Torre Valdalica e Porto Ercole, la distribuzione della coltre di sedimenti recenti che assume spessori notevoli soprattutto in corrispondenza delle foci dei Fiumi Mignone, Marta e Fiora.

BARTOLE (1984) attraverso la correlazione su tutta la piattaforma continentale laziale-campana tra sezioni sismiche a riflessione e dati di pozzo, ha identificato quattro unità sismostratigrafiche costituite, dall'alto verso il basso: le prime due dal ciclo neoautoctono del Neogene superiore-Quaternario; quella intermedia dalle successioni alloctone terziarie; quella più profonda dalle unità carbonatiche meso-cenozoiche. L'unità intermedia e quella più profonda risultano interessate da intensi movimenti orizzontali che hanno portato alla creazione di strutture di compressione (a vergenza principalmente N e NE) da attribuire a dislocazioni differenziali per scivolamenti gravitativi che hanno coinvolto le piastre carbonatiche meso-cenozoiche e le successioni terziarie sovrastanti.

BARTOLINI *et alii* (1986), tra Ansedonia e il Fiume Marta, delimitano arealmente una zona a sabbie ferrifere di possibile interesse minerario e individuano alcune aree con strutture definite di tipo dunare, tra le batimetriche 60 e 100 m.

BORELLI *et alii* (1986) caratterizzano l'assetto morfologico, stratigrafico e sedimentologico della piattaforma continentale interna tra M. Argentario e T.re S. Agostino, attribuendo un'età plio-quaternaria alla sequenza sismica che giace sopra il basamento acustico. L'unità superiore di tale sequenza è formata da sedimenti che gli AA attribuiscono sia alla trasgressione versiliana sia all'attuale fase di alto stazionamento eustatico.

TORTORA (1989a) dettaglia ulteriormente la stratigrafia superficiale della piattaforma interna mediante uno studio comparato delle registrazioni geofisiche dei fondali e campioni di carote e di benna, tra Monte Argentario e la foce del F. Mignone. La coltre sedimentaria olocenica risulta costituita da una unità trasgressiva sabbiosa basale, deposta durante l'ingressione versiliana, cui si sovrappone una unità pelitica di sedimentazione recente.

TORTORA (1989b) analizzando la sequenza deposizionale post-glaciale antistante la costa di Montalto di Castro, individua i fattori che hanno guidato l'evoluzione dell'area negli ultimi 18.000 anni; essi sono: 1) le variazioni del livello marino (erosione della piattaforma durante i bassi stazionamenti glaciali;

PROGETTO CARG

instaurarsi dei primi colmamenti sui bassi morfologici del substrato durante la rimonta eustatica; fenomeni progradazionali durante l'attuale alto stazionamento); 2) la morfologia del bacino accettore costiero (i depositi olocenici presentano depocentri allineati perpendicolarmente alla costa, essenzialmente lungo i paleoalvei dei fiumi); 3) gli apporti e la dispersione dei sedimenti in mare (la sedimentazione attuale si svolge con apporti principalmente extra bacinali di origine fluviale e secondariamente con apporti intrabacinali quali il coralligeno di piattaforma, per la produzione di bioclasti e rielaborazione delle sabbie trasgressivo-relitte).

BARTOLE (1990), nell'ambito di una ricostruzione dell'assetto strutturale dell'intero margine tosco-laziale basato sull'analisi sismostratigrafica delle prospezioni multicanale AGIP, individua cinque unità sismiche principali, correlandole con le unità geologiche dell'Appennino settentrionale e centrale affioranti o ritrovate in perforazione. Queste sono le unità metamorfiche toscane cui seguono verso l'alto in sovrapposizione tettonica due unità intensamente deformate (rispettivamente Falda Toscana e Complessi Liguridi). Queste unità sono strutturate in scaglie tettoniche con uno stile simile a quello dell'Appennino centro-settentrionale. Nei bassi strutturali si riconosce un'unità di *sin-rift* di età Messiniano-basso Pliocenica, al di sopra della quale poggiano in trasgressione due unità postorogene divise da una discordanza regionale di età medio-pliocenica.

CHIOCCI (1991), dallo studio dell'evoluzione dei processi deposizionali agenti sulla piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale, ipotizza un basculamento tettonico verso nord del margine continentale, attivo da almeno 250.000 anni e tuttora agente.

CHIOCCI & LA MONICA (1991), per mezzo di profili sismici a riflessione monocanale (Sub Bottom Profiler, Uniboom, Bubble Pulser e Mini Sparker) hanno investigato la piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale e, in particolare, hanno ricostruito con grande dettaglio gli spessori delle peliti di piattaforma.

ISMES (1991 a, b) esegue un'approfondita caratterizzazione geologico-geotecnica dell'area marina immediatamente antistante la centrale ENEL di Montalto di Castro. In quest'ambito viene realizzata una densa maglia di profili sismici a riflessione multicanale ad alta risoluzione, individuando cinque sismofacies correlabili con le perforazioni eseguite a mare e a terra. Vengono anche ricostruiti i principali lineamenti morfologici e strutturali del sottofondo marino nell'area costiera.

LA MONICA *et alii* (1991) riconoscono su tutta la piattaforma continentale laziale alcuni lineamenti stratigrafici di base (superficie d'erosione würmiana, unità pelitica drappeggiante legata all'attuale fase eustatica) e, dalla ricostruzione dell'andamento di questi lineamenti, traggono alcune

PROGETTO CARG

considerazioni sui processi attivi a scala regionale. Inoltre, dalla comparazione dei diversi settori della piattaforma, deducono i fattori a scala locale, che hanno condizionato l'assetto stratigrafico-deposizionale dei sedimenti di piattaforma (formazione di cordoni litorali, presenza di paleoalvei, affioramenti del substrato che limitano lo sviluppo areale dei sistemi deposizionali).

TORTORA (1992) esegue uno studio dettagliato nell'area di Marina di Tarquinia per un ipotetico ripascimento del litorale in erosione mediante il versamento sulla spiaggia di inerti prelevati da tre aree della piattaforma continentale, comprese tra Monte Argentario e Marina di Pescia Romana.

ENEL (1993) sulla base degli stessi rilievi sismostratigrafici eseguiti da ISMES (1991), tarati da perforazioni, ha condotto uno studio dettagliato dei fondali dell'area antistante la centrale ENEL; lo studio, benché finalizzato alla caratterizzazione geotecnica dei fondali, ha fornito indicazioni geologiche in particolare per quanto riguarda la correlazione tra sismofacies e stratigrafia delle carote di sedimento marino.

CHIOCCI (1994), attraverso l'analisi sismostratigrafica di dettaglio dei depositi costituenti la piattaforma continentale, nell'area compresa tra L'Argentario e Capo Linaro, ha definito la neotettonica dell'area ed evidenziato i caratteri di tutti i lineamenti strutturali presenti.

CHIOCCI & LA MONICA (1996) e LA MONICA & RAFFI (1996), nell'ambito di uno studio multidisciplinare, hanno effettuato delle ricerche sismostratigrafiche e sedimentologiche su tutta la piattaforma continentale del Lazio: le indagini sismostratigrafiche hanno consentito di definire l'evoluzione dei fondali negli ultimi 20.000 anni e di individuare i depositi eventualmente sfruttabili per interventi di ripascimento artificiale. Le indagini sedimentologiche hanno consentito di determinare la variabilità dei sedimenti e di tarare il mezzo sismico.

TORTORA (1996) svolge uno studio sismostratigrafico/sedimentologico di dettaglio nell'area Ansedonia - F. Chiarone, ricostruendo l'evoluzione dei fondali nella sola piattaforma interna (profondità inferiore a 50 m), nell'ultimo ciclo eustatico, e la risultante stratigrafia. Viene messa in luce la presenza di sedimenti trasgressivi che si trovano interposti tra la superficie d'erosione würmiana e i depositi di sedimentazione attuale, estremamente variabili per spessori, geometrie e caratteristiche granulometriche. L'interazione tra diversi fattori (paleomorfologia della superficie trasgredita, spessore dei depositi trasgressivi e di quelli di alto stazionamento, prossimità alla linea di riva attuale, entità dell'erosione durante la trasgressione) produce diverse situazioni stratigrafiche, sempre comunque caratterizzate da un alto grado di rimaneggiamento dei sedimenti.

CHIOCCI & LA MONICA (1999) hanno eseguito una reinterpretazione in chiave mineraria dei profili sismici a diverso grado di risoluzione e penetrazione

PROGETTO CARG

presenti sulla piattaforma continentale compresa tra Ansedonia e la foce del F. Marta per l'individuazione di depositi sabbiosi da utilizzare per la protezione e/o ricostruzione delle spiagge del litorale laziale in erosione tramite ripascimento artificiale.

CHIOCCI (2000), attraverso l'analisi di oltre 10.000 km di profili sismici ad alta risoluzione, ha definito sei unità sismostratigrafiche correlate a sequenze deposizionali di 4° ordine formatisi durante l'ultimo milione di anni sulla piattaforma continentale del Lazio settentrionale.

Infine, il tratto di piattaforma continentale compreso tra l'Argentario e Civitavecchia è stato anche analizzato da FIORINI (1992), che da dati di prospezioni sismiche monocanale ad altissima risoluzione ha ricostruito dettagliatamente l'evoluzione dei sistemi deposizionali che si sono succeduti dall'ultimo pleniglaciale all'attuale e da MANCINELLA (1996) il quale, attraverso l'analisi sismostratigrafica comparata di sezioni sismiche ad alta penetrazione e sezioni sismiche ad alta risoluzione, ha eseguito una ricostruzione dell'assetto strutturale.

3. – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(a cura di C. Faccenna, R. Funiciello & F. Rossetti)

3.1. – PRINCIPALI DOMINI STRUTTURALI

L'area compresa nel foglio Tarquinia s'inquadra nel contesto della geologia dell'area di catena interna nordappenninica, dove, a partire dal Miocene medio-superiore, processi estensionali a scala crostale hanno obliterato la precedente fase di ispessimento, legata alla costruzione dell'orogeno appenninico (fig. 2).

Il sistema Tirreno-Appennino nel suo settore settentrionale si è individuato in conseguenza dei processi di *rifting* terziari che hanno frammentato l'edificio a falde costituito dal sistema orogenico Corsica-Appennino, formato dall'impilamento di unità appartenenti a diversi domini strutturali (CARMIGNANI *et alii*, 1994; BARCHI *et alii*, 1998; DECANDIA *et alii*, 1998; JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia). Tali domini verranno qui di seguito descritti procedendo dai settori più interni (occidentali) verso quelli esterni (orientali) (fig. 3).

1) Il dominio continentale Sardo-Corso. Rappresenta la crosta continentale europea ercinica su cui si è impostato il bacino Ligure Provenzale. E' composto da un basamento Paleozoico intruso da granitoidi Permo-Carboniferi (DURAN DELGA, 1984).
2) Il dominio oceanico Ligure-Piemontese. E' rappresentato da ofioliti Giurassiche e dalla loro copertura sedimentaria pelagica (Malm-Cretacico), con a tetto sequenze flyschoidi calcareo-marnose (Cretacico-Eocene).

PROGETTO SARG

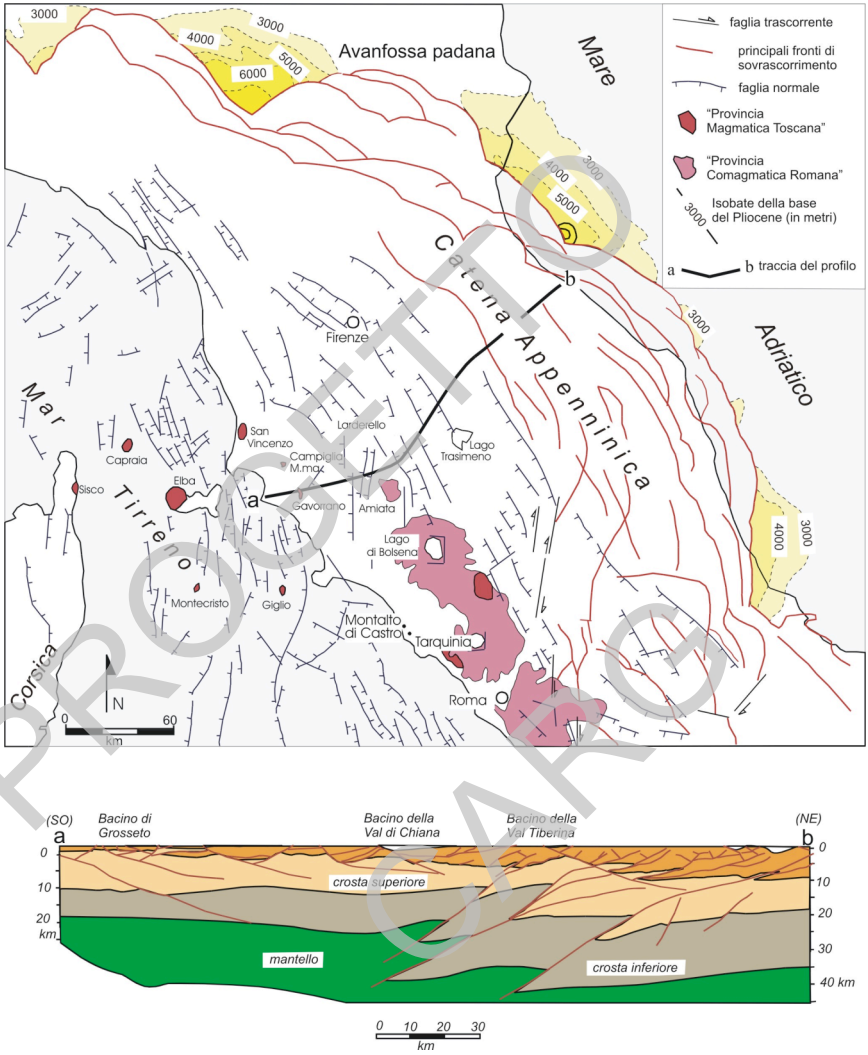


Fig.2 *Schema strutturale sintetico del sistema Tirreno-Appennino nel suo settore settentrionale (modificato da* BIGI *et alii, 1989) ed interpretazione geologica del profilo crostale CROP03 (Da* BARCHI *et alii, 1998).*

Tali complessi ofiolitiferi affiorano principalmente nella Corsica Alpina, costituendo le falde della Balagne e degli Scistes Lustrés, nonché

PROGETTO CARG

nell'Arcipelago Toscano (Gorgona, Giglio, Elba e Monte Cristo) e nella Toscana meridionale (ABBATE *et alii*, 1980), ove sono stati riconosciuti nel sottosuolo (pozzo Pantani a nord di Civitavecchia) spesso metamorfosati in condizioni di alta-P/bassa-T (JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia).

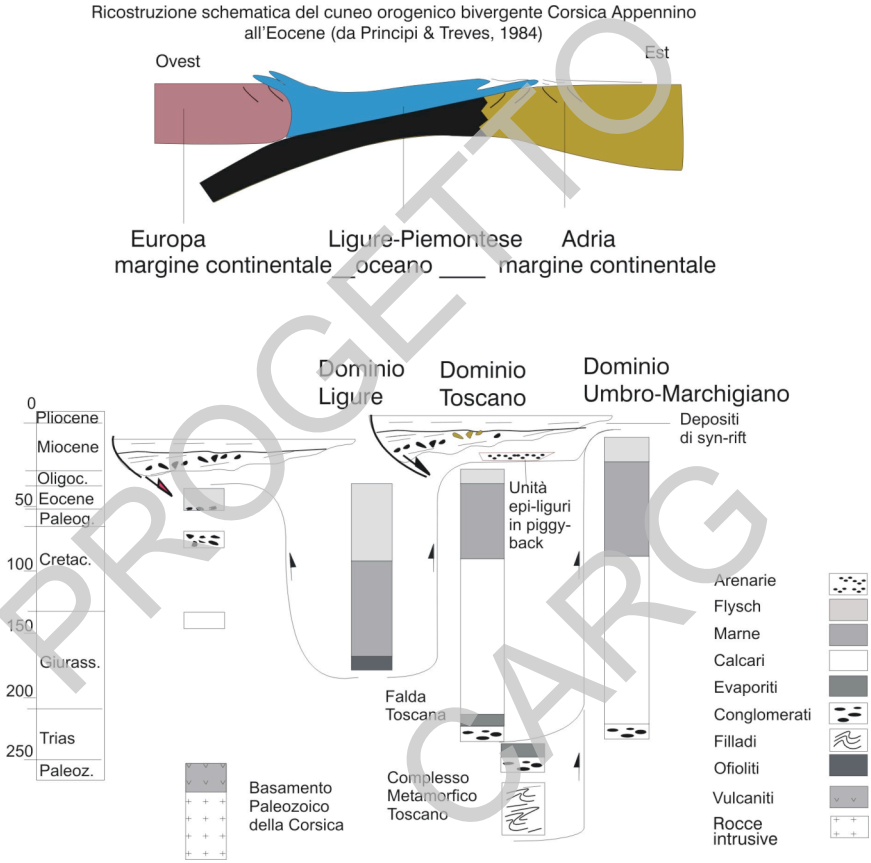


Fig. 3 - *Schema stratigrafico di correlazione fra i principali domini di sedimentazione nell'area nord tirrenica (modificato da* DURAN DELGA, *1984 e* CARMIGNANI *et alii, 1994). Nell'inserto in alto è mostrata una possibile ricostruzione paleotettonica (da* PRINCIPI & TREVES, *1984).*

3) Il dominio Subligure. Occupa l'area di transizione fra il dominio oceanico e il dominio continentale Toscano e consiste di sequenze calcareo-arenacee di età Cretacico superiore-Oligocene.
4) Il dominio Toscano. Consiste di sequenze continentali in cui è possibile distinguere: (a) il dominio Toscano Interno, rappresentato dai termini non-

PROGETTO CARG

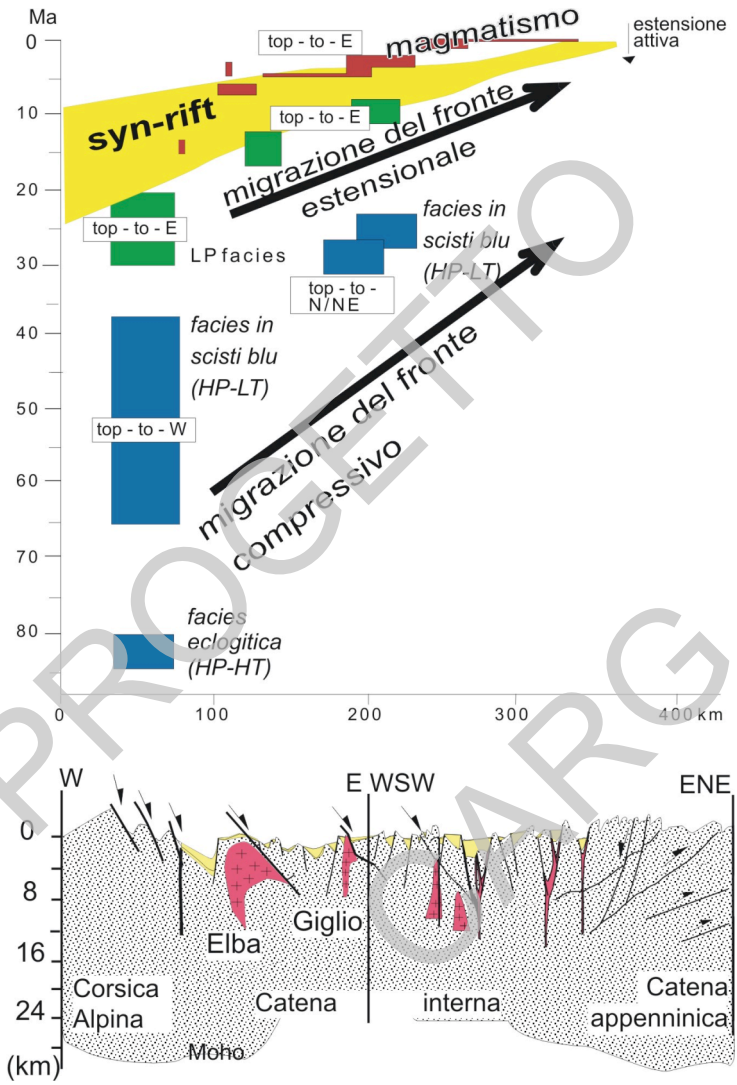
metamorfici della Falda Toscana *auct.* (Triassico superiore-Oligocene superiore) e (b), dal dominio Toscano Esterno, rappresentato dai terreni metamorfici del Complesso Metamorfico Toscano *auct.*, costituito da un basamento paleozoico ercinico e dalla sua copertura carbonifero-terziaria (fra gli altri: BERTINI *et alii,* 1991; ELTER & PANDELI, 1990 con bibliografia). Le litologie permo-triassiche del Verrucano appartengono a questo dominio.

5) Il dominio Umbro-Marchigiano. Consiste di depositi che costituiscono la zona esterna dell'Appennino settentrionale, rappresentati da evaporiti basali (Triassico superiore), carbonati di piattaforma (Lias) e sequenze pelagiche (Giurassico-Eocene) arricchite nella porzione sommitale in depositi terrigeni (Paleogene) e serie flyschoidi (Miocene) (BARCHI *et alii*, 1998 con bibliografia).

3.2. - DATI GEOFISICI

Nel settore settentrionale, prospiciente la costa che da Civitavecchia va fino al golfo di La Spezia, l'area bacinale tirrenica è impostata su crosta continentale assottigliata (WIGGER, 1984; PONZIANI *et alii*, 1994). Un raddoppio crostale fra la Moho di pertinenza ionico-adriatica e tirrenica è stato evidenziato al di sotto della catena Appenninica (NICOLICH, 1989; PONZIANI *et alii*, 1994), in buon accordo con la distribuzione dei terremoti intermedi e profondi nella regione (AMATO *et alii,* 1993). Nell'area tirrenica settentrionale al di sotto dell'Isola d'Elba, è stata riconosciuta la presenza di un profondo riflettore sismico immergente verso est (LETZ *et alii*, 1977; WIGGER, 1984), interpretato da PONZIANI *et alii* (1994) come multiplo di onde P e quindi evidenza di una profonda ristrutturazione operata dalle fasi estensionali sulla struttura crostale tirrenica precedentemente ispessita (fig. 3). Questa interpretazione è confermata dallo spessore ridotto della litosfera nell'intera regione tirrenica, compresa fra i 20 e i 50 km (SUHADOLCH & PANZA, 1989; DELLA VEDOVA *et alii*, 1991), dagli alti valori del flusso di calore nelle aree geotermiche toscane (MONGELLI *et alii*, 1998), e dalle evidenze geologiche che sottolineano l'importanza avuta dalla tettonica estensionale nell'evoluzione e nell'assetto attuale della regione toscana (CARMIGNANI *et alii*, 1994 con bibliografia) (fig. 3). In termini generali, la sismicità è distribuita con terremoti di tipo compressivo nella zona di avampaese e terremoti di tipo estensionale nella zona interna (ANDERSON & JACKSON, 1987; FREPOLI & AMATO, 1997).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 4 - *Sezione geologica crostale e diagramma sinottico età-distanza relativo alla distribuzione dei principali stadi di metamorfismo registrati dalle unità di HP/LT (da* BRUNET *et alii, 2000), dei depositi di sin-rift e dell'attività magmatica lungo il transetto mostrato in Fig. 2 (modificato da* FACCENNA *et alii, 1997, con bibliografia). E' messa in luce la concomitante migrazione spazio-temporale verso est dei processi compressivi ed estensionali a tergo del sistema catena-avanfossa migrante verso est.*

3.3. – EVOLUZIONE TETTONICA

Il processo di accrezione responsabile della costruzione dell'orogene appenninico ha coinvolto, con generale polarità orogenica orientale (e.g., ELTER *et alii,* 1975; BARCHI *et alii*, 1998; DECANDIA *et alii*, 1998 con bibliografia), dapprima (Cretacico sup.-Eocene) unità ad affinità oceanica e transizionale (Dominio Liguride e Subligure A.A.) e successivamente (Oligocene-Miocene inf.) unità ad affinità continentale (Dominio Toscano A.A.) (JOLIVET *et alii*, 1998; BRUNET *et alii*, 2000 con bibliografia). Un diffuso metamorfismo di alta-P/bassa-T è registrato sia dalle sequenze ofiolitiche sia da quelle ad affinità continentale (JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia).

I processi estensionali hanno riattivato le precedenti strutture compressive come nella Corsica Alpina (DANIEL *et alii*, 1996) e indotto, a partire dal Miocene inferiore, la formazione di aree bacinali estensionali nel settore di catena interna in concomitanza con la formazione di bacini flessurali nella zona di avampaese (ELTER *et alii*, 1975; PATACCA *et alii,*1990; SERRI *et alii,* 1993; CARMIGNANI *et alii*, 1994; BARTOLE, 1995; BOSSIO *et alii*, 1993; JOLIVET *et alii*, 1998; BRUNET *et alii*, 2000).

Entrambi i tipi di bacini sono risultati migrare verso est, a tergo della subduzione della litosfera ionico-adriatica (MALINVERNO & RYAN, 1986; KASTENS *et alii*, 1988; ROYDEN *et alii*, 1987; SARTORI & ODP Leg 107 SCIENTIFIC STAFF, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; DOGLIONI, 1991; JOLIVET *et alii*, 1998) (fig. 4). I processi di raccorciamento nelle parti frontali sono stati accompagnati da complesse rotazioni dei fronti di sovrascorrimento, mentre, nell'area di catena interna i bacini estensionali Tortoniano-Pleistocenici dell'area nord tirrenica, compresi quelli di Montalto di Castro - Tarquinia, si sono sviluppati senza alcuna rotazione del substrato (MATTEI *et alii*, 1997 con bibliografia). In un quadro regionale i processi estensionali nell'area di catena interna si caratterizzano per la presenza di zone di taglio crostali con senso di taglio costantemente diretto verso est e con evoluzione da condizioni duttili a fragili (BARCHI *et alii*, 1998; DECANDIA *et alii*, 1998; JOLIVET *et alii*, 1998). Tali zone di taglio hanno accompagnato dapprima l'esumazione in regime di bassa termalità delle unità metamorfiche in facies scisti blu, come si osserva nelle zone che confinano a settentrione dei fogli, e, successivamente, la messa in posto dei corpi intrusivi toscani Mio-Pliocenici (JOLIVET *et alii*, 1998; ROSSETTI *et alii,* 2000), come si è accertato in superficie e nel sottosuolo delle aree circostanti i Fogli Tarquinia e Montalto di Castro. L'assottigliamento crostale risulta dunque associato alla progressiva migrazione spazio-temporale verso est delle zone di taglio estensionali (JOLIVET *et alii*, 1998) della sedimentazione bacinale e dell'attività magmatica (SERRI *et alii*, 1993; BARTOLE, 1995;

PROGETTO CARG

MARTINI & SAGRI, 1993; BOSSIO *et alii*, 1998; JOLIVET *et alii*, 1998). Il tasso medio di migrazione rispetto all'asse del *rift* è stato di 1,5-2 cm/anno (FACCENNA *et alii*, 1997) (fig. 4). L'età dei depositi di *sin-rift* si estende dal Miocene inferiore (15-20 Ma) nel bacino della Corsica, fino al Pleistocene inferiore nell'area appenninica (BARTOLE, 1995 con bibliografia), dove, peraltro, le faglie estensionali sono di recente definite ancora attive (D'AGOSTINO *et alii*, 1998).

L'attività magmatica ha generalmente accompagnato la formazione delle aree bacinali, seguendo un'analoga migrazione spazio temporale verso est (fig. 4). Nella regione, SERRI *et alii* (1993 con bibliografia) hanno riconosciuto varie pulsazioni magmatiche, estese dal Miocene medio (lamproiti di Sisco, 15-13.5 Ma) al tardo Pleistocene. In particolare, nell'area toscana i prodotti magmatici mostrano un carattere anatettico crostale prevalente (Provincia Magmatica Toscana *auct.*) e sono rappresentati da una prevalente attività intrusiva (MARINELLI, 1967; POLI *et alii*, 1989; INNOCENTI *et alii*,1992). Lo stadio iniziale è rappresentato dai plutoni monzogranitici di Montecristo (7.0 Ma), Monte Capanne e *seamount* Vercelli (7.3-6.2 Ma) e dal vulcanismo composito dell'isola di Capraia (6.9-6.0 Ma). Fra 5.1 e 2.2 Ma, l'attività magmatica è risultata migrare verso la piattaforma continentale tosco-laziale, dove è rappresentata da intrusioni acide (Porto Azzurro, Giglio, Gavorrano, Campiglia, Castel di Pietra e Monteverdi) e da rioliti (San Vincenzo, Roccastrada, Tolfa-Ceriti e il secondo periodo di attività di Capraia). L'ultima fase magmatica inizia a 1.3 Ma con i duomi di lava di Radicofani, Monti Cimini e Torre Alfina ed evolve verso le serie alte in potassio (HK e UHK) della Provincia Comagmatica Romana (WASHINGTON, 1906). A questa attività vanno riferiti cinque principali distretti vulcanici (Bolsena, Vico, Sabatini, Colli Albani e Ernici), formatisi da 0.6 Ma al tardo Pleistocene. In questo quadro, zone di taglio estensionali ad immersione orientale hanno controllato la messa in posto dei corpi intrusivi del Giglio (ROSSETTI *et alii*, 1999) dell'Elba (KELLER & PIALLI, 1990; DANIEL & JOLIVET, 1995) e di Montecristo (ROSSETTI *et alii,* 2000). Testimonianza della recente attività magmatica è la presenza nella regione tirrenica e tosco-laziale di un'intensa anomalia positiva nel flusso di calore, localizzata, con massimi fino a 1000 mW/m2, nelle aree geotermiche di Larderello e Monte Amiata (MONGELLI & ZITO, 1991) (fig. 5). Le aree di anomalia positiva del flusso di calore corrispondono a minimi di anomalia gravitazionale e al massimo sollevamento delle sequenze sedimentarie neogeniche, probabilmente in connessione con la presenza di corpi plutonici messi in posto in condizioni crostali superficiali (MARINELLI *et alii*, 1993; BARBERI *et alii*, 1994). L'età di questo sollevamento è vincolato su basi stratigrafiche al Pliocene medio superiore (BOSSIO *et alii*, 1993; BARBERI *et alii*, 1994). Questo dato trova conferma nell'età ottenuta con il metodo delle tracce di fissione riguardanti l'esumazione finale dell'intrusione di

PROGETTO CARG

Monte Capanne (BOUILLIN *et alii*, 1994), anche se il ritrovamento di ciottoli di "eurite" elbana nei depositi messiniano-pliocenici della Toscana meridionale indica un episodio di esumazione più antico (TONGIORGI & TONGIORGI, 1964; BOSSIO *et alii*, 1993; MARINELLI *et alii*, 1993). Questo episodio di sollevamento a scala regionale è responsabile dell'assetto attuale dell'area tosco-laziale.

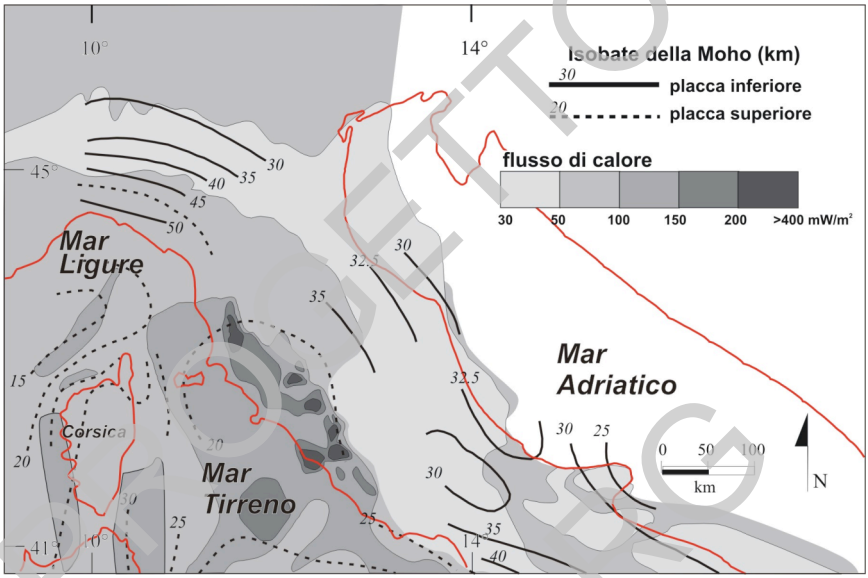


Fig. 5 - *Isobate della Moho (da NICOLICH, 1989) e dati del flusso di calore (da DELLA VEDOVA et alii, 1991) nell'area tirrenica. Nel settore tirrenico settentrionale è presente crosta continentale assottigliata (spessore inferiore a 20 km), mentre nel settore meridionale è presente crosta oceanica (modificato da JOLIVET et alii, 1998).*

4. – METODOLOGIA

4.1. - AREE TERRESTRI
(a cura di D. de Rita e A. Sposato)

Nel Foglio Tarquinia sono presenti terreni sia sedimentari sia vulcanici di età dal Cretacico all'attuale. I terreni vulcanici comprendono le unità periferiche di più distretti vulcanici, di quello acido di Tolfa, dei Sabatini, dei Vulsini e di Vico. Seguendo uno schema classico, il rilevamento dei fogli è stato condotto

PROGETTO CARG

con il criterio litostratigrafico. Su questa base i terreni pre-Pliocenici sono stati organizzati o in unità stratigrafiche informali o in formazioni (se già ufficialmente istituite). Le unità stratigrafiche Plio-pleistoceniche, sedimentarie e vulcaniche sono state invece organizzate in Unconformity Bounded Stratigraphic Units (SALVADOR, 1987a, 1987b) sulla base della gerarchizzazione delle loro superfici limite. Quest'ultima scelta è stata dettata dalla constatazione che i terreni sedimentari quaternari della costa contengono un'ingente quantità di materiale vulcanoclastico, tanto da permettere una correlazione tra unità coeve indipendentemente dalla loro genesi. Questo criterio offre anche il vantaggio di non discriminare le vulcaniti rispetto alle altre unità coeve. Si è deciso quindi di organizzare le unità quaternarie, sia costiere sia vulcaniche, nello stesso contesto delle Unconformity Bounded Stratigraphic Units. In questo modo si è avuta l'opportunità di rappresentare l'evoluzione del territorio in termini di equilibrio tra processi di sedimentazione e processi di erosione, soprattutto in relazione alle variazioni ambientali a scala regionale come per esempio le variazioni eustatiche del livello del mare. In questo contesto le varie unità vulcaniche riconosciute, pur mantenendo il loro valore individuale, non sono più viste esclusivamente come appartenenti al vulcano da cui derivano, ma sono elementi deposizionali e quindi costruttivi dell'ambiente sedimentario in cui si depongono.

Fino ad oggi, la cartografia geologica delle aree vulcaniche italiane ha utilizzato prevalentemente criteri di rilevamento su basi litologiche e chimico-petrografiche che hanno avuto il pregio di approfondire le conoscenze del vulcano in relazione ai processi inerenti il suo sistema magmatico, ma hanno relegato in secondo piano tutti quei processi di ridistribuzione immediata e non dei suoi prodotti primari in relazione al riequilibrio delle condizioni di sedimentazione durante e dopo una crisi eruttiva. Le masse dei sedimenti vulcanoclastici sono per lo più cartografate in modo indifferenziato senza alcuna relazione con le fasi eruttive e di quiescenza del vulcano, e spesso neanche in relazione ai processi del contiguo ambiente sedimentario *s.s.*, mancando così la possibilità di rappresentare anche i processi relativi ai momenti di non attività del vulcano e relativi alla risposta che l'ambiente sedimentario circostante dà all'arrivo in massa dei sedimenti vulcanici.

L'uso delle Unconformity Bounded Stratigraphic Units, come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico Nazionale (AAVV, 1992) si è rivelato uno strumento di grande vantaggio per la correlazione laterale tra le sequenze dell'ambiente costiero, quelle dell'ambiente di transizione al vulcano ed il vulcano stesso. Ha inoltre permesso di correlare le principali superfici riconosciute con le superfici di discontinuità del cuneo di accrescimento costiero individuate dall'analisi delle stese sismiche a mare.

PROGETTO CARG

Gli episodi sedimentari costieri e quelli deposizionali vulcanici sono stati inquadrati in intervalli di tempo scanditi da eventi regionali di ampio respiro in modo che le loro superfici limite avessero un'estensione almeno regionale. Il riferimento più ovvio è stato quello delle variazioni del livello del mare che è stato identificato in base all'analisi e gerarchizzazione delle superfici di erosione e di paleosuoli. All'interno degli ampi intervalli di tempo (determinati in base anche alle datazioni radiometriche) sono state inserite unità distinte in base a criteri morfologici e litologici che comunque restano strettamente correlate dal loro significato ambientale. Ad esempio, alla deposizione di ingenti spessori di sedimenti vulcanici nell'entroterra devono corrispondere, con lieve sfasamento temporale, interi spessori di sedimenti costieri caratterizzati da un improvviso aumento della componente vulcanica.

La realizzazione di questa corrispondenza si è ottenuta analizzando e correlando sia in senso verticale sia laterale, le sezioni stratigrafiche costiere e quelle relative all'evoluzione di un ampio bacino vulcano-sedimentario (bacino di Tuscania) che si è sviluppato nel settore nord-orientale a partire dal Pleistocene medio e che ha registrato nell'accrezione della sequenza tutti gli episodi sia deposizionali sia erosivi che si sono verificati. I vari episodi riconosciuti sono stati datati, sia in base alla presenza di unità vulcaniche note e già datate geocronologicamente, sia in base al ritrovamento di reperti fossili sia stabilendo possibili correlazioni tra superfici già note nell'ambito costiero ed evidenti superfici analoghe presenti nella sequenza del bacino (dopo averle catalogate in ordine gerarchico). La correlazione verticale e laterale della sequenza sedimentaria del bacino ha inoltre permesso di riconoscere una geometria di colmamento che esclude la presenza di grandi eventi tettonici durante le fasi eruttive che si sono verificate in coincidenza con la sedimentazione. Infatti, i corpi sedimentari tendono a migrare nello spazio senza realizzare grandi impilamenti come nel caso di vaste subsidenze. Ancora, le variazioni di spessore delle fasi riconosciute all'interno della sequenza del bacino, la possibile o non correlazione con depositi costieri e/o il corrispondente spessore dei corpi sedimentari costieri coevi può tentativamente essere posto in relazione con episodi di più o meno intensa erosione che a loro volta possono corrispondere a variazioni climatiche, in accordo sia con le datazioni geocronologiche che con le correlazioni con gli *stages* isotopici.

In questo modo è stato possibile organizzare le unità rilevate in 4 supersintemi le cui superfici limite hanno ampia estensione regionale (si estendono per tutta l'area del foglio Tarquinia e Montalto di Castro che è stato rilevato congiuntamente) ed hanno evidente rilievo morfologico. Tali superfici sono state ricondotte ad importanti fasi di caduta eustatica del livello del mare la cui testimonianza è non solo nell'evidenza morfologica della superficie, ma

PROGETTO CARG

anche nelle caratteristiche litologiche e di facies delle successioni stratigrafiche al letto ed al tetto.

All'interno dei supersintemi più antichi, corrispondenti a periodi in cui le oscillazioni del mare sono solo parzialmente testimoniate dalle variazioni di facies in una sedimentazione apparentemente continua e dove le evidenze morfologiche di terreno delle superfici erosive interne non sono sempre seguibili in continuità, si è preferito limitare la suddivisione al supersintema. All'interno del supersintema ci sono solo unità litostratigrafiche la cui successione verticale e la correlazione laterale, pur non essendo sempre ben definita, permette il riconoscimento di una sequenza di eventi più o meno omogenea.

Ad esempio il Supersintema Spalla della Ciuffa è limitato al letto da una superficie di trasgressione marina sui depositi continentali del Messiniano. I Supersintemi successivi (Tarquinia e Acquatraversa) hanno superfici di letto legate ad importanti variazioni del livello del mare (verificatesi rispettivamente nel Pliocene medio-superiore e nel Pleistocene inferiore) testimoniate da facies trasgressive sui depositi pelagici dei supersintemi sottostanti.

La superficie al letto del Supersintema Aurelio-Pontino, infine, rappresenta la continentalizzazione ormai prossima a quella attuale dell'area esaminata. Questo supersintema, più recente e comprendente unità stratigrafiche che si seguono in continuità e che sono limitate al letto da superfici evidenti e correlabili, è stato suddiviso in sintemi, i cui limiti si riferiscono alle oscillazioni del livello del mare ad alta frequenza del Pleistocene medio-superiore. Infatti, in tutti i casi analizzati, si è potuto constatare che le superfici limite, caratterizzate da chiare evidenze morfologiche, si potevano mettere in relazione ad oscillazioni del livello del mare ad alta frequenza in base all'età, sia geocronologica che desunta sulla base delle associazioni faunistiche.

4.2. - AREE MARINE

(a cura di F.L. Chiocci, F. Falese, G.B. La Monica, B. Landini)

4.2.1. - *Metodi di prospezione e dati utilizzati*

La stesura della carta geologica nell'area marina si è basata sull'esecuzione ed interpretazione di rilievi geofisici (ecoscandaglio multifascia, sonar a scansione laterale, sismica monocanale ad alta risoluzione) successivamente tarati da campionamenti del fondale (bennate e carotaggi) che hanno anche permesso di mappare la distribuzione delle caratteristiche granulometriche dei

PROGETTO CARG

sedimenti presenti sul fondale. Operatori subacquei hanno infine eseguito rilievi e campionamenti per la caratterizzazione della spiaggia sottomarina.

Le differenti metodologie di indagine utilizzate per le ricostruzioni sintetizzate nella carta sono le seguenti:

1. Rilievi con ecoscandaglio multifascia *(multibeam)*: benché fossero disponibili rilievi di estremo dettaglio eseguiti dall'Istituto Idrografico della Marina Italiana, in alcune aree con morfologia complessa, sono stati eseguiti rilievi con ecoscandaglio multifascia che permettono, tramite la ripetuta generazione di un ventaglio di impulsi trasversalmente alla rotta della nave, di ottenere una matrice di valori x, y, z a copertura totale del fondale definendo un valore di profondità ogni pochi metri con una risoluzione verticale di 10-20 cm. La zona rilevata (circa 12 km^2), è la fascia batimetrica compresa tra i –10 e i –35 m.
   Il modello di multibeam utilizzato è stato il SIMRAD EN 3000 le cui caratteristiche sono:

frequenza di acquisizione	300 KHz
Numero di Beam per Ping	127
Frequenza di Ping	10-15 Hz
Risoluzione	2 cm
Minima/Massima profondità	0,5-150 m
Massima ampiezza di spazzata	200 m

2. Rilievi con sonar a scansione laterale *(side scan sonar)*: forniscono un'immagine acustica in pianta del fondo marino attraverso la ricezione degli echi diffratti dal fondo marino, in minor o maggior entità in funzione della litologia e della "rugosità" del fondo stesso. Permettono quindi di evidenziare e cartografare con dettaglio la presenza di biocostruzioni, affioramenti di sedimenti grossolani in aree altrimenti coperte da sedimenti fini ecc. Sono stati raccolti circa 30 km di registrazioni sonar realizzando mosaici digitali a copertura totale del fondale, sempre tra i –10 e i – 35m. L'acquisizione dei dati sonar è stata eseguita utilizzando il sistema side scan sonar DATASONICCS SIS-1.500, tecnologia CHIRP le cui caratteristiche sono:

Frequenza	190-210 kHz
Copertura laterale	25-500 m per canale
Risoluzione laterale	< 4 cm

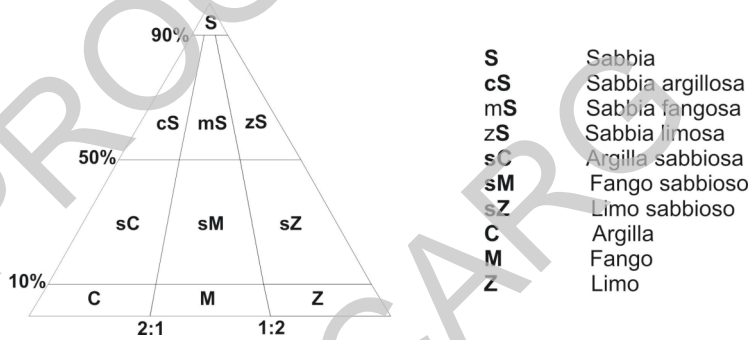
3. Rilievi di sismica monocanale ad alta risoluzione: forniscono un'immagine acustica in sezione del fondo marino, tramite la ricezione di echi riflessi dalle discontinuità presenti nel sottofondo marino. Forniscono un'immagine molto dettagliata delle geometrie deposizionali e, tramite l'interpolazione

PROGETTO CARG

tra differenti sezioni, della distribuzione degli spessori delle diverse unità geologiche. Per la realizzazione della carta geologica sono stati utilizzati 15 km di profili di sismica monocanale con differenti gradi di risoluzione/penetrazione acquisiti con sorgenti Uniboom (11 km), Sparker (4 km) e Sub Bottom Profiler (15 km) le cui caratteristiche sono:

tipo di sorgente	Sparker	Uniboom	Sub Bottom Profiler
Energia per impulso	1.000 joule	300 joule	5 joule
Spettro di frequenza	200-100 Hz	400-4000 Hz	3500 Hz
Durata dell'impulso	15 ms	0.2-0.4 ms	0.3-0.5 ms
Risoluzione	10 m	0.3-0.5 m	0.1 m
Penetrazione	0.5-1 sec	0.1-5 sec	0.1sec

4. Campionamenti del fondo marino: sono state eseguite 10 bennate per tarare le informazioni sonar, e prelevati 48 campioni con operatori subacquei per la definizione della morfologia/sedimentologia della spiaggia sommersa. La classificazione tessiturale dei sedimenti clastici è stata basata sul diagramma ternario di Folk (1954) di seguito riportato.



Per inquadrare la stratigrafia delle aree marine comprese nel Foglio *Tarquinia* nell'evoluzione complessiva del margine continentale sono stati utilizzati dati (sismici e di campionamento) provenienti dalle aree limitrofe, in particolar modo dall'area ricadente nel Foglio *Montalto di Castro*.

Inoltre, per le ricostruzioni sono stati utilizzati i dati di una perforazione petrolifera (Pozzo Matilde 1) circa 12 km a sud del limite meridionale del Foglio e di diverse perforazioni di media profondità eseguite da ENEL per l'impianto policombustibile di Montalto di Castro.

PROGETTO CARG

II – CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI DELLE UNITA' AFFIORANTI

1. – INQUADRAMENTO BIOSTRATIGRAFICO E BIOCRONOLOGICO
(a cura di A. Fiorentino e R. Sardella)

La biostratigrafia delle successioni sedimentarie affioranti nell'area del Foglio "Tarquinia" è stata effettuata principalmente sulla base di analisi di associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici, nannofossili e ostracodi e, per quanto riguarda le facies continentali, resti di vertebrati (mammiferi). Relativamente ai flysch meso-cenozoici si sono utilizzate in particolar modo le associazioni a nannofossili, in quanto, in queste litofacies, l'analisi di tali associazioni rappresenta uno dei pochi, quando non l'unico, strumento per la determinazione delle età e quindi per la ricostruzione delle successioni.

Le associazioni a nannofossili, pur essendo frequentemente mal conservate e marcatamente rimaneggiate, sono presenti con buona frequenza all'interno dei campioni analizzati ed hanno permesso di verificare la sostanziale continuità stratigrafica delle successioni esaminate. Infatti, la determinazione della stratigrafia dei litotipi flyschoidi nell'area del foglio è resa difficoltosa dalle condizioni di affioramento, generalmente scarse, che impediscono la ricostruzione di sezioni stratigrafiche di riferimento di spessore sufficiente a tarare la successione; inoltre, la sostanziale uniformità litologica degli intervalli torbiditici ed emipelagici dei terreni affioranti, rende problematica la definizione dei rapporti geometrici e stratigrafici tra i diversi affioramenti; il ritrovamento solo molto sporadico di microforaminiferi planctonici all'interno dei litotipi

PROGETTO CARG

riconducibili alle unità della Pietraforte e dei Flysch della Tolfa costituisce inoltre un ulteriore ostacolo alla determinazione in campagna di tali rapporti. Per la ricostruzione della successione si è quindi dovuto far ricorso ad elaborazioni operate successivamente alla raccolta dei dati di campagna.

Anche gli autori che avevano affrontato estesamente lo studio di quest'area in precedenza (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; CIVITELLI & CORDA, 1982) avevano incontrato questa difficoltà, tanto che, talvolta, i dati biostratigrafici sono quasi del tutto assenti; spesso, non sono indicati chiaramente gli affioramenti dai quali provengono i fossili riportati nella descrizione delle unità litostratigrafiche.

Al di sopra dei flysch, le unità mioceniche sono caratterizzate da associazioni fossili tipiche di ambienti meno profondi. In alcuni casi si riconoscono foraminiferi, frammenti di molluschi, briozoi, echinidi, alghe corallinacee, policheti ed anellidi oppure rari ostracodi.

Meno complessa è risultata, infine, la ricostruzione della stratigrafia per le unità plio-quaternarie anche grazie alla possibilità di confronto con lavori precedenti (CARBONI *et alii*, 1994). Le associazioni a nannofossili hanno consentito nella maggior parte dei casi di determinare direttamente la biozona alla quale attribuire i campioni esaminati; le associazioni a foraminiferi si sono rivelate per lo più abbastanza abbondanti e ben conservate da permettere anche in questo caso l'individuazione delle biozone.

Per quanto riguarda le unità deposte in ambiente neritico si sono rivelati utili, ai fini biostratigrafici, gli ostracodi, per mezzo dei quali è stato possibile arrivare a definire degli intervalli di tempo limitati, nonostante le ancora scarse conoscenze in merito alla loro distribuzione stratigrafica di dettaglio (COLALONGO & SARTONI, 1979).

Infine, relativamente alle facies continentali, si è fatto ricorso ai resti di vertebrati (mammiferi) sulla base dei quali si sono potute individuare le Unità Faunistiche che hanno consentito un inquadramento biocronologico. Le Unità Faunistiche sono definite essenzialmente in base al grado evolutivo dei diversi taxa componenti l'associazione; esse, pertanto, non sono separate tra loro da limiti in quanto questi non possono essere definiti. Inoltre, le successioni continentali sono in larga misura discontinue e i resti di mammiferi fossili solitamente sono concentrati in singoli orizzonti che hanno una distribuzione puntiforme nelle successioni stratigrafiche; quindi solo raramente le transizioni tra associazioni successive possono essere colte in continuità stratigrafica.

Per le zonazioni ci si è serviti in ogni caso degli indicatori stratigrafici disponibili e non si è potuto far ricorso ad un singolo schema biozonale. Tuttavia, per semplificare la lettura degli schemi allegati (figg. 6, 7), sono state riportate unicamente le zonazioni che compaiono nei seguenti lavori ai quali si rimanda anche per i particolari relativi ai taxa citati: per quanto riguarda i

PROGETTO CARG

nannofossili del Cretacico ROTH (1978), modificato da BRALOWER *et alii* (1995), per quelli del Paleogene MARTINI (1971) e per quelli del Plio-quaternario RIO *et alii* (1990); per i macroforaminiferi bentonici si è fatto riferimento alle zonazioni di SERRA-KIEL *et alii* (1998) per il Paleogene e di CAHUZAC & POIGNANT (1997) per il Neogene, per i planctonici plio-pleistocenici dell'area mediterranea a IACCARINO & SALVATORINI (1982) e per i bentonici plio-pleistocenici a COLALONGO & SARTONI (1979). Per gli ostracodi si è fatto riferimento alla zonazione di SISSINGH (1976). Per i mammiferi si sono indicate le unità faunistiche secondo lo schema proposto da GLIOZZI *et alii* (1997).

Non tutti gli schemi biostratigrafici sono stati definiti formalmente in modo tale da poter essere considerati dei veri e propri "standard"; tuttavia, da quando alcuni di essi sono stati inseriti in più ampi schemi stratigrafici, l'automatica, anche se in alcuni casi indiretta, correlazione con la scala cronostratigrafica ha fatto in modo che venissero utilizzati come standard. I riferimenti che si troveranno di seguito sono derivati da queste correlazioni (BRALOWER *et alii*, 1995; BERGGREN *et alii*, 1995a; BERGGREN *et alii*, 1995b).

2. – CARATTERI STRATIGRAFICI

L'inquadramento litobiostratigrafico delle successioni affioranti è riferibile per le unità plioquaternarie agli schemi dei rapporti geometrici delle unità plioquaternarie e per le unità mesocenozoiche allo "schema della successione litostratigrafica" riportati sul foglio. La descrizione delle unità è presentata a partire dalle unità più antiche fino a quelle più recenti.

3. - UNITA' MESO-CENOZOICHE
(a cura di A. Esposito, P. Marsili)

La successione dei litotipi cretaceo-paleogenici affioranti nell'area compresa all'interno del Foglio 354 "Tarquinia" comprende depositi torbiditici ed emipelagici noti in letteratura come "Serie dei Flysch Tolfetani", "Serie della Pietraforte" o anche "Flysch calcareo-argilloso-arenaceo (*serie comprensiva*)" (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; BERTINI *et alii*, 1971; BETTELLI *et alii*, 1980a, 1980b; CIVITELLI & CORDA, 1982).

Questi litotipi, che presentano caratteristiche sedimentologiche e composizionali simili ai cosiddetti "Flysch a Elmintoidi" che affiorano più estesamente nell'Appennino settentrionale, sono stati riferiti in letteratura sia al dominio paleogeografico Ligure esterno sia al dominio Subligure di cui

PROGETTO CARG

costituiscono le propaggini meridionali. In questo lavoro vengono interpretati come appartenenti al dominio Subligure.

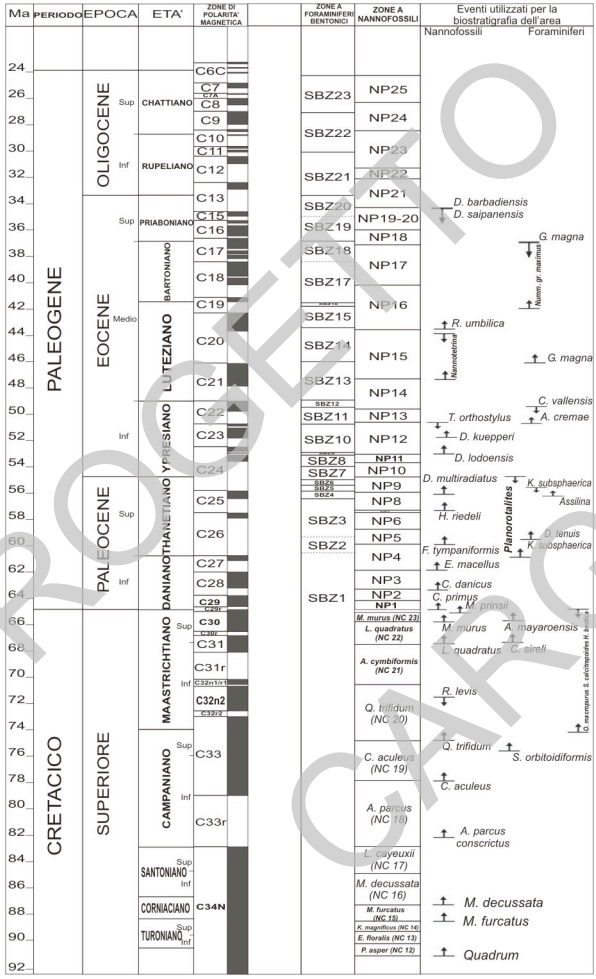


Fig. 6 – *Schema per la stratigrafia del Cretacico-Paleogene (polarità magnetica per il Cretacico da* BRALOWER *et alii, 1995, polarità magnetica per il Paleogene e zone a macroforaminiferi bentonici da* SERRA-KIEL *et alii, 1998, zone a nannofossili per il Cretacico da* ROTH, *1978 modificato da* BRALOWER *et alii, 1995 e per il Paleogene da* MARTINI, *1971).*

PROGETTO GARG

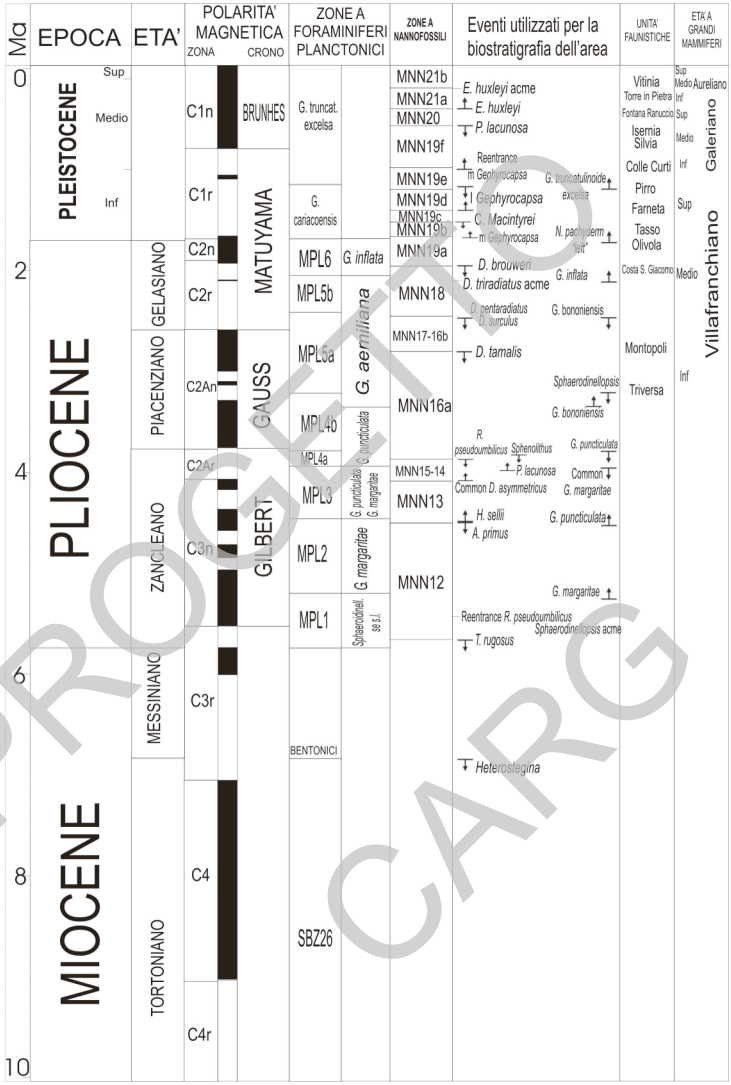


Fig. 7 - *Schema per la stratigrafia del Neogene-Quaternario (polarità magnetica da* BERGGREN *et alii, 1995, zone a macroforaminiferi bentonici da* SERRA-KIEL *et alii, 1998, zone a foraminiferi planctonici da* IACCARINO & SALVATORINI *(1982) e da* COLALONGO & SARTONI *(1979), zone a nannofossili da* RIO *et alii, 1990, unità faunistiche ed età a grandi mammiferi da* GLIOZZI *et alii, 1997).*

PROGETTO CARG

L'unità del Flysch della Tolfa è composta da torbiditi calcaree rappresentate da alternanze tra calcareniti, calcari, calcari marnosi ed argille con rapporti tra loro molto variabili, mentre l'unità della Pietraforte è costituita da litotipi marnosi cui seguono verso l'alto delle torbiditi silicoclastiche. Le relazioni tra le diverse componenti litologiche di queste unità sono di difficile interpretazione sia per la scarsità di sezioni stratigrafiche di spessore sufficiente sia per l'assetto irregolare degli strati; le giaciture sono infatti molto discontinue ed i valori di direzione e inclinazione estremamente variabili anche alla scala dell'affioramento.

Nonostante ciò, i risultati dell'analisi biostratigrafica basata sui microfossili, testimoniando la presenza della maggior parte delle biozone a nannoplancton all'interno dell'intervallo temporale ricoperto dalle diverse unità, dimostrano la sostanziale continuità della successione stratigrafica.

Si è posta particolare attenzione al rapporto tra la componente litoide e quella pelitica che operativamente, nella pratica di campagna, pur con le limitazioni imposte dalla frammentarietà degli affioramenti, costituisce il più efficace, quando non l'unico, elemento per discriminare i diversi intervalli stratigrafici. In effetti, seppure con delle eccezioni, la successione dell'unità del Flysch della Tolfa mostra complessivamente un trend "*thinning upward*" con un incremento in frequenza e spessore della componente pelitica verso l'alto.

Nel presente lavoro i terreni del ciclo sedimentario pre-orogenico sono stati suddivisi in due formazioni: la Pietraforte (**PTF**), in cui sono state distinte due litofacies (**PTF_a** e **PTF_b**), e il Flysch della Tolfa (**FYT**), suddiviso in due membri, membro di Poggio Vivo (**FYT_1**) e del Fosso Anitrella (**FYT_2**), in cui si riconoscono diverse litofacies (del Torrente Bidignone, **FYT_{1a}**; delle argilliti del Mignone, **FYT_{2a}**; e di Monte Fortino, **FYT_{2b}**).

Al di sopra di queste formazioni affiorano, in lembi discontinui e limitati lungo il Fiume Marta, i depositi sinorogenici noti in letteratura come Arenarie di Manciano (**BGS**).

3.1. - PIETRAFORTE **(PTF)**

Nel settore occidentale del Foglio 354 "Tarquinia", nei dintorni del rilievo di Monte Cimbalo, affiorano due litofacies riconducibili alla formazione della Pietraforte (FAZZINI *et alii*, 1972): una essenzialmente pelitica, nota in letteratura come *Argilliti varicolori manganesifere* (**PTF_a**), ed un'altra torbiditica arenacea (**PTF_b**; *Pietraforte*, *auct.*).

La litofacies pelitica (**PTF_a**) è rappresentata da marne beige e grigie con fratturazione a "saponetta" o a scaglie, da argilliti scure fogliettate con intercalazioni di sottili (5-10 cm) strati di calcari verdognoli o nerastri, con

PROGETTO CARG

patina d'alterazione ocracea e da argilliti varicolori (grigio scuro, verdastre e rossiccie). A questi litotipi, presso il contatto con la litofacies arenacea (**PTF_b**), si intercalano sottili strati arenacei dello spessore massimo di pochi decimetri che suggeriscono una certa gradualità dell'inizio della sedimentazione silicoclastica.

Le migliori esposizioni di questi litotipi sono lungo la S.P. della Roccaccia, in corrispondenza del versante occidentale della Bandita S. Pantaleo e sulla sponda destra del Fosso degli Impiccati.

La litofacies arenacea (**PTF_b**) è costituita da torbiditi arenaceo calcareo-quarzose, a luoghi ricche in femici, generalmente di colore grigio azzurrognolo o ocra, abbastanza compatte e in strati di spessore molto variabile, da pochi decimetri a 3-4 metri; gli spessori maggiori possono essere dovuti a fenomeni di amalgamazione. Raramente si osservano strutture sedimentarie trattive, gli intervalli T_{b-e} sono quasi del tutto assenti o presentano spessori centimetrici. La granulometria è variabile da fine a grossolana; in alcuni strati, non necessariamente vicino alla base, si rinvengono livelli discontinui, lenticolari o a "nuvola" di microconglomerato (noto in letteratura con il nome di *Cicerchina*) poligenico, granulo sostenuto con matrice arenacea e con scheletro prevalentemente siliceo (selce nera) di dimensioni millimetriche. Le superfici basali degli strati sono nette, talvolta con geometrie lenticolari, in alcuni strati si osservano caratteristiche impronte di fondo (*flute casts, groove casts*).

La frazione dei minerali pesanti nelle arenarie della Pietraforte (CIVITELLI & CORDA, 1988) è qualitativamente poco rappresentata: tormalina, rutilo, zircone e granati, molto rara è la presenza di anatasio, apatite e pirosseni.

Una buona esposizione di questa litofacies è in corrispondenza di una cava in disuso al Km 97 della S.S. 1 Aurelia. Lo spessore complessivo affiorante di queste due litofacies è di circa 200 metri.

Queste litofacies sono caratterizzate dalla sostanziale assenza di microforaminiferi; l'attribuzione dell'età è stata effettuata in base alle associazioni a nannofossili rinvenute in **PTF_a**, riferibili al Turoniano-Santoniano sulla base della presenza di *Quadrum* sp. e *Marthasterites furcatus* (Deflandre, 1954; Deflandre, 1959), e al rinvenimento, all'interno di **PTF_b**, di alcuni esemplari di *Micula decussata* Vekshina, 1959 Biozona a nannofossili calcarei NC15.

L'età Turoniano-Santoniano così determinata si riferisce ad una sezione probabilmente incompleta della formazione, della quale infatti non si osservano né la base né il tetto.

Turoniano-Santoniano

PROGETTO CARG

3.2. - FLYSCH DELLA TOLFA (FYT)

La formazione del Flysch della Tolfa comprende torbiditi ed emipelagiti. Lo spessore minimo di FYT, di cui non è esposta la base, è di circa 2.100 m.

Cretacico superiore-Eocene

*3.2.1. - Membro di Poggio Vivo (**FYT_1**)*

Questo membro corrisponde alle formazioni **fac** e **fc1** di FAZZINI *et alii* (1972). Sulla base delle datazioni effettuate, queste due formazioni sono state considerate come facies eteropiche dello stesso membro.

FYT_1 affiora estesamente nell'area del Foglio 354 "Tarquinia"; in particolare le migliori esposizioni sono osservabili lungo la sponda sinistra del Fiume Mignone, a nord-ovest dell'abitato di Monteromano (Fosso Catone, Fosso Ficonamara), in località Poggio Vivo, al Km 19.800 della S.S. 1 bis Aurelia, in località Grottarenaria e lungo il versante destro Fiume Marta in corrispondenza della traversa della centrale elettrica.

FYT_1 è costituito prevalentemente da calcari, calcari marnosi e calcareniti torbiditiche e, subordinatamente, da argille e argille marnose. Le facies calcaree sono generalmente più abbondanti rispetto a quelle pelitiche, anche se quest'ultime possono essere localmente preponderanti.

La frazione calcarea è rappresentata da calcari e calcari marnosi in strati di spessore variabile da 30 cm a circa un metro, talvolta con base calcarenitica, di colore grigio chiaro, che sono spesso caratterizzati da evidenti fenomeni di paesinizzazione, da marne di colore biancastro o grigio chiaro in strati spessi o molto spessi che presentano una tipica fratturazione a "saponetta".

Le torbiditi carbonatiche sono rappresentate da strati medi o spessi di calcilutiti, frequentemente con base calcarenitica, di colore grigio chiaro o giallastro, con fitto reticolo di litoclasi (paesinizzazione); da strati calcarenitici con granulometria medio-fine, spesso ricristallizzati, di colore grigio, talora con sottili bande ocracee; questi litotipi hanno spessori variabili da circa 30 cm ad oltre un metro. Gli strati torbiditici hanno frequentemente gradazione diretta e strutture sedimentarie trattive, rappresentate da laminazioni piano parallele, incrociate e convolute (intervalli T_{b-d}); l'intervallo T_e è poco frequente e presenta spessori ridotti mentre l'intervallo basale (T_a) è quasi sempre mancante e la base degli strati è molto raramente caratterizzata dalla presenza di impronte di fondo.

La porzione paleocenica carbonatica di questo membro è caratterizzata a luoghi (Poggio Vivo, Casalette Norchia) dalla presenza di brecciole a macroforaminiferi e di marne rosate, spesso associate. Le brecciole a

PROGETTO CARG

macroforaminiferi di colore biancastro, in strati di spessore variabile da 50 cm a 120 cm con granulometria medio-grossolana, sono spesso ricristallizzate e caratterizzate da abbondanti resti di macroforaminiferi interi ed in frammenti prevalentemente rimaneggiati (*Planorotalites* sp., *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cuvillierina sireli* Inan, *Orbitoides cf. givenbachensis* Papp & Kuepper). Le marne e marne calcaree, sono di colore rosso mattone o rosato ed hanno spessore compreso tra uno e dieci metri. Questi due litotipi, di cui non è possibile, per le insufficienti condizioni di affioramento, asserire con certezza la continuità laterale, costituiscono tuttavia un intervallo facilmente riconoscibile e, in tutti i casi in cui sono stati rinvenuti, hanno fornito un'età paleocenica.

Lo spessore minimo di **FYT$_1$**, di cui non è esposta la base, è di circa 1500 metri.

L'età di questo membro, desunta dall'analisi del nannoplancton per l'estrema scarsezza di microforaminiferi planctonici, copre l'intervallo dal Campaniano medio al Paleocene superiore. E' stato possibile identificare gran parte delle zone a nannofossili relative a tale intervallo (dalla NC19 alla NP9). In particolare è stata documentata la presenza dei marker *Aspidolithus parcus constrictus* (Hattner & Wise, 1980) Perch-Nielsen, 1984, *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins & Sissingh, 1977, *Quadrum trifidum* (Stradner, 1961) Prins & Perch-Nielsen, 1977, *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh, 1977, *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini, 1964, *Micula murus* (Martini, 1961) Bukry, 1973, *Micula prinsii* Perch-Nielsen, 1979, *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen, 1977, *Chiasmolithus danicus* (Brotzen, 1959) Hay & Mohler, 1967, *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan, 1964, *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, 1967, *Heliolithus riedelii* Bramlette & Sullivan, 1961, *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel, 1954.

L'analisi biostratigrafica dei macroforaminiferi ha consentito di riconoscere marker che individuano le biozone SBZ3-4 di SERRA-KIEL *et alii*, 1998 (*Assilina* sp., *Discocyclina tenuis* Douvillé, *Plumokathina subsferica* Sirel).

Campaniano medio-Paleocene superiore

3.2.1.1. - Litofacies del Torrente Bidignone (**FYT$_{1a}$**)

La litofacies **FYT$_{1a}$** affiora lungo il corso del Torrente Bidignone ed è costituita prevalentemente da intervalli emipelagici e subordinatamente da torbiditi carbonatiche. La frazione pelitica è rappresentata da marne argillose, argille siltose ed argille fissili grigio scuro e marrone in strati da pochi cm fino ad alcuni metri a cui si intercalano, talvolta, sottili strati calcarenitici grigi a granulometria fine e calcilutitici dal caratteristico colore d'alterazione giallo-ruggine o grigio-verde. Questi strati hanno una caratteristica alterazione

PROGETTO CARG

superficiale aciculare che forma dei piccoli diedri. Il rapporto tra gli strati pelitici e quelli litoidi è molto maggiore di uno. Alla base del versante settentrionale di Poggio Rosanello gli strati calcarei contengono associazioni a nannofossili cretacei rimaneggiati, mentre quelli argillosi presentano associazioni paleoceniche molto rare e mal conservate.

Le torbiditi calcaree, intercalate agli intervalli emipelagici, sono rappresentate da calcareniti in strati di spessore compreso tra 50 ed 80 cm, spesso gradati, hanno granulometria medio-fine, con frequenti laminazioni piano-parallele, incrociate e convolute e presentano raramente strutture transfacciali. Si osservano anche facies torbiditiche arenacee di colore grigio o beige, con granulometria medio-fine, in strati decimetrici intercalate ad argille brune fogliettate in strati generalmente superiori ad alcuni metri (località Grottarenaria e Casalette Norchia).

Lo spessore massimo di $\mathbf{FYT_{1a}}$ è di circa 500 m.

L'età di questa litofacies è limitata al Paleocene, indicato dalla presenza di una associazione banale (*Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Prinsius bisulcus* (Stradner, 1963) Hay & Mohler, 1967, *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, 1971) di forme relative a questa epoca. Anche in questo caso il contenuto in microforaminiferi è insufficiente alla determinazione dell'età.

Paleocene superiore

3.2.2. - *Membro del Fosso Anitrella* (***FYT$_2$***)

Questo membro affiora lungo il versante destro del Fiume Mignone ed è caratterizzato da una maggiore abbondanza delle litofacies pelitiche rispetto a quelle calcareo-calcarenitiche.

La porzione pelitica di $\mathbf{FYT_2}$ è rappresentata da argilliti, siltiti ed argilliti siltose di colore bruno-verdastro sottilmente stratificate e fogliettate in scaglie minute di pochi centimetri. A questi depositi si intercalano sottili strati (10-20 cm) calcarei o calcareo marnosi e torbiditi carbonatiche. Queste ultime sono costituite da calcareniti in strati medi e spessi, con granulometria medio-fine che sfumano verso l'alto a micriti, da microbrecciole calcaree di colore avana in strati di spessore variabile tra 50 cm e 80 cm caratterizzate da abbondanti macroforaminiferi interi ed in frammenti (*Nummulites* gr *maximus* D'Archiac, 1850, *Nummulites* spp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gyroidinella magna* Le Calvez, *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitolinae, Globigerinidae, Miliolidae; Alveolina cremae* Checchia-Rispoli, 1905, *Cuvillierina vallensis* (Ruiz De Gaona, 1948)) (Pontone del Crognolo, Acqua Acetosa). I litotipi calcareo-calcarenitici possono avere strutture trattive (laminazioni piano-parallele ed ondulate; intervalli T_{b-d}).

PROGETTO CARG

A varie altezze sono presenti limitati corpi olistolitici carbonatici non cartografabili ed individuati solo con l'ausilio delle analisi micropaleontologiche. L'analisi biostratigrafica ha rivelato la frequente presenza di forme cretaciche rimaneggiate, con particolare abbondanza delle associazioni cenomaniane (*Lithraphidites alatus* Thierstein, 1972 e *Microstaurus chiastius* (Worsley, 1971) Grun, 1975) e di olistoliti cretacei quasi tutti riferibili alla zona a *Quadrum trifidum* (**FYT_{2b}**).

Lo spessore di **FYT_2** è di circa 600 metri.

L'età eocenica di questo membro è stata attribuita in seguito al rinvenimento dei seguenti marker: *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai, 1963, *Discoater lodoensis* Bramlette & Riedel, 1954, *Discoaster kuepperi* Stradner, 1959, *Nannotetrina*, *Reticulofenestra umbilica* (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968, *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, 1954, *Discoaster barbadiensis* Tan, 1927, *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette & Wilcoxon, 1967.

L'esame dei macroforaminiferi ha consentito di riconoscere marker che individuano le biozone SBZ11, SBZ16 e SBZ18 di SERRA-KIEL *et alii*, 1998.

Eocene

3.2.2.1. – Litofacies delle argilliti del Mignone (**FYT_{2a}**)

Questa litofacies si ritrova intercalata all'interno del membro FYT_2 ed è nota in letteratura come "Formazione del Mignone" (FAZZINI *et alii*, 1972; CIVITELLI & CORDA, 1982).

Le esposizioni migliori sono lungo il corso del Fiume Mignone, in corrispondenza della linea ferroviaria Civitavecchia-Capranica-Orte in località Selvaretta, Campo Rossino e Calisto, e all'interno del Poligono militare di Monteromano, in località Macchia San Vincenzo-Fontanile Francesconi.

Questa litofacies è rappresentata da due lenti di dimensioni chilometriche e da altre intercalazioni di dimensioni più ridotte costituite da una litofacies intensamente fratturata e ridotta in scaglie minute di argilliti e siltiti fissili di colore variabile da grigio scuro-verdastro a rosso vinaccio, con sottili patine manganesifere a cui si intercalano rari strati marnoso-calcarei, dello spessore di alcuni decimetri, sovente ripiegati (slumps) o budinati in spezzoni decimetrici (Stazione di Monteromano, Grottarenaria, Macchia San Vincenzo).

Da un punto di vista mineralogico queste argilliti sono risultate ricche di mica e clorite, in alcuni campioni è stata rilevata in maniera significativa anche la presenza di caolinite.

Questa litofacies ha uno spessore massimo, lungo la valle del Mignone, di circa 150 metri.

PROGETTO CARG

L'analisi biostratigrafica ha individuato generalmente associazioni a nannoplancton cretaciche rimaneggiate a partire dal Barremiano, con una prevalenza di quelle campaniane (*Quadrum trifidum*) e secondariamente di quelle albiano-cenomaniane (*Lithraphidites alatus* e *Microstaurus chiastius*); sporadiche associazioni eoceniche, analoghe a quelle presenti in **FYT_2**, hanno permesso di riferire questa litofacies a quest'ultimo intervallo di tempo.

Eocene

3.2.2.2. - Litofacies di Monte Fortino (**FYT_{2b}**)

Questa litofacies, costituita prevalentemente da facies calcaree e argillose, affiora con continuità lungo il versante destro del Fiume Mignone a nord di Monte Fortino ed in piccoli lembi non cartografabili all'interno di **FYT_2**.

Si tratta di calcari micritici grigio scuro, di calcareniti fini in strati da sottili a medi caratterizzati da strutture trattive nelle porzioni più grossolane, di marne e marne calcaree grigie scuro fogliettate o con tipica fratturazione a "saponetta".

Questa litofacies ha uno spessore massimo di circa 200 metri.

L'analisi biostratigrafica ha rivelato esclusivamente associazioni campaniane della zona a *Quadrum trifidum*.

La litofacies **FYT_{2b}** è stata interpretata, in base alle sue relazioni stratigrafiche con le unità circostanti e ai risultati delle analisi micropaleontologiche, come un corpo olistolitico.

Eocene

3.3. - Unita' Di Guado Della Spina (**BGS**)

L'Unità di Guado della Spina, che si può riferire alle Arenarie di Manciano degli Autori, rappresenta un deposito sin-orogenico della successione epiligure, deposta in discordanza angolare al di sopra dei terreni flyschoidi già deformati.

Questa unità si osserva in limitati affioramenti lungo la valle del Fiume Marta. Si tratta di calciruditi, calcareniti bioclastiche ed arenarie grossolane, di colore variabile da giallastro a biancastro, di aspetto massivo o con stratificazione poco evidente. Queste litofacies, che si presentano generalmente molto compatte, con abbondante scheletro, scarsa matrice e cemento a luoghi ricristallizzato, sono caratterizzate da un'abbondante frazione bioclastica rappresentata da frammenti di molluschi, briozoi, echinidi, alghe corallinacee, policheti ed anellidi. Le caratteristiche sedimentarie e le associazioni fossilifere indicano un ambiente di mare basso e con forte energia. Raramente si osservano

PROGETTO CARG

delle intercalazioni di litofacies sabbiose di aspetto granulare, saccaroide, di colore bruno giallastro.

Lo spessore massimo di questa unità è di circa 40 m.

L'associazione biostratigrafica, caratterizzata dalla presenza da *Heterostegina* sp. e dall'assenza di *Miogypsina* sp., è riferibile alla biozona SBZ26 di CAHUZAC & POIGNANT, 1997.

Langhiano - Tortoniano

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

Questa formazione, riferita in letteratura al Messiniano, rappresenta la prima unità riconducibile al ciclo sedimentario neoautoctono. Affiora nei pressi di Tarquinia, lungo la valle del Fiume Marta in località Montarana. Si tratta di gessi alabastrini e/o microcristallini in strati da 50 cm ad oltre un metro, con intercalati sottili livelli di argilla grigia (**GES_b**) e di argille ed argille sabbiose, a luoghi con cristalli di gesso, di colore grigio (**GES**).

Lo spessore massimo stimato in affioramento è di circa 40 metri.

Le caratteristiche sedimentologiche permettono di riferire questa formazione ad un ambiente di transizione.

Messiniano

3.5. - UNITÀ DI POGGIO TERZOLO (**PTZ**)

Questa Unità che appartiene al ciclo deposizionale neoautoctono ed affiora nel settore sud orientale del Foglio Tarquinia, all'interno della parte orientale del Bacino di Tolfa (DE RITA *et alii*, 1992), è costituita da argille ed argille sabbiose grigiastre o giallastre, a luoghi con cristalli di gesso (**PTZ**) a cui si intercalano a diverse altezze lenti e/o orizzonti conglomeratici (**PTZ_a**), anche di notevoli dimensioni, in scarsa matrice sabbiosa talvolta arrossata. I ciottoli, quasi esclusivamente carbonatici, sono evoluti, eterometrici (con dimensioni variabili da qualche centimetro ad alcuni decimetrici) generalmente mal classati ed organizzati in grosse bancate all'interno delle quali si individuano superfici di discontinuità che limitano talvolta degli orizzonti a gradazione diretta. In località Ara del Pero la giacitura varia tra N55°E e N20°E, con immersione verso nord-ovest ed inclinazione variabile tra 20° e 30°. A sud del Foglio Tarquinia le giaciture dei livelli conglomeratici variano notevolmente risentendo dell'effetto del corpo intrusivo di Tolfa (DE RITA *et alii*, 1997).

PROGETTO CARG

La base della sequenza messiniana non affiora nell'area relativa al foglio; DE RITA *et alii* (1997) identificano una facies conglomeratica a contatto diretto tipo *onlap* con i litotipi flyschoidi. Lo spessore valutato è di circa 200 m.

L'analisi della porzione argillosa di questa unità ha permesso di individuare rari ostracodi, in parte decalcificati, molto spesso valve giovanili: *Candona* (*Camptocypria*) cfr. *venusta* (Zalànyi), *Leptocythere propinqua* (Livental), *Loxoconcha (Loxocorniculina) djiaffarovi* Schneider, *Loxoconcha eichwaldi* Livental, *Cyprideis agrigentina* Decima. Il rinvenimento di questa associazione a carattere paratetisiano permette di riferire il deposito alla biozona a *L.(L.) djiaffarovi* sensu CARBONNEL (1978), correlabile con la parte alta della "non distinctive zone" della zonazione a foraminiferi di IACCARINO & SALVATORINI (1982). Sulla base di queste considerazioni questi depositi sono riferibili al top del Messiniano (evento Lago-Mare).

Messiniano

4. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

(a cura di D. de Rita, M. Fabbri, I. Mazzini, P. Paccara, A. Sposato, A. Trigari)

I termini plio-pleistocenici, studiati congiuntamente nell'area dei Fogli Montalto di Castro e Tarquinia, sono stati organizzati in supersintemi come illustrato in fig. 8; il dettaglio del supersintema Aurelio-Pontino è illustrato in tav. 1

4.1. - SUPERSINTEMA SPALLE DELLA CIUFFA

Il Supersintema di Spalle della Ciuffa poggia con una superficie ad alto rilievo sui depositi continentali del Messiniano e sulle formazioni preorogeniche; questa superficie testimonia la nuova trasgressione marina basso pliocenica verificatasi nell'area dopo l'evento di continentalizzazione messiniano. Nel Supersintema di Spalle della Ciuffa è presente l'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), di natura essenzialmente argillosa, che comprende anche una facies marino costiera osservata direttamente a contatto con il substrato meso-cenozoico.

Le analisi micropaleontologiche effettuate su un grande numero di campioni indicano un'età pliocenica inferiore, pur non individuando mai la biozona a *Spheroidinellopsis*; tale lacuna biostratigrafica indica uno *hiatus* di sedimentazione nel Pliocene basale di questa area.

Pliocene inferiore

PROGETTO CARG

4.1.1. - *Unità del Fosso di San Savino* ***(SBM)***

Questa unità è caratterizzata da argille grigio azzurre compatte e argille marnose con veli di silt intercalato. Nella parte sommitale sono presenti, inoltre, sedimenti argilloso sabbiosi, con clasti quarzitici dispersi e lenti conglomeratiche con livelli argillosi. Gli orizzonti clastici grossolani (rinvenuti principalmente in sondaggio) sono costituiti da ciottoli calcarei e calcareo-marnosi, mediamente evoluti, eterometrici; data la scarsità di affioramenti non è possibile fornire dati sullo spessore di questa litofacies.

Lo spessore massimo di tutta l'unità osservato in campagna è circa 100 metri, in particolare nella zona di Tarquinia e di Ara della Regina. Lungo il Marta e i suoi affluenti lo spessore riscontrato è di circa 75 m, con quote di tetto che raggiungono i 150 m s.l.m.; qui è presente anche una facies conglomeratica, caratterizzata da clasti evoluti immersi in matrice sabbiosa, con intercalazioni argilloso-sabbiose. Lungo il Fiume Mignone, l'Unità del Fosso di San Savino raggiunge spessori fino a 90 metri e la sua superficie di tetto si colloca a quote variabili tra 85 e 125 m s.l.m. Spessori minori sono osservabili lungo le altre aste fluviali, dove l'Unità del Fosso di San Savino costituisce sempre la base delle scarpate. In destra del Fiume Mignone, in località Casale Luzi, la superficie di letto delle argille è compresa tra i 60 e 70 m s.l.m.; lungo Fosso Ronchese, affluente in riva destra del Fiume Mignone, le argille affiorano a quote comprese tra 10 e 35 metri s.l.m. e la superficie di tetto scende verso mare.

L'affioramento più orientale dell'unità è ubicato in prossimità di Fontanile della Cerreta dove le argille, sollevate dalle intrusioni dei magmi tolfetani, affiorano a quote comprese tra 200 e i 240 m s.l.m.

L'ambiente di sedimentazione è marino circalitorale.

Le analisi micropaleontologiche effettuate su questi campioni hanno fornito buoni risultati sia per quanto riguarda i foraminiferi sia per il nannoplancton. Nel primo caso i campioni appartenenti alla biozona a *Globorotalia margaritae* sono caratterizzati da una fauna spesso di grosse dimensioni, sia per il *plancton* sia per il *benthos*, sempre abbondantissima e con rapporto P>>B. Nel plancton è sempre presente *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, 1965 ben conservata e nel benthos *Uvigerina rutila* Cushman & Todd, 1941. Le analisi del nannoplancton hanno permesso di individuare la zona MNN12, confermando le attribuzioni cronologiche degli Autori allo Zancleano *p.p.* (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; CARBONI *et alii*, 1994).

PROGETTO CARG

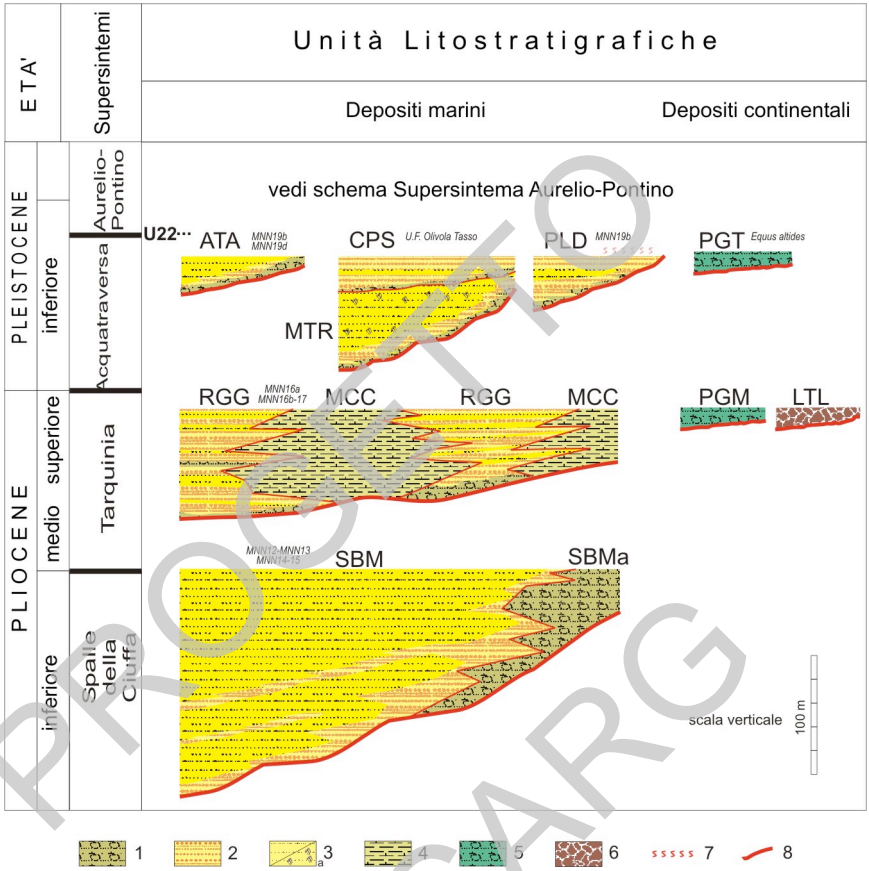


Fig.8 – *Organizzazione delle Unità a Limiti Inconformi in supersintemi e loro relazioni stratigrafiche illustrate tenendo anche conto delle unità affioranti nel Foglio Montalto di Castro. Le sigle si riferiscono alla legenda del foglio; la sigla ATA si riferisce ad una unità affiorante nel Foglio Montalto di Castro.*

Legenda: 1. Sabbie ghiaiose marine, con fauna a gasteropodi e lamellibranchi, localmente a clasti poco evoluti (SBM_a). 2. Sabbie limose marine. 3. Limi argillosi e localmente sabbiosi, (a – con resti di *Cladocora coespitosa*). 4. Calcarenite bioclastica con intercalazioni pelitico-sabbiose (Macco). 5. Sabbie ghiaiose in facies continentale. 6. Lave trachitiche della Tolfa. 7. Lembi di paleosuoli. 8. Principali superfici di erosione. U22 Discontinuità riconosciuta nelle stese sismiche a mare del Foglio Montalto di Castro.

Le analisi dei foraminiferi effettuate sulla parte alta dell'unità hanno evidenziato un rapporto P/B sempre favorevole al plancton, ma con un aumento relativo della frazione bentonica. Il marker *Uvigerina rutila* è sempre presente mentre la presenza di rari esemplari di *Globigerina umbilicata* Orr & Zaitzeff,

PROGETTO CARG

1971, *Bulimina basispinosa* Tedeschi & Zanmatti e *Bulimina aculeata* d'Orbigny, 1826 fanno attribuire molti campioni di questa porzione dell'Unità del Fosso di San Savino ad una età prossima al passaggio Zancleano-Piacenziano. Le analisi del nannoplancton hanno fornito indicazioni analoghe riferendo tali campioni alle biozone MNN13 e MNN14-15 (**SBM**).

Verso il basso e lateralmente è presente una microbreccia calcarea ben cementata caratterizzata da una struttura massiva, localmente a matrice limoso-argillosa che può formare delle lenti di spessore massimo pari a 60 cm. I clasti sono eterometrici e scarsamente evoluti, eterogenei, costituiti da calcari di piattaforma, frammenti di rudiste, calcari a Globotruncane, calcari a Globigerine oligo-mioceniche, frammenti di bivalvi (soprattutto ostreidi e pectinidi), frammenti di echinidi e frammenti di policheti (*Ditrupa* sp.). La presenza della microbreccia è estremamente localizzata in corrispondenza degli alti morfologici lungo tutta la Valle del Marta, dove affiora, con contatto diretto e trasgressivo sulla Formazione calcareo marnosa dei Flysch della Tolfa. In località Fosso Catone il grado di evoluzione e le dimensioni dei clasti aumentano e la matrice limosa diventa abbondante nella parte superiore. Il massimo spessore affiorante è di circa 40 m. In località il Torrionaccio la superficie di letto sale da quote prossime ai 50 metri fino ai 140 metri s.l.m.; in località Fontana dei Briganti la stessa superficie è osservabile tra i 50 e i 70 metri s.l.m. e in uno degli affioramenti più settentrionali tra i 50 e i 75 metri s.l.m. L'ambiente di sedimentazione è litorale, ad alta energia, poco profondo, con scarsi apporti pelagici. (**SBM$_a$**)

La natura dei clasti, l'appoggio sul substrato Meso-Cenozoico, l'evidente eteropia con le argille (**SBM**) e i rapporti con le unità stratigraficamente superiori permettono di attribuire la microbreccia (**SBM$_a$**) al Pliocene inferiore *p.p.*

Pliocene inferiore p.p.

4.2. - Supersintema Tarquinia

Questo Supersintema è composto dall'Unità di Pian della Regina (**RGG**) e dal Macco (**MCC**) di età Pliocene medio *p.p.*-superiore *p.p.*, dall'Unità di Poggio Martino (**PGM**) e dall'unità vulcanica delle Lave di Casetta Fatevoi (**LTL**) del Pliocene superiore. Il Macco (**MCC**) e l'Unità di Pian della Regina (**RGG**) sono eteropiche fra loro; si è scelto di mantenerle separate in quanto il Macco (**MCC**) è una formazione istituita e storicamente ben nota.

La superficie di base, di natura erosiva, taglia i sedimenti del Pliocene inferiore e mette localmente a contatto alcune delle unità sopradescritte con la Pietraforte (**PTF**) e il Flysch della Tolfa (**FYT**). Il suo andamento altimetrico si

PROGETTO CARG

articola da quote di fondo valle di 25 – 35 m s.l.m., come nella valle del Fosso del Legno e del Fiume Marta in località Perazzeta, fino a quote superiori a 100 m s.l.m. In corrispondenza dell'area circostante a Poggio del Forno la superficie di base del Supersintema giunge fino a quote maggiori di 150 m s.l.m.

Non sono state introdotte distinzioni di Sintema poiché la discontinuità degli affioramenti non ha permesso la gerarchizzazione delle superfici di inconformità, deducibili dai rapporti giaciturali delle unità.

Le aree di maggiore estensione degli affioramenti delle unità del supersintema seguono un andamento circa nord – sud; a partire dall'abitato di Tarquinia verso nord si possono osservare i maggiori affioramenti di sedimenti del Pliocene medio - superiore, come in località "La Roccaccia", Valle del Fosso del Legno fino al Torrente Arrone, che costituisce un limite geografico netto. Altre zone di modesti affioramenti sono ubicati alla base di alcune scarpate in località di "Pian di Spille".

Lo spessore massimo è valutabile intorno ai 100 m.

Il contenuto faunistico e le caratteristiche sedimentologiche delle unità permettono di evidenziare l'evoluzione del bacino medio-suprapliocenico da un ambiente circalitorale a infralitorale-circalitorale.

Pliocene medio-superiore

4.2.1. - *Macco* ***(MCC)***

Si tratta di una calcarenite bioclastica, giallastra, ricca di noduli algali, bivalvi (*Ostrea* (*Ostrea*) *lamellosa* Brocchi, 1814, *Chlamys* (*Aequipecten*) *opercularis* Linneo, 1758, *Chlamys* (*Aequipecten*) *seniensis* Lamarck, 1819, *Chlamys* (*Chlamys*) *multistriata* (Poli, 1795), *Pecten* (*Pecten*) *bipartitus* (Foresti, 1876), *Pecten* (*Flabellipecten*) *flabelliformis* Brocchi, 1814), briozoi, echinidi, brachiopodi, balanidi, ditrupe e foraminiferi bentonici (Macco di ALBERTI *et alii*, 1970; Calcare di Tarquinia di FAZZINI *et alii*, 1972 e Calcare ad *Amphistegina* di CONTI *et alii*, 1983). La stratificazione è ben definita, ed è costituita da intercalazioni pelitico sabbiose, di spessore variabile e con geometria tabulare; possono inoltre essere presenti evidenti clinostratificazioni. All'interno delle intercalazioni è frequente osservare laminazioni piano-parallele che denotano un ambiente a minore energia. Nella zona di Tarquinia e di Ara della Regina, questa formazione poggia spesso in disconformità sul Pliocene inferiore. Nella parte centrale del foglio (località Le Mandrelle) è in discordanza sui termini cretacico-eocenici. Di particolare interesse gli affioramenti all'interno della cittadina di Tarquinia e in località Pisciarello dove sono ben evidenti faglie sinsedimentarie con direzione variabile da N90 a N130. Lo spessore massimo osservato è di circa 40 metri. L'ambiente di sedimentazione è

PROGETTO CARG

marino infralitorale inferiore-circalitorale superiore. Le analisi effettuate sulle associazioni a foraminiferi hanno permesso l'attribuzione del Macco alla biozona a *Globorotalia aemiliana*, confermata dall'analisi del nannoplancton (MNN16a, MNN16b-17) e dalle ostracofaune, indicanti anch'esse una collocazione cronostratigrafica riferibile al Piacenziano *p.p.*-Gelasiano *p.p.*

Pliocene medio p.p.-Pliocene superiore p.p.

4.2.2. - *Unità di Pian della Regina (**RGG**)*

Questa Unità è composta da sabbie, sabbie argillose e argille ricche in bivalvi, sia interi sia frammentati (*Pecten* (*Pecten*) *jacobaeus* (Linneo, 1758), *Semicassis* (*Semicassis*) *levigata* (Defrance, 1817), *Subula* (*S.*) *fuscata* (Brocchi, 1814), *Conus* (*Chelyconus*) *ponderosus* Brocchi, 1814, *Naticarius tigrinus* (Defrance, 1825)). A luoghi le argille si presentano molto ossidate, con clasti quarzitici ben evoluti. Sono presenti orizzonti calcarenitici discontinui, di spessore variabile, caratterizzati da impronte di molluschi completamente decalcificati. Questa unità affiora estesamente nell'area a nord di Tarquinia e raggiunge uno spessore massimo di circa 100 metri.

Poggia sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**) e sui termini cretacico-eocenici.

L'ambiente di sedimentazione è marino circalitorale. Le analisi effettuate sul nannoplancton calcareo hanno permesso di attribuire l'Unità di Pian della Regina alle zone MNN16a, MNN16b-17, riferibili all'intervallo Piacenziano p.p.-Gelasiano p.p.. Le associazioni a foraminiferi individuano la biozona a *Globorotalia aemiliana*; localmente sono presenti esclusivamente forme bentoniche (*Ammonia* sp. e *Elphidium* spp.). Anche le analisi delle ostracofaune forniscono le indicazioni Piacenziano-Gelasiano con l'associazione *Parakrithe lata* Ruggieri & D'Arpa, *Miocyprideis italiana* Moos e *Callistocythere crispata* (Brady, 1868).

Pliocene medio p.p.-Pliocene superiore p.p.

PROGETTO CARG

4.2.3. - *Unità di Poggio Martino (**PGM**)*

Si tratta di conglomerati e ghiaie, caratterizzati da ciottoli evoluti, calcarei, calcareo-marnosi e quarzitici, immersi in matrice sabbiosa. A luoghi sono presenti livelli più cementati di microconglomerati ed intercalazioni argillose.

Lo spessore di questa unità raggiunge in affioramento circa 30 m. Importante la presenza di elementi di Macco rielaborati che ha permesso di attribuire questa unità alla parte alta del Pliocene superiore. L'Unità di Poggio Martino (**PGM**) è in contatto trasgressivo sul flysch della Tolfa (**FYT**), sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), sull'Unità di Pian della Regina (**RGG**) e sul Macco (**MCC**). Le quote di affioramento della superficie di base sono piuttosto variabili. In località Formiconcino la superficie di base affiora tra i 125 e i 140 m s.l.m., a C.le Formicone intorno ai 125 m s.l.m., nell'area di Poggio Martino tra 150-170 m e a Poggio Canino tra i 140 e i 175 m s.l.m.; nell'area di Fontanile dell'Olmo e presso Tarquinia Vecchia le quote sono sempre intorno a 150 m s.l.m. I rapporti con l'Unità di Pian della Regina (**RGG**) e la presenza di clasti di Macco (**MCC**) rimaneggiati permettono di attribuire questa unità a un generico Pliocene superiore *p.p.*

Pliocene superiore p.p.

4.2.4. - *Lave di Casetta Fatevoi (**LTL**)*

Nel settore sud-orientale del Foglio Tarquinia sono presenti piccoli lembi di lava trachitica a struttura porfirica olocristallina e tessitura isotropa contenente fenocristalli di sanidino, plagioclasio e biotite, appartenente al vulcanismo della Tolfa.

Queste lave sono ricoperte quasi totalmente da una fitta vegetazione ed è possibile osservarle solo localmente lungo le incisioni dei fossi, con spessore intorno al centinaio di metri.

Secondo DE RITA *et alii*, 1997, la genesi delle lave tolfetane è riconducibile alla messa in posto di una serie di domi coalescenti a chimismo acido, con età di messa in posto a partire dal Pliocene superiore .

Nel Foglio 1:100.000 "Civitavecchia" sono inserite tra le ignimbriti e le lave da riolitiche a quarzo latitiche del Complesso Tolfetano–Civitavecchiese (**ρw** e **ρv**).

Pliocene superiore p.p.

PROGETTO CARG

4.3. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA

Il Supersintema Acquatraversa è costituito dall'Unità di Macchia della Turchina (**TNA**), dall'Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**), dall'Unità di Mandria Polidori (**PLD**) e dall'Unità di Poggio dell'Aretta (**PGT**).

Le unità che compongono il supersintema appartenentengono ad ambienti di sedimentazione da continentale a marino e si presentano in affioramenti in lembi distanti tra loro. Per questo motivo non sono state introdotte distinzioni di sintema, pur dovendo ammettere, per correlazione, la presenza di superfici di inconformità tra le unità.

La superficie di base è molto articolata e riconoscibile in pochi affioramenti. Ciò suggerisce una frammentazione di ambienti e bacini sedimentari rispetto al precedente mondo pliocenico. Fa eccezione l'area di Macchia della Turchina dove è presente una successione di termini argilloso-sabbioso e calcarenitici bene esposta. In quest'area la superficie è orizzontale o debolmente inclinata verso S-SW ed è osservabile da 75 a 150 m s.l.m.

Pleistocene inferiore p.p.

4.3.1. - *Unità di Macchia della Turchina (**TNA**)*

L'Unità di Macchia della Turchina (**TNA**) è costituita da un'alternanza di argille ricche di macrofossili (principalmente bivalvi), calcareniti fossilifere e conglomerati, questi ultimi costituiti esclusivamente da clasti calcareo-marnosi. Questa successione affiora principalmente lungo la valle dell'Arrone. La porzione argillosa è stata riferita, sulla base delle analisi del nannoplancton, alle biozone MNN19b e MNN19d (CARBONI *et alii*, 1994). Nella zona di Tarquinia, Macchia della Turchina e Valle del Mignone, in rapporti non chiari con le argille del Pliocene inferiore, affiora una sequenza argilloso-marnosa caratterizzata dalla presenza abbondante di *Cladocora caespitosa* (Linneo, 1758) associata a gasteropodi e lamellibranchi (FAZZINI *et alii*, 1972).

In località il Casalaccio sono presenti corpi conglomeratici e sabbiosi che segnano la trasgressione dell'unità sulle argille del Pliocene inferiore. In località Casale Gerini, l'unità passa lateralmente a marne color avorio, compatte, in livelli di circa 4 metri di spessore, ricchissime di *Cladocora* sp.e con subordinati bivalvi e gasteropodi. Lo spessore totale dell'unità arriva a 80 metri in corrispondenza del Casalaccio.

L'Unità di Macchia della Turchina (**TNA**) poggia con contatto netto su **FYT_1**, **SBM_a**, **RGG**, **MCC** e con contatto poco evidente sulle argille del Pliocene inferiore. Le quote di base della superficie sono comprese tra 135 e 75

PROGETTO CARG

m s.l.m. nell'area tra Fosso Cavone e Spalle di S. Maria; lungo il Fiume Mignone la quota di base varia da 75 a 165 m s.l.m.

La presenza dei foraminiferi *Ammonia* spp. ed *Elphidium* spp. insieme ad ostracodi riferibili alla specie *Cyprideis torosa* Jones, 1850, indica un ambiente salmastro oligoalino, poco profondo, che può essere interpretato come un ambiente marino litorale.

Le analisi dei foraminiferi e del nannoplancton calcareo non hanno fornito indicazioni biostratigrafiche. Le analisi delle ostracofaune hanno invece permesso di attribuire le argille al Pleistocene inferiore. Questo risultato conferma i dati di letteratura che attribuivano indirettamente le "Argille a *Cladocora*" (CONATO & DAI PRA, 1980) al Pleistocene inferiore per la presenza concomitante di *Bulimina etnea* Seguenza, *B. elegans marginata* Fornasini e *B. marginata* d'Orbigny in sabbie sottili direttamente sovrastanti il corpo argilloso.

Pleistocene inferiore p.p.

4.3.2. - *Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**)*

L'Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**) è costituita da alternanze di calcareniti, sabbie e sabbie argillose (FAZZINI *et alii*, 1972; CONATO & DAI PRA, 1980). Gli orizzonti calcarenitici si presentano compatti, caratterizzati da ossidazioni scure e da laminazioni convolute; in alcuni affioramenti sono ben evidenti le impronte di fondo. Negli orizzonti sabbioso-argillosi, sono presenti clasti evoluti, dispersi, costituiti da calcareniti bioclastiche e da materiale intrusivo proveniente dall'erosione dei domi tolfetani.

In località Monte Riccio, osservazioni condotte sulla natura dei clasti hanno indicato un particolare arricchimento in elementi calcarenitici rielaborati. Le ghiaie, immerse in matrice sabbiosa ricca di foraminiferi, sono caratterizzate dalla presenza di fori di litodomi indicanti una linea di costa di età successiva al Pliocene superiore. All'interno di uno degli orizzonti calcarenitici, affiorante in località Monte Riccio, è stato individuato un livello ossifero che ha fornito un'associazione di mammalofaune riferibile alla Unità faunistica di Tasso (*Canis* cfr. *etruscus* Falconer, *Euraxis nestii* Azzaroli, *Eucladoceros* cfr. *ctenoides* Nesti, *Leptobos* sp., *Stephanorhinus etruscus* Falconer), ascrivibile al Pleistocene inferiore basale. Al di sopra della calcarenite affiora localmente un livello argilloso contenente mammalofauna analoga. Le analisi micropaleontologiche hanno confermato un ambiente di sedimentazione costiero anche per queste argille (presenza di *Elphidium crispum* Linneo, 1758).

L'Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**) affiora, con uno spessore massimo di circa 35 metri, nella porzione centro-meridionale del Foglio Tarquinia, con quote della superficie di letto comprese tra 70 e 200 m s.l.m.; alcuni lembi

PROGETTO CARG

isolati sono stati osservati anche in aree assai lontane dalla costa attuale. L'unità poggia, trasgressivamente, sui termini argillosi del Pliocene inferiore (**SBM**), su quelli del Pliocene medio e superiore (**RGG** e **MCC**) e sul Flysch della Tolfa (**FYT**).

Pleistocene inferiore p.p.

4.3.3. - *Unità di Mandria Polidori (***PLD***)*

L'Unità di Mandria Polidori (**PLD**) è costituita da conglomerati in facies continentale ad elementi calcarei e calcareo-marnosi appartenenti alla Successione calcareo-marnosa di Monte Romano, con elementi quarzosi subordinati (cfr. *Insieme di Campomorto,* BOSI *et alii,* 1990). Nell'area nord occidentale e nel Foglio limitrofo passano a sabbie silicee decarbonatate con rare intercalazioni limose, ghiaie e conglomerati ad elementi quarzitici e calcareo-marnosi (Cfr. *Sabbie e ghiaie silicee di Mandria Polidori*, AMBROSETTI *et alii*, 1981).

Lo spessore massimo è di circa 20 m. L'unità affiora solamente nel settore nord occidentale del foglio dove poggia sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**) e sull'Unità di Pian della Regina (**RGG**). In località Fosso del Ferro la quota della superficie di letto varia da 20 a 55 m s.l.m. Nelle aree comprese tra il Torrente Arrone e Guinza della Merla la superficie è a quote comprese tra 55 e 75 m s.l.m. In località Il Mandrione e più a sud verso Mandria Nuova l'Unità di Mandria Polidori (**PLD**) si rinviene da 85 a 110 m s.l.m.

L'ambiente di sedimentazione non è ben definibile, ma la presenza di rara fauna a foraminiferi e nannoplancton nelle intercalazioni limose basali fa ipotizzare, un ambiente di sedimentazione marino-litorale. Queste intercalazioni limose sono state riferite dagli Autori al Pleistocene basale (MNN19b) (CARBONI *et alii*, 1994).

Pleistocene inferiore p.p.

4.3.4. - *Unità di Poggio dell'Aretta (**PGT**)*

L'Unità di Poggio dell'Aretta (**PGT**) è costituita da ghiaie con clasti calcarei poco evoluti in abbondante matrice sabbioso-argillosa, a luoghi arrossata e da sabbie argillose caratterizzate da lenti ghiaiose clasto sostenute, i cui clasti, costituiti principalmente dalle lave acide tolfetane e subordinariamente da calcari-marnosi, sono evoluti, di dimensioni medie pari a 8 cm, (cfr. *Conglomerati di incerta attribuzione* p.p., FAZZINI *et alii*, 1972; *Depositi fluvio-lacustri pleistocenici,* DE RITA *et alii*, 1997). Le sabbie e le argille che

PROGETTO CARG

contengono i corpi ghiaiosi sono fortemente alterate e sterili all'analisi micropaleontologica. Questi sedimenti vengono correlati con le ghiaie e le argille affioranti ad ovest della località Casaletto Calvigioni, all'interno delle quali sono stati rinvenuti rari ostracodi dulcicoli (*Candona* sp.) e resti di vertebrati (*Equus altidens,* Reichenau) riferibili al Villafranchiano superiore-Galeriano. Lo spessore massimo è pari a circa 15 metri.

L'Unità di Poggio dell'Aretta (**PGT**) poggia in discordanza sull'Unità di Macchia della Turchina (**TNA**), sull'Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**), sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), sul Flysch della Tolfa (**FYT**) e sulla Pietraforte (**PTF**). La superficie di letto dell'Unità di Poggio dell'Aretta (**PGT**) è ben evidente nell'omonima località, dove le quote di letto sono comprese tra 124 m s.l.m. e 150 m s.l.m. Ad W di Casaletto Calvigioni, a circa 150 m s.l.m. di quota, poggia in lembi sull'Unità di Pian della Regina (**RGG**) e sull'Unità di Poggio Martino (**PGM**).

L'ambiente di sedimentazione è genericamente continentale. I vertebrati rinvenuti, insieme all'assenza di materiale vulcanico successivo alle lave tolfetane, permettono l'attribuzione al Pleistocene inferiore parte alta.

Pleistocene inferiore p.p.

4.4. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO

La superficie di letto di questo supersintema è una superficie di erosione che indica la progressiva emersione dell'area esaminata. E' una superficie morfologicamente rilevante che si segue con buona continuità. Corrisponde alla caduta eustatica relativa del livello del mare riferibile al Pleistocene inferiore ed è testimoniata dall'appoggio di facies trasgressive sui depositi sottostanti. Il Supersintema Aurelio-Pontino è stato suddiviso in cinque Sintemi (Tav. 1) in base al riconoscimento di quattro superfici erosive di ordine gerarchico confrontabile e ricollegabili per evidenze morfologiche, correlazioni laterali delle unità litostratigrafiche di base e per le età geocronologiche o desunte dalle associazioni faunistiche, alle oscillazioni del livello del mare ad alta frequenza del Pleistocene.

Pleistocene inferiore p.p.-Pleistocene superiore

4.4.1. - *Sintema Grascetelle*

Comprende l'Unità di Podere San Marcello (**SML**). La sua superficie di letto coincide con quella del Supersintema a cui appartiene. Tale Sintema è rappresentato da un insieme di successioni di almeno tre terrazzi marini che si

PROGETTO CARG

sviluppano circa parallelamente alla costa attuale, non distinguibili tra di loro su basi litologiche. Questi presentano *remnans* dei depositi marino costieri di basso spessore con superfici di letto erosive a bassa pendenza sul substrato. Le superfici sommitali sono localmente molto estese e di poco incassate le une nelle altre.

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

4.4.1.1. - Unità di Podere San Marcello (**SML**)

Nell'area costiera, in particolare in località Monterozzi e Podere San Marcello, è presente una calcarenite compatta, conglomeratica, ricca di macrofauna. Il conglomerato è costituito da clasti evoluti, calcareo-marnosi, quarzitici ed intrusivi di dimensioni centimetriche. La parte fossilifera è caratterizzata soprattutto da impronte di bivalvi (pectinidi e ostreidi) immerse in una matrice sabbiosa grossolana. Sono evidenti stratificazioni incrociate, convolute e piano parallele. Lo spessore totale massimo raggiunge i 6 metri in località Montarozzi (cfr. *Gruppo di San Marcello*, BOSI *et alii*, 1990).

Affiora sempre suborizzontale, con superficie di base debolmente inclinata verso SW.

L'Unità di Podere San Marcello (**SML**) poggia trasgressivamente sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), sull'Unità di Pian della Regina (**RGG**) e sul Macco (**MCC**). Le quote della superficie di letto sono estremamente variabili. In località Pietrara, sono comprese tra 50 e 65 m s.l.m.; a SE dell'abitato di Tarquinia oscillano tra 95 e 140 m s.l.m.; in località Fontanile della Torre sono comprese tra 115 e 145 m s.l.m. e in località Grascetelle variano tra i 75 e 115 m s.l.m.

L'ambiente di sedimentazione è marino costiero. Pur non avendo dati certi per l'attribuzione di questa calcarenite ad un intervallo biostratigrafico, la posizione relativa, le quote e la mancanza di materiale vulcanico alcalino-potassico permettono la sua collocazione nel Pleistocene inferiore *p.p.*– Pleistocene medio *p.p.* (BOSI *et alii*, 1990).

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

4.4.2. - *Sintema Torrente Biedano*

Il Sintema Torrente Biedano comprende unità vulcanoclastiche e unità vulcaniche dei centri del Paleobolsena, Bolsena e Vico. La correlazione stratigrafica tra depositi coevi e le datazioni geocronologiche hanno permesso di stabilire che tali unità si sono deposte durante gli *stages* isotopici 16 e 10,

PROGETTO CARG

considerando l'età delle prime manifestazioni vulcaniche alcalino-potassiche. La superficie di base è ad alto rilievo arrivando ad interessare i depositi marini del Pliocene superiore. Sono presenti, all'interno del sintema, superfici di discontinuità che nell'ambito del Foglio sono di dubbia interpretazione. Non sono stati rinvenuti in affioramento depositi marini costieri relativi a questo sintema. Dati provenienti dall'indagine sismica effettuata nella parte a mare sia del Foglio Tarquinia sia di quello di Montalto di Castro, indicano che questi depositi possono essere presenti più a largo dall'attuale linea di costa.

Le unità costituenti questo sintema sono: l'Unità della Rocca (**RRA**), l'Unità di Colle Ancarano (**ANK**), l'Unità di San Pantaleo (**PNO**), l'Unità del Torrente Vesca (**TVS**), le Lave di Norchia (**LBD**) e l'Unità del Fosso delle Favole (**FAV**).

Pleistocene medio p.p.

4.4.2.1. - Unità della Rocca (**RRA**)

Si tratta di un deposito a matrice cineritico-vetrosa, a volte saldata, contenente grosse scorie nere schiacciate e isorientate (fiamme) e pomici grigio scuro poco vescicolate; di colore da grigio a grigio violaceo. Nella matrice sono inoltre presenti abbondanti cristalli di sanidino spesso fluitati e subordinati cristalli di clinopirosseno, biotite e leucite analcimizzata; sono inoltre presenti rari cristalli di plagioclasio. I litici millimetrici sono prevalentemente lavici. Talvolta è presente una spettacolare fessurazione prismatico-colonnare ben visibile, ad esempio, lungo il corso del Torrente Traponzo in località La Rocca. Lungo il corso del Fiume Marta, in alcuni affioramenti, è possibile osservare, alla base, un deposito da *surge* cineritico, caratterizzato da una fitta laminazione ondulata. La parte alta del deposito si arricchisce in leucite e di scorie grigio scure, anche decimetriche, a sanidino e leucite. In prossimità della confluenza tra il Torrente Traponzo e il Fiume Marta, la risalita di fluidi idrotermali ha determinato un'alterazione diffusa di questo deposito, la cui parte sommitale si presenta estremamente litoide, di colore biancastro, con abbondanti microfessure riempite di ossidi di ferro e con un notevole arricchimento di cristalli di sanidino; il suo spessore varia da 35 a 120 cm. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche permettono di interpretare questa unità come un deposito da colata piroclastica.

L'Unità della Rocca (**RRA**) affiora ampiamente nella parte nord orientale del foglio. La sua superficie di base è una superficie di alto rilievo che rappresentava la morfologia del substrato sedimentario al momento della sua messa in posto; i dislivelli nell'andamento di questa superficie possono superare anche i 30 metri laddove la colata piroclastica andava a colmare le paleovalli più

PROGETTO CARG

incise. Lembi sempre più esigui si trovano scendendo i corsi del Fiume Marta e del Torrente Arrone dove questa unità si spinge fino a circa 10 km dalla costa attuale e si trova a quote comprese fra 90 e 50 metri s.l.m. a circa 15 metri dal *talweg* degli attuali corsi d'acqua.

Dalle analisi effettuate l'unità ha un chimismo compreso tra i termini trachitici fino a fonolitici, in accordo con quanto già descritto in letteratura (NAPPI *et alii*, 1987).

L'Unità della Rocca (**RRA**) è conosciuta in letteratura come "Nenfro" (NAPPI, 1985); "Ignimbriti tefritico-leucititiche grigio scure nello strato welded" (**ϑ^{W}_{1}** e **ϑ^{W}_{2}**) (ALBERTI *et alii*, 1970); "Formazione Civitella d'Agliano" (AURISICCHIO *et alii*, 1992); "Unità eruttiva della Rocca" (PALLADINO *et alii*, 1994) e costituisce il primo prodotto ignimbritico dell'attività del Paleobolsena (VAREKAMP, 1980; NAPPI & MARINI, 1986; CIONI, 1993)

Alla base dell'unità, non cartografato a causa dell'esiguo spessore, si rinviene un deposito costituito da conglomerati ad elementi calcarei in matrice limoso-sabbiosa fine, ricchissima in analcime e pirosseni; in eteropia sono presenti sabbie a laminazione incrociata molto ricche in analcime e feldspati, che verso l'alto sfumano in un deposito a matrice cineritica nocciola; nelle sabbie sono presenti livelli limosi nei quali si rinvengono talvolta gusci di gasteropodi dulcicoli. Tale deposito affiora in destra del Fiume Marta dopo la confluenza con il Fosso Capecchio direttamente sul substrato pliocenico.

L'età, ottenuta col metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$, è compresa tra 550 e 460 ka (NAPPI *et alii*, 1995 e bibliografia interna).

Pleistocene medio p.p.

4.4.2.2. - Unità di Colle Ancarano (ANK)

L'unità comprende alla base 3 livelli pomicei sia in giacitura primaria che rimaneggiati, legati all'attività del Paleobolsena, alternati a sottili livelli di limi lacustri e sabbie da flussi iperconcentrati ricchi in pomici. Il primo livello pomiceo affiora con maggiore estensione e si trova quasi sempre in giacitura primaria. Verso l'alto sono presenti, con contatto erosivo, sabbie e ghiaie ad elementi sedimentari e vulcanici in facies fluviale.

L'unità affiora in località Colle Ancarano, dove testimonia un tratto del paleoalveo del Fiume Marta con spessori massimi di circa 10 m.

Tuttavia in diverse località, tra cui località Fontanile delle Donne, Poggio della Ficona, Castel d'Arunto, Fontanile del Pidocchio e Casale Quarticciolo, sono presenti affioramenti dei livelli pomicei di ricaduta depositatisi in ambiente subaereo, talvolta debolmente rimaneggiati, ma che visto il loro esiguo spessore non sono stati cartografati.

PROGETTO CARG

Le datazioni radiometriche eseguite col metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ sul livello pomiceo di base, hanno dato un'età di 491± 9 ka (vedi § 3.4.3.6), analoga a quella conosciuta in letteratura per la sottostante Unità della Rocca (**RRA**).

Pleistocene medio p.p.

4.4.2.3. - Unità di San Pantaleo (**PNO**)

Deposito di colore grigio-violaceo, a matrice cineritico-vetrosa, a luoghi saldata, con grosse scorie nere schiacciate e isorientate (fiamme) e pomici grigio scuro poco vescicolate. La matrice contiene abbondanti cristalli di sanidino, e subordinati cristalli di clinopirosseno, biotite e leucite analcimizzata più abbondante nella parte alta del deposito e rari cristalli di plagioclasio. Sono inoltre presenti rari litici millimetrici lavici e, più raramente, sedimentari. L'unità presenta localmente una fessurazione colonnare appena accennata. Spesso, per fenomeni di alterazione, si presenta, nella parte alta, di colore avana giallastro e la matrice può mostrare indizi di argillificazione. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche permettono di interpretare questa unità come un deposito da colata piroclastica.

Affiora con spessori compresi fra 3 e 18 metri, in una fascia a decorso NE-SW, compresa fra il Fosso Doganelle e il Fosso Catenaccio, che rappresentava probabilmente la paleovalle del Fiume Marta. A partire dalla confluenza con il Fosso Capecchio ed il Fiume Marta, l'Unità di San Pantaleo (**PNO**) affiora solo in lembi isolati a quote comprese fra 110 e 45 metri, a circa 40 metri sopra alla quota dell'alveo attuale, fino ad una distanza di 5 km dall'attuale linea di costa. Affiora, inoltre, lungo il Torrente Biedano, dove, presso Norchia, si presenta al tetto zeolitizzata. La superficie di base dell'Unità di San Pantaleo (**PNO**) è, nell'area, una superficie a basso rilievo che la mette a contatto con la sottostante Unità di Colle Ancarano (**ANK**) o con l'Unità della Rocca (**RRA**) e direttamente con **FYT**.

La composizione è trachitico-fonolitica in accordo con quanto già indicato in letteratura (NAPPI *et alii*, 1987).

L'Unità di San Pantaleo (**PNO**) è conosciuta in letteratura come "Nenfro" (NAPPI, 1985); "Ignimbriti tefritico-leucititiche grigio scure nello strato welded" (ϑ^{W}_{1} e ϑ^{W}_{2}) (ALBERTI *et alii*, 1970), "Unità eruttiva di Piano della Selva" (PALLADINO *et alii*, 1994)

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

4.4 2.4. - Unità del Torrente Vesca (**TVS**)

Si tratta di un deposito a matrice cineritica vetrosa grigio violacea saldata contenente scorie nere schiacciate ed isorientate (fiamme), leucite, sanidino, pirosseni, plagioclasio, biotite e litici lavici e sedimentari termometamorfosati. Alla base si riscontra un deposito da *surge* a matrice cineritica e un livello di pomici grigie, con patina di alterazione giallastra, a sanidino e leucite in discreta matrice. L'unità ha uno spessore massimo di circa 7 m ed il suo affioramento più esteso è ubicato lungo la dorsale che divide il Fosso Canino e il Torrente Vesca, all'altezza della galleria della vecchia ferrovia Civitavecchia-Capranica-Orte. Più a ovest affiora in lembi lungo il corso del Fiume Mignone, nell'area del Bacino di Tolfa, in località La Nenfrara e in località Ficoncella spingendosi fino a 7 km dalla linea di costa. L'esiguità degli affioramenti non consente di stabilire il rilievo della superficie di base di questa unità che è sempre a contatto con il substrato sedimentario a quote comprese fra 130 e 50 m s.l.m., circa 50 metri sopra l'alveo dell'attuale corso del Fiume Mignone. L'insieme dei caratteri litologici e sedimentologici rilevati consente di interpretare l'unità come un deposito da colata piroclastica.

La composizione è trachitico-fonolitica (CAVARRETTA *et alii*, 1990).

In letteratura questa unità è conosciuta come "Peperini Listati" *auct.* di pertinenza sabatina, "Peperino listato del Mignone" (VENTRIGLIA, 1988), e nel Foglio Civitavecchia della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 viene indicata come un lembo periferico di un'ignimbrite vulsina (ϑ^{w}_{1}). Studi più recenti (ROSA, 1995) attribuiscono i Peperini listati alla porzione inferiore saldata del tufo rosso a scorie nere sabatino, la cui età, determinata col metodo dell'$^{39}Ar/^{40}Ar$, è 433 ± 6 ka (CIONI *et alii*, 1993).

Pleistocene medio p.p.

4.4.2.5. - Lave di Norchia (**LBD**)

Sono state raggruppate in questa unità una serie di colate di lava che presentano caratteri chimici, petrografici, strutturali e tessiturali omogenei e che affiorano nel settore nord orientale del Foglio Tarquinia, lungo il Torrente Biedano, il Fosso dell'Acqua Alta, il Fosso Rigomero, il Fosso Sambuchete e il Fosso delle Favole, con spessori che raggiungono anche i 25 m. Sono di colore grigio chiaro a grana fine con fenocristalli di leucite analcimizzata e pirosseni che aumentano in frequenza e dimensioni verso la parte alta del deposito, compatte con esfoliazione cipollare più o meno diffusa e fessure da raffreddamento sub-verticali. Analizzate al microscopio mostrano una struttura porfirica olocristallina e tessitura isotropa e contengono fenocristalli di

PROGETTO CARG

clinopirosseno egirinaugitico e diopsidico, leucite spesso analcimizzata e in frammenti, plagioclasio, rara olivina e rari agglomerati di leucite e pirosseno, e come minerale accessorio la magnetite. Il chimismo è leucititico. Sono di provenienza vicana (MATTIAS, 1966). Per la loro omogeneità e per la loro posizione stratigrafica sono state ritenute appartenere o alla stessa colata, articolatasi in più lobi che si sono incanalati lungo i paleoalvei dei corsi d'acqua che incidevano profondamente i versanti del vulcano di Vico, o a più colate molto ravvicinate nel tempo. Conseguentemente, quindi, sono state raggruppate in un'unica unità.

Sono conosciute in letteratura come "Colata inferiore del Fosso dell'Acqua Alta", "Colata inferiore del Fosso Sambuchete", "Colata del Fosso delle Favole" (MATTIAS, 1966), "Tefriti leucitiche probabilmente provenienti da bocche eccentriche dell'apparato di Vico" (ALBERTI *et alii,* 1970),"Lave tefritico fonolitiche a grosse leuciti" (BERTINI *et alii*, 1971).

La superficie di base delle Lave di Norchia (**LBD**) è una superficie ad alto rilievo che incide per circa 25 metri i depositi precedenti relativi all'Unita di Colle Ancarano (**ANK**), all'Unità di San Pantaleo (**PNO**), all'Unità della Rocca (**RRA**) e il substrato sedimentario relativo alla formazione del Flysch della Tolfa (**FYT**).

Non sono mai state eseguite datazioni radiometriche di questa unità. I rapporti stratigrafici permettono di riferire la messa in posto delle Lave di Norchia al Pleistocene medio.

Pleistocene medio p.p.

4.4.2.6. – Unità del Fosso delle Favole ***(FAV)***

Questa unità è costituita da una successione complessa di depositi caotici o grossolanamente laminati a matrice sabbioso-limosa, riferibili a flussi iperconcentrati e a *debris flow* (FISHER & SMITH, 1991) a cui si intercalano, nella parte alta della successione depositi vulcanoclastici a granulometria sabbiosa e ghiaiosa, spesso monogenici, a laminazione incrociata o pianoparallela, in facies fluviale e più raramente orizzonti lacustri e palustri. Sono inoltre presenti depositi di ricaduta pliniana e stromboliana. I diversi orizzonti che si susseguono in questa unità sono poco estesi lateralmente e verticalmente.

Nel loro complesso sono riferibili ad ambienti in veloce evoluzione, quali piane fluviali di tipo *braided* e bacini lacustri o palustri di limitata estensione. Questa unità raggiunge lo spessore massimo di circa 30 m ad ovest del Fiume Marta. Nel settore nord orientale, ad est del Fosso Leia, l'Unità del Fosso delle Favole (**FAV**) raggiunge spessori in affioramento di circa 10 metri.

PROGETTO CARG

I depositi più bassi stratigraficamente sono di ricaduta pliniana, sia in giacitura primaria sia rimaneggiati, riferibili all'attività della prima fase del vulcano di Vico (BERTAGNINI & SBRANA, 1986). Si tratta di livelli pomicei di spessore variabile da 2 metri a pochi decimetri, costituiti da pomici avana grigiastre microvescicolate, subafiriche o con cristalli di sanidino, clinopirosseno, plagioclasio, analcime e rara biotite, in scarsa matrice cineritica medio-grossolana. Il livello pomiceo inferiore è conosciuto in letteratura come Vico α (CIONI *et alii*, 1987) e si caratterizza per la presenza di abbondante sanidino sia nelle pomici che nella matrice e dall'assenza di analcime.

Nell'incisione del Fosso Catenaccio si osserva un deposito da *debris flow* spesso fino a 13 metri costituito da una abbondante matrice cineritica da fine a mediamente grossolana di colore grigio, in cui sono immersi grossi clasti arrotondati che raggiungono diametri di 150 centimetri, rappresentati da lave poligeniche, arenarie grigie appartenenti al substrato sedimentario e marne biancastre.

Altri affioramenti di questa unità si osservano nel settore compreso fra la località Campo Villano e il corso del Torrente Arrone. Si tratta per la maggior parte di depositi di ricaduta, cineritici e pomicei e depositi colluviali con intercalati rari e sottili livelli palustri o fluviali di bassa energia.

La superficie di base di questa unità è una superficie ad alto rilievo che la mette in sovrapposizione con le sottostanti unità vulcaniche e del substrato sedimentario: sulle unità cretacico-eoceniche, sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), sull'Unità di San Pantaleo (**PNO**), sulle lave di Norchia (**LBD**), sull'Unità della Rocca (**RRA**) e sull'Unità di Colle Ancarano (**ANK**).

I depositi relativi a questa unità, come quelli dell'Unità di Colle Ancarano (**ANK**), venivano attribuiti nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 ad una sequenza complessa costituita da depositi continentali ricchi in materiale vulcanoclastico, intercalata all'interno delle unità vulcaniche e indicata con diverse sigle (**ct**, **T**, $\mathbf{a^2}$, $\mathbf{a^1}$). Venivano inoltre indicati come Tufi stratificati varicolori vicani e Tufi stratificati varicolori vulsini (MATTIAS, 1966).

L'intervallo stratigrafico dell'Unità del Fosso delle Favole (**FAV**) può essere definito dalle età radiometriche di due depositi che si trovano verso la base e al tetto di questa unità. Il primo è rappresentato dal deposito di ricaduta pliniana Vico α riferibile alla Fase I dell'attività del vulcano di Vico (BERTAGNINI & SBRANA, 1986) e datato con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ a 419 ± 1,5 ka (LAURENZI & VILLA, 1987). Il secondo è costituito dalla Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**), posta subito al disopra della superficie erosiva che delimita al tetto questa Unità. Le analisi radiometriche $^{39}Ar/^{40}Ar$ hanno dato per le Lave di Casale Quarticciolo un'età di 356 ± 15 ka (vedi § 3.4.3.6.).

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

4.4.3. - *Sintema Barca di Parma*

Il Sintema Barca di Parma è costituito dalla Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**), dalla Lava di Tuscania (**LTU**), dalla Lava del Fosso dell'Acqua Alta (**LAA**), dall'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**) e dall'Unita di Roccarespampani (**RSP**). Questi depositi coprono un intervallo temporale medio pleistocenico compreso tra 360 e 250 mila anni circa e che, anche sulla base delle correlazioni con le indagini a mare del limitrofo Foglio Montalto di Castro, va dallo stage isotopico 10 allo stage isotopico 8 (SHACKLETON, 1995) durante il quale i centri di Bolsena, Latera, Montefiascone e Vico erano attivi.

La superficie di base è eterocrona, ad alto rilievo e taglia i termini più antichi fino all'Unità della Pietraforte. Dalle zone più interne fino a quelle costiere, questa superficie è osservabile, rispettivamente, da quote prossime ai 140 m fino a circa 10 m s.l.m.

La messa in posto di più unità vulcaniche ha determinato la formazione di notevoli spessori di depositi rimaneggiati sia nell'entroterra che lungo costa.

Nell'area costiera, i depositi presentano uno spessore rilevante e contengono un'alta percentuale di minerali vulcanici. Il terrazzo marino che costituiscono presenta una morfologia sommitale che si sviluppa tra le quote di circa 50 e 70 m s.l.m. con un margine interno frequentemente coperto da depositi vulcanosedimentari con quote variabili fino a circa 90 m s.l.m.

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.1. - Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**)

Si tratta di una colata di lava molto compatta a grana fine, di colore grigio scuro a evidente fratturazione prismatico colonnare da raffreddamento e talvolta a esfoliazione cipollare dovuta a fenomeni di alterazione. Al microscopio mostra struttura subafirica-olocristallina in alcuni casi vacuolare e una tessitura isotropa; ha una pasta di fondo ricca di leucite e in misura minore di plagioclasio e clinopirosseno; i rari microfenocristalli sono costituiti da clinopirosseno e plagioclasio; la magnetite è il minerale accessorio principale. Il chimismo è leucititico tefritico.

Di provenienza vulsina (PALLADINO *et alii,* 1994), affiora nel settore centro meridionale del Foglio Tarquinia in località Casale Quarticciolo e San Pantaleo, con spessori anche di 30 m, raggiunti nelle paleomorfologie che arrivano ad incidere il basamento pliocenico. Nel Foglio Geologico Tuscania alla scala 1:100.000 è inserita fra le "Leucititi passanti a tefriti" della parte orientale del

PROGETTO CARG

Foglio 136 Tuscania (**$\Lambda\vartheta_1$**) (ALBERTI *et alii*, 1970) e viene chiamata "Lave fonotefritiche di Casale Quarticciolo" da PALLADINO *et alii,* 1994.

La superficie di base della Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**) è una superficie ad alto rilievo che incide per circa 30 metri i depositi precedenti dall'Unità di Roccarespampani (**RSP**) alle argille del Pliocene inferiore dell'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**).

Le analisi radiometriche $^{39}Ar/^{40}Ar$ hanno dato per questa unità un'età di 356 ± 15 ka (vedi § 3.4.3.6.).

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.2. - Lava di Tuscania (**LTU**)

L'Unità è costituita da una colata di lava compatta a grana fine, di colore grigio da chiaro a scuro, con evidenti fessurazioni da raffreddamento, orizzontali nella porzione basale e verticali in quella sommitale; localmente, alla base, è presente un livello scoriaceo di qualche decimetro. E' caratterizzata da esfoliazione cipollare, localmente pervasiva, dovuta all'alterazione. Al microscopio, presenta una struttura sub-afirica olocristallina e tessitura isotropa; contiene rari fenocristalli di clinopirosseno diopsidico e subordinatamente di olivina immersi in una pasta di fondo a grana media composta da clinopirosseni, leucite, plagioclasio e olivina; è presente la magnetite come minerale accessorio Il chimismo è leucititico.

Di provenienza vulsina (PALLADINO *et alii,* 1994), affiora nel settore centro settentrionale del Foglio Tarquinia, dove forma il *plateau* che va dal Fiume Marta al Fosso Capecchio, con spessori massimi intorno ai 10 metri. Nel Foglio Geologico Tuscania alla scala 1:100.000 è inserita fra le "Tefriti leucitiche delle tavolette Tuscania e La Rocca" (**ϑ_6**) (ALBERTI *et alii*, 1970) e viene chiamata "Lave fonotefritiche di Tuscania" da PALLADINO *et alii,* 1994.

La superficie di base di questa unità, caratterizzata da un andamento a medio rilievo ed erosiva per alcuni metri sui depositi dell'Unità di Fosso delle Favole (**FAV**).

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.3. - Lava del Fosso dell'Acqua Alta (**LAA**)

L'Unità è costituita da una colata di lava grigia e compatta a grana media con grossi fenocristalli di leucite analcimizzata che conservano l'abito e spesso raggiungono il centimetro di diametro. La parte superiore si presenta spesso profondamente alterata e, in alcuni casi, è ridotta ad un sabbione inconsistente.

PROGETTO CARG

Al microscopio presenta struttura porfirica olocristallina e tessitura isotropa con abbondanti fenocristalli di plagioclasio labradoritico e leucite spesso analcimizzata, clinopirosseno diopsidico e rara olivina, contenuti in una pasta di fondo microcristallina a plagioclasi, pirosseni e leucite; è presente magnetite come minerale accessorio. Il chimismo è leucititico tefritico.

Di provenienza vicana (MATTIAS, 1966), si è incanalata lungo gli alvei poco incisi dei corsi d'acqua presenti lungo le pendici del vulcano. Attualmente affiora nel settore nord orientale del foglio, messa a giorno dalle incisioni del Fosso dell'Acqua Alta e del Fosso Sambuchete, con spessori massimi intorno ai 15 metri. Comprende la "Colata della Doganella" e la "Colata superiore del Fosso dell'Acqua Alta" (MATTIAS, 1966) ed è anche conosciuta come "Lave tefritico fonolitiche a grosse leuciti" (BERTINI *et alii*, 1971).

La superficie di base di questa unità è a medio rilievo ed incide i depositi sottostanti dell'Unità di Roccarespampani (**RSP**) al massimo per 10 metri senza mai raggiungere la base dell'unità.

Non sono mai state eseguite datazioni radiometriche di questa unità. I rapporti stratigrafici permettono di riferire le Lave del Fosso dell'Acqua Alta (**LAA**) alla Fase II del vulcanismo vicano (BERTAGNINI & SBRANA, 1987) che si sviluppa durante il Pleistocene medio fra 350 e 200 ka.

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.4 - Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**)

L'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**) (cfr. *Formazione di Barca di Parma p.p.* BOSI *et alii*, 1990), è stata suddivisa in due facies.

La facies marina costiera (**LOS_g**) è costituita da sabbie, a volte con ghiaia, clinostratificate ricche di fauna marina (*Cladocora*, *Glycimeris*, *Ostrea*) e caratterizzata da particolare abbondanza di minerali vulcanici e da clasti lavici (cfr. *Formazione di Barca di Parma, membro di Lestra dell'Ospedale*, BOSI *et alii*, 1990). Localmente, alla base, sono presenti livelli costituiti da calcareniti fossilifere. Tali depositi in facies di spiaggia raggiungono le quote di circa 65 m s.l.m.

La facies continentale comprende sedimenti di ambiente lacustre e palustre, con fauna ad ostracodi dulcicolo-salmastri, impronte di canne, foglie e abbondante presenza di materiale vulcanico rimaneggiato (pomici, scorie, ceneri) (cfr. *Formazione di Barca di Parma, membro di Fosso due Ponti*, BOSI *et alii*, 1990).

I rapporti tra le due facies sono di parziale eteropia laterale. Lo spessore massimo rinvenuto in sondaggio e in affioramento è di circa 15 metri. Il rimaneggiamento dei depositi vulcanici è evidenziato, nella fascia costiera, dalla

PROGETTO CARG

presenza di una serie di orizzonti sabbiosi cementati (panchine), localmente con intercalazioni limose, ricchi di materiale vulcanico e di molluschi marini. Le strutture sedimentarie presenti sono tipiche di ambiente circa litorale.

Questa unità poggia in trasgressione sui termini più antichi da quote minime di 10 m a quote massime di 70 m s.l.m.

In località Fosso dei Due Ponti poggia sulle argille dell'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), mentre lungo il Fosso del Gesso (in località Fontanile Nuovo) poggia sui termini dei Flysch della Tolfa (**FYT**). In corrispondenza del Torrente Arrone l'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**) poggia sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), mentre più a sud, in prossimità di Tarquinia, poggia trasgressiva anche sul Macco (**MCC**). In sondaggio è stata rinvenuta in contatto con la Formazione Gessoso Solfifera (**GES**).

Nella porzione superiore dei sedimenti di progradazione costiera di questa Unità, è stato rinvenuto lungo la valle del Fosso di Pian d'Arcione, un deposito di ricaduta pliniana le cui caratteristiche mineralogiche e petrografiche, insieme all'analisi della dimensione e della natura dei litici e delle pomici, ne hanno permesso l'attribuzione all'Unità eruttiva di Canino (270-310 ka NICOLETTI *et alii*, 1979, METZELTIN & VEZZOLI, 1983).

Questo elemento di correlazione stratigrafica, insieme ai rapporti morfologici osservati in campagna con i terrazzi incassati a quote inferiori, consente di attribuire i sedimenti costieri di questa unità allo stadio isotopico 9 (SHACKLETON, 1995) in accordo alle datazioni effettuate con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi su gusci di Glycimeris (HEARTY & DAI PRA, 1986a; BELLUOMINI *et alii,* 1993; BARTOLINI *et alii,* 1984).

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.5. - Unità di Roccarespampani (**RSP**)

Questa Unità è costituita da una successione complessa di sedimenti ghiaioso-sabbioso-limosi, in facies fluviale, lacustre o palustre, a cui si intercalano depositi di ricaduta pliniana e stromboliana, talvolta rimaneggiati, e livelli colluviali. Nel settore nord orientale sono inoltre presenti depositi sabbiosi riferibili a flussi iperconcentrati e a *debris flow* (FISHER & SMITH, 1991). La componente vulcanoclastica è sempre abbondante ed è altamente poligenica. Nei depositi limosi, ricchi in frustoli vegetali, a volte, si rinvengono minuti gusci di molluschi dulcicoli decalcificati. Gli ultimi metri sono fortemente cementati da cemento travertinoso (**RSP_a**).

I livelli travertinizzati, che possono raggiungere spessori superiori a 12 metri, formano nel settore che va dall'estremo orientale del foglio fino al Fiume Marta un vero e proprio *plateau* dotato di una blanda immersione verso sud-

PROGETTO CARG

ovest, passando da quota 165 a quota 138 m s.l.m. in circa 5 km. Nella parte alta si rinviene anche un livello di ricaduta pliniano completamente travertinizzato, costituito da pomici afiriche, inclusi lavici e raro sanidino attribuibile, con ogni probabilità, ad uno dei depositi di ricaduta pliniana legati alla messa in posto della Formazione di Canino proveniente dal vulcano di Latera e datata con il metodo K/Ar a circa 270-310 ka (NICOLETTI *et alii*, 1979; METZELTIN & VEZZOLI, 1983).

Anche per questa unità, così come per l'Unità di Fosso delle Favole (**FAV**), i diversi orizzonti che si susseguono sono poco estesi lateralmente e verticalmente e nel loro complesso sono riferibili ad ambienti in veloce evoluzione, quali piane fluviali di tipo *braided* e soprattutto verso il tetto, a bacini lacustri o palustri. Si intercala a questa successione la Lava di Tuscania (**LTU**).

L'unità affiora in tutta la parte orientale del foglio lungo le incisioni dei principali corsi d'acqua e più estesamente nell'area compresa fra Campo Villano e il corso del Torrente Arrone con spessori massimi intorno ai 30 metri.

Lungo il Torrente Biedano e i suoi affluenti l'unità è caratterizzata dalla presenza di livelli di ricaduta lapilloso-scoriacei che nel Fosso delle Favole appaiono rimaneggiati in facies fluviale.

Lungo il Fosso delle Favole, si osserva, inoltre, un deposito da colata piroclastica dello spessore di circa un metro, massivo, a matrice cineritica giallastra con pomici grigie e bianche a sanidino e pirosseno, cristalli di sanidino, clinopirosseno, miche e raro plagioclasio, litici lavici e sedimentari termometamorfosati. Il deposito è caratterizzato da forme di fondo di direzione N40-60 Est di tipo *erosional furrows* perpendicolari alla direzione del flusso che proveniva dunque da NW. Questa colata piroclastica è attribuibile tentativamente all'attività di Montefiascone.

Nel settore occidentale sono maggiormente frequenti i depositi di ricaduta pliniana, spesso rimaneggiati, attribuibili per lo più alle prime fasi dell'attività del vulcano di Latera.

Fra Campo Villano e il corso del Torrente Arrone l'unità è rappresentata da depositi di limitato spessore rappresentati per la maggior parte da livelli di ricaduta, cineritici e pomicei e depositi colluviali; la distinzione con la sottostante Unità del Fosso delle Favole (**FAV**) è resa particolarmente difficoltosa dalla forte pedogenesi recente che oblitera il limite fra le due unità qui rappresentato da un paleosuolo.

L'intervallo stratigrafico dell'Unità di Roccarespampani (**RSP**) è compreso fra la Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**) datata 356 ± 15 ka (vedi § 3.4.3.6.) e i livelli travertinizzati al tetto. Il cemento travertinoso, analizzato con il metodo Th^{230}/U^{234}, ha fornito un'età radiometrica di 256 +41/-31 Ka. (vedi § 3.4.3.7.).

PROGETTO CARG

Sono stati inoltre rinvenuti, in località Fontanile del Pidocchio, resti di mammalofaune riferibili all'Aureliano inferiore *(Dama dama tiberina* Di Stefano & Petronio, 1997).

La superficie di base di questa unità varia fra 150 e 120 metri s.l.m. e non interseca mai le unità del substrato sedimentario. Lo spessore massimo è valutabile intorno ai 20 m.

Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 i depositi relativi a questa unità venivano attribuiti ad una sequenza complessa costituita da depositi continentali ricchi in materiale vulcanoclastico, intercalata all'interno delle unità vulcaniche e indicata con diverse sigle (**ct**, **T**, **a²**, **a¹**). Venivano inoltre indicati come Tufi stratificati varicolori vicani e Tufi stratificati varicolori vulsini (MATTIAS, 1996).

Pleistocene medio p.p.

4.4.3.6. - Geocronologia radiometrica del livello di ricaduta pliniana posto alla base dell'Unità di Colle Ancarano (**ANK**) e la Lava di Casale Quarticciolo (**LCQ**), col metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$.
(a cura di Igor Villa)

I campioni scelti per le datazioni $^{39}Ar/^{40}Ar$ sono stati macinati, e la frazione granulometrica 0.1-0.2 mm sottoposta a separazione magnetica. Sono stati ottenuti due campioni di sanidino (23 e 213) del livello di ricaduta pliniana e due campioni di leucite (131 e 135) per quanto riguarda la lava. I minerali separati sono stati irraggiati, analizzati e calcolati seguendo VILLA *et alii* (2000). I risultati sono presentati in Tavola. 2 e nelle figure 9 e 10. Tutte le incertezze analitiche sono indicate come deviazione standard.

I due sanidini hanno fornito due spettri di età irregolari, ed allo stesso tempo molto simili tra loro (fig. 9a).

Le età delle singole frazioni hanno tendenza decrescente: le età più alte, intorno ai 700 ka, si ritrovano nella prima frazione di ogni sanidino, mentre le frazioni degassate ad alta temperatura si attestano verso i 500 ka. Una prima interpretazione, relativamente grossolana, attribuisce valore cronologico alle frazioni di alta temperatura e invece considera le frazioni di bassa temperatura come prodotti di retrocessione fumarolica con incorporazione di ^{40}Ar in eccesso (cfr. VILLA, 1991; VILLA, 1992).

Per valutare una possibile contemporaneità dei due sanidini bisogna tuttavia precisare meglio la stima dell'età. In presenza di spettri disturbati come quelli in oggetto la difficoltà maggiore sta nel criterio con cui selezionare le frazioni cui attribuire valore cronologico e quelle cui attribuire il valore di alterazione. Un

PROGETTO CARG

primo criterio, usato da LANDI & VILLA (1993) potrebbe essere applicato ai presenti campioni basandosi su un ragionamento indiretto. L'età e la posizione geografica di questi sanidini suggerisce una loro identificazione con il cosiddetto Nenfro (CIONI *et alii,* 1989; BARBERI *et alii*, 1994, Tab. 3). Un ulteriore motivo di identificazione sta nella notevole irregolarità dello spettro dei sanidini, che è peculiare del Nenfro e lo distingue da quasi tutte le altre formazioni vulcaniche per le quali esistono dati ^{39}Ar-^{40}Ar su sanidino.

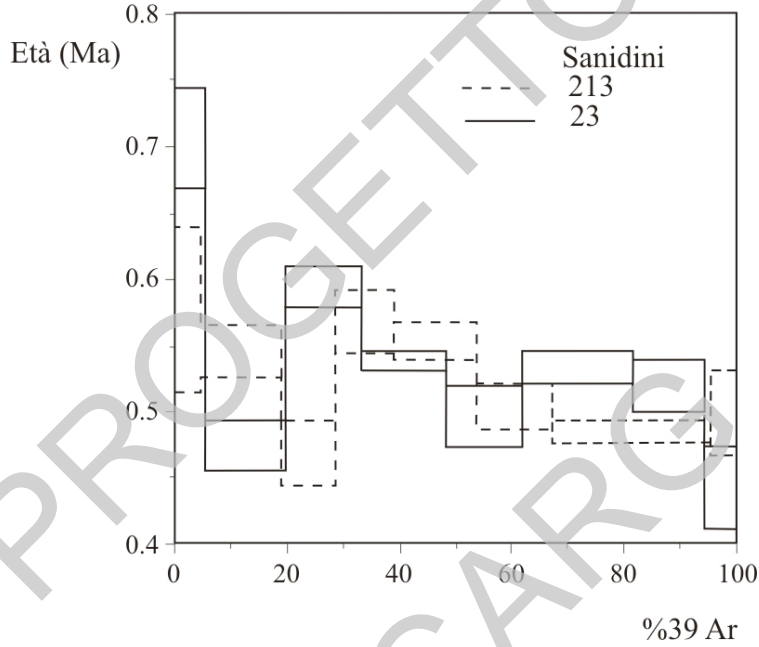


Fig. 9a - *Risultati $^{39}Ar/^{40}Ar$ su sanidino.*
Spettro di età. I due campioni mostrano forti somiglianze; la forma irregolare degli spettri non permette il calcolo rigoroso di un "plateau".

Per LANDI & VILLA (1993), il confronto cronostratigrafico del Nenfro con il quadro regionale implica che l'età di questi sanidini disturbati va ricercata nelle frazioni con le età più basse; tuttavia, essi non hanno proposto un processo che spieghi le età troppo alte delle altre frazioni. Negli anni successivi, sono stati compiuti progressi nell'approccio teorico agli spettri discordanti, ed è stato proposto uno schema interpretativo che accoppia mineralogia e sistematica isotopica (VILLA *et alii*, 2000). Un ruolo importante è attribuito alle correlazioni tra rapporti di isotopi dell'Ar derivanti da elementi come Ca e Cl. Nel caso del sanidino, né Ca né Cl fanno parte della stechiometria e la loro presenza rivela

PROGETTO CARG

quindi le fasi estranee. Queste possono essere diagnosticate mediante diagrammi di "discriminazione chimica" (VILLA, 2000) come il diagramma Cl/K *versus* Ca/K mostrato in fig. 9b. Da questo diagramma si vede che sono necessarie almeno tre fasi minerali ben distinte per spiegare l'evoluzione di Ca, Cl e K. Come discusso in dettaglio da VILLA *et alii* (2000, fig. 3), perché la discriminazione delle componenti possa avvenire è necessario che le diverse fasi liberino il loro Ar a temperature diverse, il che avviene praticamente sempre. Mentre a priori non è detto che queste fasi corrispondano ad età apparenti distinte, nel caso in oggetto si riconosce (Tavola 2) che l'eccesso di ^{40}Ar si concentra nella fase avente i più bassi rapporti Cl/K e Ca/K.

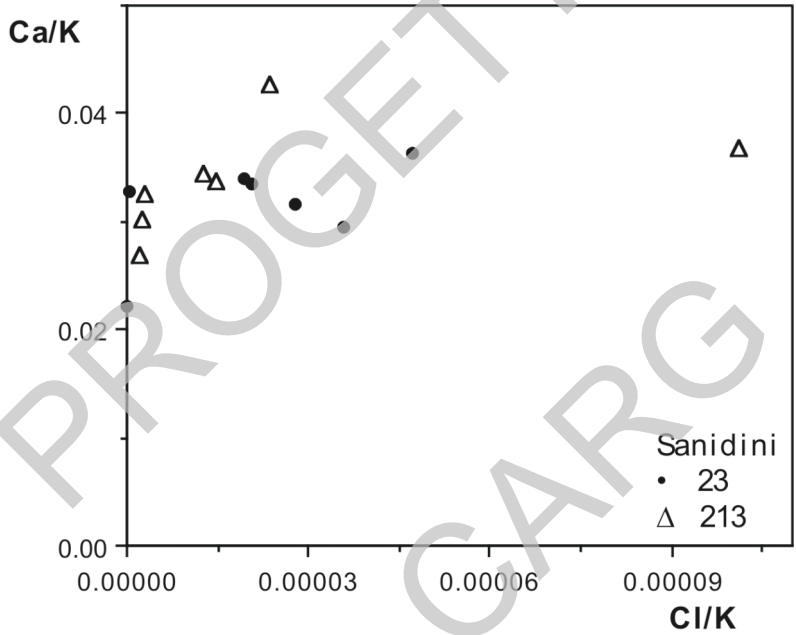


Fig. 9b - *Risultati ^{39}Ar/^{40}Ar su sanidino.*
Diagramma di correlazione chimica. L'insieme delle frazioni dei due campioni occupano campi simili; il numero minimo di componenti richiesto è tre, che generano un triangolo.

Nei lavori di geocronologia si fa spesso uso del diagramma isocrona, che nel caso del sistema ^{39}Ar-^{40}Ar prende la forma illustrata in fig. 9c.

Un'isocrona si basa sempre sulla cogeneticità dei campioni usati per calcolare la retta di regressione e sulla costanza della composizione isotopica durante la cristallizzazione dei campioni medesimi. Nel caso di un campione

PROGETTO CARG

formato da più fasi concrezionate, l'ipotesi che la composizione isotopica dell'Ar sia rimasta costante non è quasi mai verificata; bisogna perciò avere un criterio per identificare le frazioni maggiormente interessate dal degassamento delle fasi estranee (per escluderle dai calcoli) da quelle che ne sono esenti o quasi e che possono fornire un'età valida.

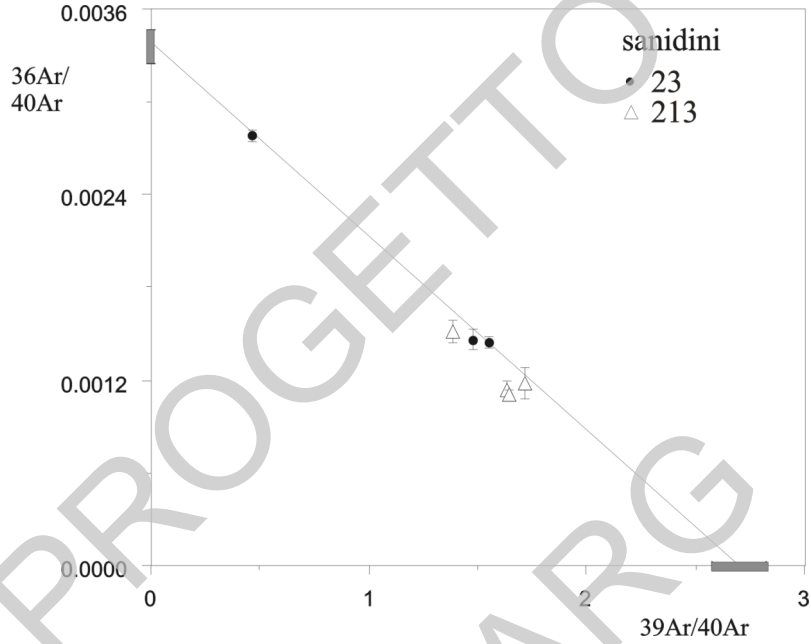


Fig. 9c - *Risultati $^{39}Ar/^{40}Ar$ su sanidino.*
Isocrona. La retta di regressione è calcolata su tre punti del sanidino 23 (cerchi pieni). I punti del sanidino 213 (triangoli) sono molto vicini alla retta. Notare anche come l'errore sulle intercette della retta di regressione (indicate in grigio sugli assi x ed y) sia molto maggiore degli errori sulle singole misure.

PROGETTO CARG

Per i due sanidini in esame, le frazioni 6, 7, 8 del campione 23 forniscono un'età di 486±10 ka, mentre il campione 213 dà un risultato molto meno preciso, 530±120 ka. Noteremo qui una caratteristica comune a tutti i calcoli sui due sanidini: nonostante la precisione analitica delle singole frazioni sia migliore di 10 ka, nel calcolo dell'isocrona non si ottiene una riduzione dell'errore, come normalmente si osserva (e.g. VILLA, 1992, fig. 4), bensì un suo aumento. Questo aumento è un effetto statistico legato all'aumento del coefficiente MSWD, che indica la dispersione dei punti eccedenti la dispersione analitica per cause sistematiche. In altre parole, i nostri dati sono sufficientemente precisi da

mostrare che lo sparpagliamento delle età delle singole frazioni riflette la non idealità dei campioni. Questo sparpagliamento di età non può quindi essere ridotto aumentando ulteriormente la precisione di misura, perché rappresenta una perturbazione primaria del sanidino del Nenfro. La stessa perturbazione si ritrova anche nella fig. 9b; risulta, a questo punto, ipotizzabile la spiegazione delle irregolarità che caratterizzano gli spettri di età dei sanidini del Nenfro (LANDI & VILLA, 1993; BARBERI *et alii*, 1994): questi sanidini sarebbero formati da una complessa mistura mineralogica, di cui almeno una delle componenti contiene eccesso di ^{40}Ar; la successione delle età apparenti delle varie frazioni è irregolare perché il rilascio dell'eccesso di ^{40}Ar avviene in maniera disomogenea al crescere della temperatura di estrazione.

La stima dell'età dell'isocrona mostra una notevole stabilità rispetto all'aggiunta di più o meno frazioni, scelte fra quelle con rapporto Ca/K ≈ 0.03. Aumenta o scende il valore della dispersione, MSWD, ma restano immutati sia il valore dell'età (sempre statisticamente indistinguibile da 486 ± 10 ka) sia la composizione isotopica dell'Ar iniziale, sempre indistinguibile dal valore dell'Ar atmosferico. Questa costanza del rapporto $^{40}Ar/^{36}Ar$ autorizza a calcolare la media pesata delle età delle frazioni scelte (che riflettono, come discusso in dettaglio da VILLA (1992), l'ipotesi restrittiva che l'Ar iniziale sia atmosferico).

Per il sanidino 23 si ottiene una media pesata delle frazioni 6, 7, 8 di 489 ± 7 ka. Quest'età è identica all'età di 484 ± 1 ka proposta da LANDI & VILLA (1993) per il Nenfro. Inoltre, alle età ottenute nei lavori anteriori al 1998 bisogna applicare una correzione a causa della nuova calibrazione dello standard di riferimento (RENNE *et alii*, 1998); tale correzione aumenta le età di letteratura dell'1%, portando il valore di LANDI & VILLA (1993) a 489±1 ka.

Il sanidino 213 ha un'età meno ben precisata (530±120 ka) a causa dell'eccessiva dispersione dei singoli punti; tuttavia si nota non solo che tale età è indistinguibile da quella del sanidino 23, ma che i punti del sanidino 213 stanno nelle immediate vicinanze dell'isocrona calcolata per il sanidino 23 (fig. 9c). Se si presta fede alle notevoli somiglianze isotopiche tra i due sanidini (figure 9a, 9b) e si ipotizza che essi rappresentino due affioramenti distinti del Nenfro, diviene legittimo combinarli entrambi in un'isocrona unica; quest'ultima fornisce 491 ± 9 ka.

Per quanto riguarda i campioni relativi alla Lava di Casale Quarticciolo, le due leuciti hanno fornito anch'esse dei risultati fortemente simili tra loro (fig.. 10a).

Dal punto di vista stechiometrico, la leucite del primo campione (131) è quasi ideale, avendo K = 16.5%, Ca non rilevabile, e Cl estremamente basso, 8 ppm (Tavola 2). I punti relativi alle sue frazioni centrali (4-7) definiscono un'isocrona con un'età di 408±82 ka ed Ar iniziale atmosferico. Per quanto visto

PROGETTO CARG

sopra, è quindi giustificato l'uso della media pesata delle età delle stesse frazioni, che danno 338 ± 11 ka. Questa età è più vecchia di quella riportata da BARBERI *et alii* (1994) per l'ignimbrite di Bagnoregio, 319±1 ka (ovvero 322±1 ka con la correzione discussa sopra), tuttavia la differenza non è statisticamente significativa a livello di 2 sigma.

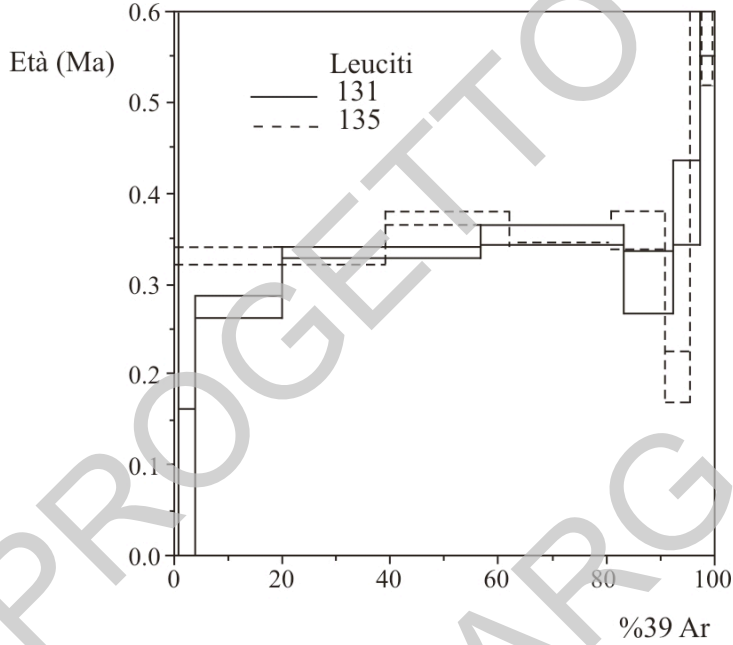


Fig. 10a - *Risultati $^{39}Ar/^{40}Ar$ su leucite.*
Spettro di età. I due campioni mostrano differenze; anche qui, la forma irregolare degli spettri non consente di calcolare un "plateau".

La leucite del secondo campione (135), al contrario, mostra un tenore di K sub-stechiometrico appaiato ad una contaminazione con una fase contenente Cl (18 ppm) e Ca (1%). In conseguenza di ciò, il diagramma di correlazione chimica (fig. 10b) mostra chiaramente un andamento binario (cfr. VILLA, 2000, fig. 3a); riferendosi a quella trattazione, identificheremo le frazioni 1-4 come le meno contaminate da una fase calcica (la cui importanza aumenta continuamente dalle prime alle ultime frazioni). L'isocrona per questi 4 punti fornisce un valore dell'Ar iniziale con un rapporto $^{40}Ar/^{36}Ar$ inferiore a quello atmosferico; questo fatto, di per sé assurdo, mette in luce che le due fasi implicate (la leucite ed il contaminante a Cl e Ca) non sono cogenetiche e che la regressione dei punti derivanti da una mistura dei due non ha valore. La media

PROGETTO CARG

pesata delle prime 4 frazioni, 356 ± 15 ka, è considerata quindi come più attendibile dell'isocrona. Poiché la differenza di età con la leucite 131 non è statisticamente significativa, le caratteristiche isotopiche (sia la forma dello spettro sia il maggior contenuto in Ca) suggeriscono che si tratti con molta probabilità di due unità di flusso.

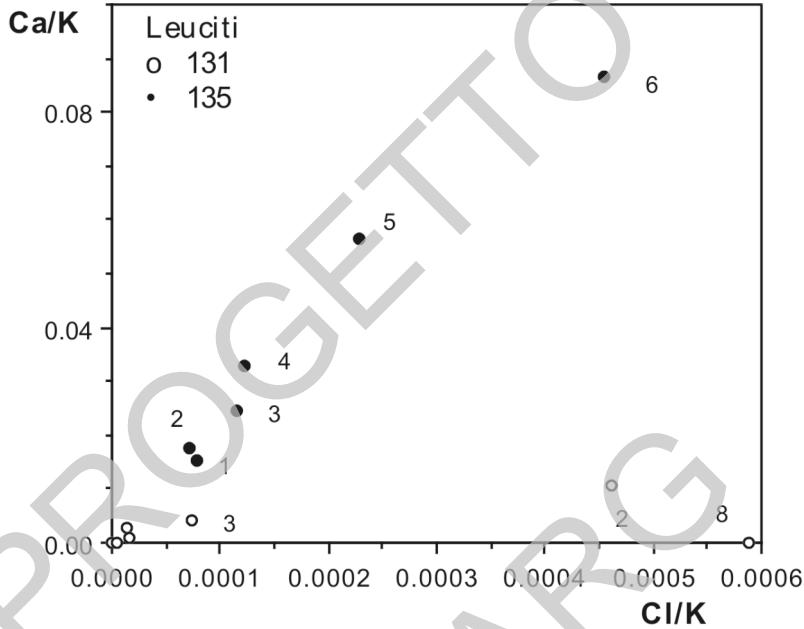


Fig. 10b - *Risultati $^{39}Ar/^{40}Ar$ su leucite.*
Diagramma di correlazione chimica. Le quattro frazioni più significative della leucite 131 occupano un campo molto ristretto vicino all'origine; il campione 135 mostra un aumento lineare e correlato dei due rapporti Ca/K e Cl/K. La correlazione quasi lineare richiede solo due componenti principali, una leucite stechiometrica all'origine ed un contaminante con alti rapporti Ca/K e Cl/K.

PROGETTO GARG

4.4.3.7. - Geocronologia radiometrica dei depositi travertinosi posti al tetto dell'unità di Roccarespampani col metodo del Th-230/U-234. Procedura L/L.
(a cura di Michele Soligo e Paola Tuccimei)

Al tetto dell'Unità di Roccarespampani sono presenti depositi travertinosi costituiti da travertini stratificati di colore biancastro e da livelli di sabbie fini e limi lacustri ad elementi vulcanici, contenenti gasteropodi dulcicoli e livelli limoso-diatomitici travertinizzati.

Cinque sub-campioni di travertino sono stati prelevati alla base dei banconi più compatti e sono stati analizzati col metodo del Th-230/U-234. La selezione dei materiali da sottoporre ad analisi è stata effettuata avendo cura di scartare le porzioni che mostrassero tracce di ricristallizzazione, fossero attraversate da microfratture oppure avessero una struttura porosa. Scopo di tale operazione è stato quello di accertarsi che nessun processo di ricircolazione di fluidi abbia interessato i travertini dopo la loro deposizione e che quindi il sistema chimico si sia mantenuto chiuso ad apporti esterni oppure a perdite di uranio e torio.

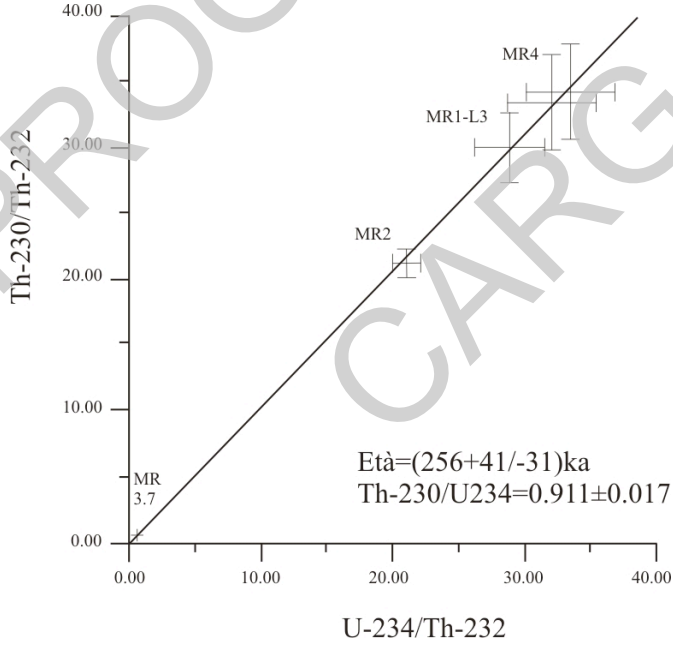


Fig. 11. Diagramma U-234/Th-232 versus Th-230/Th-232

PROGETTO CARG

I travertini, per loro natura, contengono molto spesso una componente "detritica" (costituita da minerali argillosi insolubili in acido nitrico) contenente torio e quindi Th-230 di origine non-radiogenica. Questa circostanza comporta una sopravvalutazione dell'età del travertino, perché anche il Th-230 "detritico" viene considerato radiogenico e pertanto si calcola che un lasso di tempo più lungo sia intercorso tra la chiusura del sistema e la generazione della quantità di Th-230 rilevata. In questi casi, l'età del travertino, calcolata su un solo campione, fornisce un'età-limite massima. Per ovviare a questo problema e potere conoscere la quantità di Th-230 che si è formata esclusivamente per decadimento dell'uranio sono stati sviluppati numerosi sistemi di correzione.

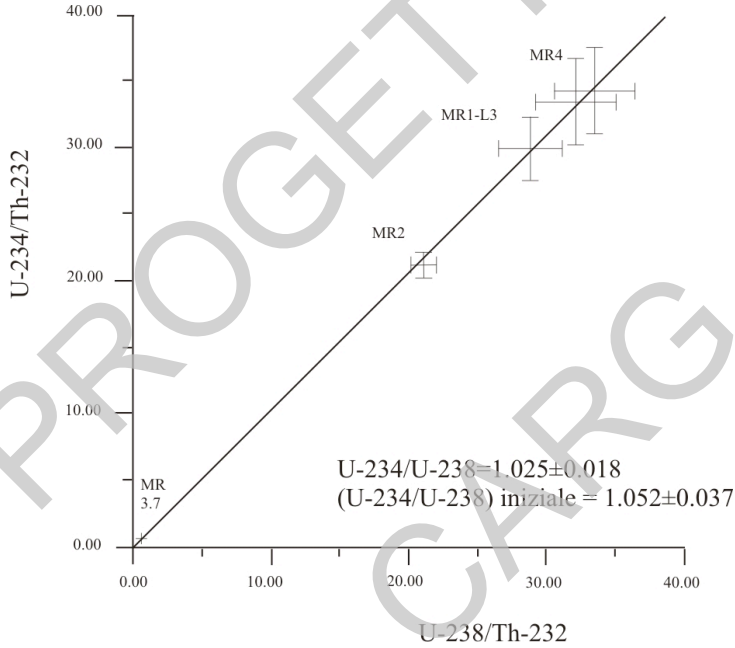


Fig. 12. Diagramma U-238/Th-232 versus U-234/Th-232

Quello adottato in questo caso segue la cosiddetta "procedura L/L" (SCHWARCZ & LATHAM, 1989), che consiste nell'analisi di tre o più "lisciviati", intendendo con tale termine la frazione carbonatica del travertino, solubile in acido nitrico. Dopo la separazione dei complessi isotopici di uranio e torio, le frazioni relative sono state analizzate allo spettrometro alfa e i rapporti di attività così determinati per i cinque sub-campioni sono stati proiettati su opportuni diagrammi: diagramma U-234/Th-232 versus Th-230/Th-232 (fig. 11)

PROGETTO CARG

e diagramma U-238/Th-232 versus U-234/Th-232 (fig. 12). I punti così ottenuti hanno permesso l'individuazione di rette di regressione, la cui inclinazione corrisponde, nel primo diagramma, al rapporto di attività Th-230/U-234 nella frazione carbonatica, nel secondo, al rapporto U-234/U-238 nella suddetta frazione, utilizzando il programma ISOPLOT (LUDWIG, 1994). In funzione di questi due rapporti è stata calcolata l'età dei travertini, che è risultata pari a 256 + 41 / -31 ka. Le coordinate dei campioni analizzati sono riportate in Tab.1. Tutti i rapporti isotopici sono rapporti di attività.

Tabella 1

Sigla CARG	Campione	Stop	Th-230/Th-232	U-234/Th-232	U-238/Th-232
AT00077	MR 1* (prep.1)	10	30.776 ± 3.313	34.291 ± 3.803	33.531 ± 3.720
AT00077	MR 1- L3* (prep.2)	10	27.935 ±2.598	30.025 ± 2.847	28.956 ± 2.646
AT00078	MR 2	10	19.998 ± 0.704	21.154 ± 1.098	21.094 ± 1.095
AT00080	MR 3	141	0.662 ± 0.025	0.578 ± 0.023	0.550 ± 0.022
AT00083	MR 7	2	0.702 ± 0.010	0.755 ± 0.018	0.717± 0.018

prep. = preparato

Come ultima considerazione, va detto che il sub-campione di travertino più "pulito", MR-1, (quello caratterizzato da una componente detritica minore, rilevabile attraverso un valore del rapporto di attività Th-230/Th-232 maggiore di 30), fornisce gli stessi valori di rapporti di attività Th-230/U-234 e U-234/U-238 e la stessa età (Tab.2) calcolata attraverso l'analisi di più sub-campioni dello stesso travertino, prelevati in punti diversi. Questo elemento conferma la bontà e l'attendibilità dei dati ottenuti.

Tabella 2

Sigla CARG	Campione	Th-230/Th-232	U-234/U-238	Th-230/U-234	Età (ka)	U-234/U-238 iniziale
AT00077	MR 1* (prep.1)	30.776 ± 3.313	1.023 ± 0.024	0.897 ± 0.034	242 + 59/-41	1.046 ± 0.047

PROGETTO CARG

4.4.4. - *Sintema Fiume Fiora*

Il Sintema del Fiume Fiora è costituito da unità marino-costiere, continentali e vulcaniche; in particolare dall'Unità di Castel Ghezzo (CGZ), dall'Unità del Sanguinaro (**GUN**), dall'Unità di Pian d'Arcione (**PCN**), e dalla formazione di Grotte di Castro (**GRC**), messesi in posto durante la parte superiore del Pleistocene medio tra 250 e 160 mila anni circa. L'età, le facies presenti e le correlazioni con le indagini a mare indicano un periodo di deposizione compreso tra gli stages isotopici 8 e 6 (SHACKLETON, 1995). In questo intervallo di tempo il centro vulcanico di Vico ha iniziato la sua fase ignimbritica, e l'attività dei centri di Latera e di Montefiascone è al suo climax, mentre Bolsena ha esaurito la sua attività

La superficie di base è ad alto rilievo, eterocrona, e incide i termini più antichi fino al Flysch della Tolfa (**FYT**). Dalle zone più interne fino a quelle costiere questa superficie è osservabile, rispettivamente, da quote prossime ai 110 m fino a circa 10 m s.l.m.

Nell'area costiera, i depositi che costituiscono il terrazzo marino presentano uno spessore rilevante e contengono un'alta percentuale di minerali vulcanici. Il terrazzo marino presenta una morfologia sommitale che si sviluppa tra le quote di circa 30 e 45 m s.l.m. con un margine interno parzialmente coperto da depositi colluviali intorno ai 47 m s.l.m. che si sviluppa fino a circa 4 km dall'attuale line di costa. La superficie di base del terrazzo costiero coincide con una superficie di erosione marina ed è localmente caratterizzata dalla presenza di incisioni fluviali.

I depositi che costituiscono la parte superiore del terrazzo marino, in facies salmastra, contengono ceneri, pomici e scorie e localmente unità vulcaniche primarie.

Pleistocene medio p.p.

4.4.4.1. - Unità di Castel Ghezzo (**CGZ**)

Questa unità affiora in lembi discontinui lungo il corso del Fosso Capecchio e del Torrente Arrone a quote comprese fra 135 m s.l.m., nelle aree più interne, e 30 m s.l.m. nelle zone più prossime al mare. Lungo il Fosso Capecchio, appartengono a questa unità livelli diatomitici e limoso diatomitici sottilmente laminati con inseriti orizzonti di travertino molto vacuolare, la sequenza è chiusa al tetto da depositi vulcanoclastici da flussi iperconcentrati. Lungo il Torrente Arrone si osservano depositi in facies fluviale costituiti da sabbie e ghiaie a stratificazione incrociata o pianoparallela, ad elementi vulcanici e calcareo marnosi, e da limi e limi sabbiosi debolmente laminati di origine alluvionale.

Lo spessore massimo dell'unità è valutabile intorno ai 25 m.

PROGETTO CARG

La superficie di base dell'Unità di Castel Ghezzo (**CGZ**) è una superficie ad alto rilievo che incide le sottostanti Unità di Roccarespampani (**RSP**), Unità della Rocca (**RRA**) e le unità del substrato prevulcanico.

L'insieme di questi depositi, di quelli dell'Unità di Roccarespampani (**RSP**) e di quelli dell'Unità di Colle Ancarano (**ANK**) veniva attribuita nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 ad una sequenza complessa costituita da depositi continentali ricchi in materiale vulcanoclastico, intercalata all'interno dei depositi vulcanici primari e indicata con diverse sigle (**ct**, **T**, $\mathbf{a^2}$, $\mathbf{a^1}$).

L'età di questa unità, deducibile in base ai rapporti stratigrafici, è attribuibile allo stadio isotopico 7 (SHACKLETON, 1995) (250 – 180 ka).

Pleistocene medio p.p.

4.4.4.2. - Unità del Sanguinaro (**GUN**)

L'Unità del Sanguinaro (**GUN**) è costituita da depositi sabbiosi, ghiaiosi e limosi con evidenti strutture sedimentarie tipiche di ambiente fluviale (barre, canali intrecciati, *sheet flow*). I clasti ed i granuli delle sabbie sono di origine prevalentemente vulcanica con un'alta percentuale di pomici e scorie. Affiora in modo discontinuo lungo la fascia costiera e in località Bosco delle Cavalline, dove costituisce la base dei versanti delle locali incisioni fluviali a quote comprese tra 20 e 25 m. L'Unità del Sanguinaro (**GUN**) è presente al di sotto dell'Unità marino-salmastra di Pian d'Arcione (**PCN**) (cfr. *Membro del Sanguinaro*, BOSI *et alii*, 1990); verso l'alto è in parziale eteropia (tavola 1).

Lo spessore in affioramento è di circa 15 m, ma dati di sondaggi nel limitrofo foglio Montalto di Castro, reperiti presso privati, permettono di valutare spessori totali intorno ai 50m.

Resti di mammiferi (*Elephas antiquus* Falconer & Cautley, 1847, *Bos primigenius* Bojanus, 1827, *Stephanorhinus* sp.) riferibili al Galeriano superiore-Aureliano, sono stati rinvenuti in questa unità nel limitrofo foglio Montalto di Castro.

Pleistocene medio p.p.

4.4.4.3. - Unità di Pian d'Arcione (**PCN**)

I depositi della Unità di Pian d'Arcione (cfr. *Membro di Pian d'Arcione*, BOSI *et alii*, 1990) sono costituiti da argille sabbiose, sabbie e ghiaie ad elementi vulcanici ricche di malacofauna marina (*Glycimeris insubricus* (Brocchi, 1814) e *Ostrea* (*Ostrea*) *edulis* (Linneo, 1758) ($\mathbf{PCN_g}$). Passano in eteropia laterale a

PROGETTO CARG

limi e limi sabbiosi di laguna salmastra ricchi di fauna oligotipica (*Cerastoderma lamarcki* Reeve, 1844, *Cyprideis torosa* Jones, 1850) e, localmente, a limi sabbiosi continentali con resti vegetali e gasteropodi polmonati (**PCN**). La sequenza marino-salmastra dell'Unità di Pian d'Arcione (**PCN**) è chiusa da piroclastiti rimaneggiate a luoghi pedogenizzate che costituiscono la spianata riconoscibile tra 30 e 45 m s.l.m. lungo una fascia quasi parallela alla linea di costa attuale, a cavallo dei Fogli Montalto di Castro e Tarquinia. La successione dei depositi salmastri e continentali affiora fino a quote prossime ai 50 m s.l.m.

La superficie basale è incisa sui termini riferibili all'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**), anche nella sua facies marina. In località C.le Grotte poggia sia sull'Unità di Pian della Regina (**RGG**), che sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**), lungo il Torrente Arrone poggia sull'Unità di Mandra Polidori (**PLD**), mentre in località Capannone, lungo il Fosso del Gesso, poggia sulla litofacies pelitica della Pietraforte (**PTF**).

Lo spessore massimo in affioramento è di circa 20 metri.

Datazioni effettuate con la racemizzazione degli aminoacidi (HEARTY & DAI PRA, 1986a, 1986b; BELLUOMINI *et alii,* 1993; BARTOLINI *et alii*, 1984) ed i rapporti con le altre unità marine terrazzate permettono di attribuire questa unità allo stadio isotopico 7 (SHACKLETON, 1995). Ulteriore conferma circa l'intervallo stratigrafico in cui si depone questa unità è data dalla presenza della formazione di Grotte di Castro (166 - 190 ka, NICOLETTI *et alii,* 1981; METZELTIN & VEZZOLI, 1983).

Pleistocene medio p.p.

4.4.4.4. - Formazione di Grotte di Castro (GRC)

Questa unità comprende due depositi da unità di flusso. Il deposito inferiore ha una matrice cineritica grigio giallastra ricca in pomici grigie poco vescicolate, generalmente afiriche, o contenenti rari cristalli di sanidino. La matrice contiene inoltre litici lavici poligenici, analcime, sanidino e rari cristalli di biotite, plagioclasio e pirosseno. Il deposito superiore, sempre a matrice cineritica, è di colore giallo rossastro per fenomeni di zeolitizzazione, contiene pomici grigio chiare di dimensioni da millimetriche a centimetriche, microvescicolate, che possono includere cristalli di plagioclasio, sanidino, pirosseno e magnetite. La matrice contiene inoltre litici lavici poligenici, analcime, pirosseno, sanidino, scarsi agglomerati di leucite e pirosseno e rari cristalli di plagioclasio e biotite; verso l'alto si arricchisce in pomici. L'insieme delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche della formazione di Grotte di

PROGETTO CARG

Castro (**GRC**) consente di interpretarla come un deposito da colata piroclastica, suddiviso in due unità di flusso principali.

La sua composizione è fonolitico-tefritica (NAPPI *et alii*, 1995).

Per le sue caratteristiche litologiche e per la posizione stratigrafica, è stata correlata al "Tufo Giallo Litoide *p.p.*" (ALBERTI *et alii*, 1970) e a "Grotte di Castro Formation" (VEZZOLI *et alii*, 1987), di provenienza vulsina.

La superficie di base della formazione di Grotte di (**GRC**) è una superficie ad alto rilievo che incide le sottostanti Unità di Castel Ghezzo (**CGZ**), Unità di Roccarespampani (**RSP**), Unità della Rocca (**RRA**) e l'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**).

L'Unità affiora lungo il Torrente Arrone con spessori intorno ai 10 metri. La geometria e lo spessore del deposito suggeriscono che la paleovalle del Torrente Arrone avesse un percorso non troppo diverso dall'attuale.

La formazione di Grotte di Castro (**GRC**) è stratigraficamente collocata tra due unità vulcaniche datate e quindi la sua posizione cronostratigrafica ricade nell'intervallo temporale compreso tra circa 166 e circa 190 ka (NICOLETTI *et alii,* 1981; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; BARBERI *et alii*, 1994).

Pleistocene medio p.p.

4.4.5. - *Sintema Fiume Marta*

Il Sintema del Fiume Marta è costituito da unità marino-costiere, continentali e vulcaniche; in particolare dall'Unità del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**), dall'Unità di Casale S. Martino (**MTN**), dall'Unità di Valle del Gatto (**ALL**) e dall'Unità di Casale Palombini (**PMB**), depositate principalmente durante il Pleistocene superiore. L'età, le facies presenti e le correlazioni con le indagini a mare indicano un periodo di deposizione compreso tra gli stages isotopici 6 e 4 (SHACKLETON, 1995).

La superficie di base è ad alto rilievo, eterocrona e incide i termini più antichi fino alla Pietraforte (**PTF**). Dalle zone più interne fino a quelle costiere questa superficie è osservabile, rispettivamente, da quote prossime ai 160 m fino a circa 5 m s.l.m.

Durante l'intervallo di tempo corrispondente a questo Sintema si conclude l'attività di Vico e di Latera. La sedimentazione nelle zone più interne è caratterizzata da depositi fluvio-lacustri a granulometria nel complesso fine. Nell'area costiera, i depositi che costituiscono il terrazzo marino presentano uno spessore modesto e contengono un'alta percentuale di minerali vulcanici; questi depositi sono caratterizzati dalla presenza di fauna senegalense. Il terrazzo marino presenta una morfologia sommitale che si sviluppa tra le quote di circa 10 e 25 m s.l.m. con un margine interno parzialmente rimodellato o coperto da

PROGETTO CARG

depositi colluviali intorno ai 25 m s.l.m. Localmente è presente una morfologia lievemente incassata con quote massime intorno ai 5-8 m.

Pleistocene medio p.p.-Pleistocene superiore p.p.

4.4.5.1. –Tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**)

L'Unità comprende tre depositi da unità di flusso. Il più basso ha una matrice cineritica bruno giallastra a tratti zeolitizzata contenente pomici generalmente bruno rossiccie, scorie, sanidino, clinopirosseno, biotite, plagioclasio, leucite analcimizzata e litici di lave a composizione leucititico-tefritica, tefritico-fonolitica e fonolitico-tefritica. Affiora nel settore nord-orientale del Foglio Tarquinia con spessori massimi intorno ai 7 metri.

Il deposito intermedio ha una matrice cineritico scoriacea grigio violacea o nera, generalmente poco coerente, con pomici grigie e scorie nere con leucite analcimizzata. Nella matrice sono presenti cristalli di leucite analcimizzata, sanidino, biotite, clinopirosseni, plagioclasio, litici lavici e clasti termometamorfosati; alla base può presentare un livello arricchito in litici. Anche questo deposito affiora nelle zone del Foglio Tarquinia più prossimali al vulcano di Vico con spessori che vanno sensibilmente diminuendo da est verso ovest, a partire da circa 12 metri in località Le Camorelle fino a circa 1 metro lungo il corso del Torrente Biedano. Sporadicamente si rinvengono facies rimaneggiate (**WIC$_a$**) i cui depositi sono caotici, a matrice prevalentemente sabbiosa (per la perdita della frazione fine) e con una maggiore percentuale di scheletro costituito dai medesimi elementi caratterizzanti il deposito primario. Tali depositi sono probabilmente dovuti a meccanismi di trasporto di tipo *debris flow* e affiorano in località Le Grotte all'interno dell'area militare di Monte Romano e in località Casentile nei pressi della S.P. Barbaranese.

Il terzo deposito è quello più tipico; si presenta a matrice cineritica rossiccia litoide per zeolitizzazione, contenente grosse scorie nere a leucite analcimizzata e sanidino. Nella matrice sono presenti clinopirosseno, plagioclasio, analcime e litici lavici di composizione leucititico-tefritica, anche con grosse leuciti analcimizzate, o fonolitico-tefritica. Raggiunge spessori massimi intorno ai 15 metri. L'insieme delle caratteristiche del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**) consente di interpretarlo come un deposito da colata piroclastica.

La deposizione del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**) nel suo complesso ha determinato il colmamento delle paleovalli e la formazione di un *plateau* continuo che si estende dalle pendici del vulcano di Vico fino alle propaggini dell'alto del substrato meso-cenozoico affiorante nella zona di Monte Romano, tutt'oggi conservato e profondamente inciso dai corsi d'acqua attuali.

PROGETTO CARG

Più a ovest questa unità si presenta sempre incassata dentro le valli del Torrente Vesca, del Torrente Traponzo e del Fiume Marta il cui andamento attuale, evidentemente, non differisce molto da quello passato. Incanalato lungo le principali paleovalli, il tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**) arriva fino a pochissimi chilometri dalla linea di costa attuale.

Nella zona del Bacino di Tolfa, lungo il Torrente Vesca, alla base di questa colata piroclastica è presente un deposito di ricaduta pliniana costituito da pomici biancastre sub-arrotondate in scarsa matrice cineritica, seguito da un livello centimetrico di *surge* formato da ceneri grigie sottilmente stratificate.

Nella zona nord orientale del Foglio Tarquinia, alla base del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**), e cartografato unitamente a questa unità, è presente un deposito cineritico debolmente pedogenizzato contenente rare e piccole pomici, cristalli sciolti di analcime e pirosseno e rari litici di dimensioni millimetriche, caratterizzato dalla presenza più o meno diffusa di frustoli vegetali e tracce di bioturbazioni. Si tratta con ogni probabilità di ceneri relative agli *ash cloud* che accompagnano la messa in posto delle colate piroclastiche vicane della terza fase di attività del vulcano, variamente rimaneggiate e frammiste a depositi più grossolani di origine colluviale o più francamente fluviale. Lo spessore di tale deposito è intorno al metro, ma in alcuni affioramenti può raggiungere anche i 5 metri.

In base alle analisi dai noi condotte, il chimismo dell'unità varia da tefritico-fonolitico a trachitico in accordo con le indicazioni di letteratura (LOCARDI, 1965; BERTINI *et alii*, 1971).

Il Tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**) è conosciuto in letteratura come "Tufo litoide a scorie nere", (SABATINI, 1912), Ignimbrite (l.s.) III, tefritico-fonolitica ($\vartheta\varphi^{w}$) (BERTINI *et alii*, 1971), "Ignimbrite C" (LOCARDI, 1965).

La superficie di base è una superficie ad alto profilo che incide tutte le unità vulcaniche e vulcanoclastiche precedenti la sua eruzione fino al substrato sedimentario. La quota di tale superficie si aggira intorno ai 130 m s.l.m. nel settore orientale, ma può arrivare fino a 160 m s.l.m. lungo le pendici dell'alto del substrato meso-cenozoico, mentre in prossimità della costa non supera i 25 m s.l.m.

L'età di questa unità, ottenuta con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$, è di 155 ka (SOLLEVANTI, 1983).

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

4.4.5.2. - Unità di Casale San Martino (**MTN**)

I depositi relativi al ciclo marino più recente affiorano in modo discontinuo sulla fascia costiera. Si tratta di depositi costieri costituiti da sabbie in facies di spiaggia, grossolane, a luoghi caratterizzate da orizzonti cementati (cfr. *Gruppo di Pian di Spille* p.p., BOSI *et alii*, 1990). Le sabbie sono costituite prevalentemente da minerali vulcanici, anche se in percentuale minore rispetto agli orizzonti marini dei cicli precedenti, e subordinatamente da granuli quarzitici e calcareo-marnosi. La fauna a molluschi è abbondante, ma costituita in prevalenza da forme indicatrici di facies (*Glycimeris* sp., *Donax* sp, *Conus* sp.). Gli Autori, in località Casale Castellaccia (nel limitrofo Foglio Montalto di Castro), hanno rinvenuto *Strombus bubonius* (Lamarck, 1822), permettendo l'attribuzione al Tirreniano a sedimenti affioranti fino a 21 m s.l.m. (Eutirreniano *auct.*, 125 ka) (PALIERI & SPOSATO, 1988), presenti, seppur in modo discontinuo, anche nel Foglio Tarquinia. L'Unità di Casale San Martino (**MTN**) affiora a quote crescenti da N verso S, da 16 m s.l.m. a circa 25 m s.l.m. in località Taccone di Sotto. Lo spessore massimo rinvenuto in affioramento è di circa 7 metri.

L'unità di Casale San Martino (**MTN**) poggia in discordanza sull'Unità di Pian d'Arcione (**PCN**) e sull'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**), mentre in località Fontanile Pascolaro poggia sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**). In località il Casalino, l'Unità affiora sopra il Pliocene medio (**RGG**).

La presenza di fauna senegalense conferma le datazioni effettuate (HEARTY & DAI PRA, 1986a, 1986b; BELLUOMINI *et alii,* 1993) che permettevano di attribuire questi depositi allo stadio isotopico 5 (SHACKLETON, 1995) (Tirreniano).

Pleistocene superiore p.p.

4.4.5.3. – Unità di Valle del Gatto (**ALL**)

I depositi relativi a questa unità sono costituti da limi, sabbie e ghiaie, a luoghi cementate, ad elementi principalmente vulcanici, con rari livelli diatomiferi e costituiscono generalmente lembi isolati incassati nelle valli attuali. Nel settore centro-orientale del foglio (località Valle del Gatto) sono stati inseriti in questa unità sabbie e conglomerati ad elementi vulcanici quarzitici e calcareo marnosi.

Lo spessore massimo in affioramento è di circa 2 m.

Sono stati osservati lembi di depositi alluvionali antichi ascrivibili a questa unità, in contatto trasgressivo sul tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**). Tali depositi sono caratterizzati da una superficie di deposizione sommitale correlabile con la spianata relativa al terrazzo dell'Unita di Casale San Martino (**MTN**) che permette di attribuire questa unità al Pleistocene superiore *p.p.*

Pleistocene superiore p.p.

PROGETTO CARG

4.4.5.4. - Unità di Casale Palombini (**PMB**)

L'Unità di Casale Palombini (**PMB**) (cfr. *Complesso continentale di Casale Palombini* p.p. e *Complesso marino e continentale superiore* p.p. AMBROSETTI *et alii*, 1981) è costituita da sabbie e ghiaie, a luoghi grossolane, che spesso si rinvengono sotto forma di *stone-lines* all'interno dei corpi sabbiosi. I clasti sono costituiti prevalentemente da materiale vulcanico, quarzitico e calcareo-marnoso con un grado di evoluzione morfologica molto alto. L'insieme di questi depositi rappresenta una successione continentale, di origine colluviale e in parte alluvionale con flussi iperconcentrati, localmente con evidenti strutture tipiche di ambiente fluviale (barre, canali intrecciati, *sheet flow*). Sono altresì presenti locali rimaneggiamenti eolici.

L'Unità di Casale Palombini (**PMB**) poggia con superfici erosive sull'Unità di Casale San Martino (**MTN**) e sull'Unità di Pian d'Arcione (**PCN**); questo contatto è bene evidente lungo i tagli della S.S. Aurelia (km 102-103), in località Casale Palombini, nell'adiacente foglio Montalto di Castro. In località il Poderino (ad ovest di Tarquinia) l'unità poggia sull'Unità del Sanguinaro (**GUN**), contatto visibile sul fronte di una cava abbandonata, mentre lungo il corso del Torrente Arrone, in località Pian d'Arcione, poggia anche su sedimenti riferibili all'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**).

L'unità affiora in lembi fino a circa 55 m s.l.m. Alla base è ben riconoscibile una superficie di erosione, mentre superfici minori sono presenti al suo interno.

Lo spessore massimo rinvenuto in affioramento è di circa 5 metri.

I rapporti con le unità sottostanti suggeriscono una cronologia riferibile al Pleistocene superiore anche se non è da escludere che i lembi poggianti direttamente su **LOS** siano più antichi.

Pleistocene superiore p.p.

5. - UNITÀ OLOCENICHE

(a cura di P. Paccara & A. Sposato)

5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI (**b**)

Comprende depositi alluvionali, colluviali e di piana costiera costituiti da conglomerati, ghiaie, sabbie, sabbie limose e limi argillosi a luoghi con materiale organico, a elementi vulcanici, sedimentari e metamorfici. La composizione litologica dei depositi alluvionali è particolarmente eterogenea nelle valli fluviali dei corsi d'acqua con bacini idrografici estesi (T. Arrone, F. Marta e F. Mignone).

PROGETTO CARG

La superficie di base di questi depositi non è osservabile direttamente, ma i dati di perforazione mettono in evidenza spessori di alluvioni superiori a 30-40 m, in particolare in corrispondenza delle valli.

I depositi di piana costiera sono caratterizzati da materiali ricchi in limi, torbe e sabbie argillose, con materia organica frequente. Questi sedimenti sono localizzati nelle aree di retroduna e di piana alluvionale costiera, dove in tempi storici le bonifiche hanno determinato la scomparsa di molte aree umide. Lo spessore dei sedimenti può essere valutato in alcuni metri, con valori localmente superiori a 10-15 m.

Olocene

5.2. - DEPOSITI DI SPIAGGIA (**g2**)

I sedimenti di spiaggia presenti lungo il litorale del Lazio settentrionale sono costituiti essenzialmente da sabbie a minerali vulcanici prevalenti, con granulometria da grossolana a medio-fine. Localmente, nelle aree relativamente coperte dal moto ondoso per presenza di barriere naturali o antropiche, questi depositi possono ospitare una modesta frazione limosa.

Sabbie di spiaggia attuale a prevalente composizione ferrifera sono presenti localmente lungo il litorale laziale settentrionale (BRONDI *et alii*, 1971). In località il "Voltone", la spiaggia è caratterizzata da una morfologia relativamente ripida ed è costituita da sabbie grossolane ricche in minerali vulcanici e minerali ferrosi. Qui subaffiorano limi di retrospiaggia, la cui presenza deve essere legata alla costruzione in epoca storica delle "peschiere" romane, le quali hanno costituito una barriera artificiale a protezione dell'area in questione che si è successivamente riempita per l'abbandono dell'attività di pesca.

Olocene

5.3. - DETRITI DI FALDA (**a3**)

Questi depositi sono costituiti da materiali di disfacimento, localizzati per lo più nelle zone di affioramento dei termini calcareo-marnosi del Flysch della Tolfa o della Pietraforte; si tratta di coltri eterometriche costituite da brecce con scarsa matrice sabbiosa, con clasti poco evoluti, sciolti, talora cementati, a luoghi costituiti da blocchi e massi.

PROGETTO CARG

I principali affioramenti sono ubicati in corrispondenza della Valle del Fiume Mignone, in località Montesanto, mentre affioramenti minori sono distribuiti alla base dei rilievi carbonatici.

Olocene

5.4. – CORPI DI FRANA (**a_1**)

Localizzati essenzialmente nelle zone di affioramento delle unità argillose o argillo-sabbiose, si caratterizzano per diverse tipologie di frana e differenti volumi di terreno coinvolti, comprendendo accumuli gravitativi con evidenze di movimenti in atto.

Nei versanti in argilliti appartenenti al Flysch della Tolfa (in particolare le argilliti della litofacies qui denominata **FYT_{2a}**, cfr. § 3.2.2.1.) sono da segnalare frane da colamento che coinvolgono le coltri di alterazione allentate, lungo i versanti della Valle del Mignone in località Casale Luzzi - Casale Gerini.

Nella zona a NE di Tarquinia, lungo i versanti adiacenti la S.S. 1 bis Aurelia per Monte Romano, sono stati osservati movimenti franosi estesi che interessano l'Unità di Macchia della Turchina (**TNA**) e talora le soprastanti sabbie e calcareniti dell'Unità di Poggio della Sorgente (**CPS**), sotto forma di frane complesse (scorrimenti rotazionali con colamenti di terra al piede). Nell'area tra Poggio della Sorgente ad est ed il Fosso della Vignaccia a nord i versanti sono interessati da frane in evoluzione che coinvolgono le argille dell'Unità di Macchia della Turchina e le sottostanti sabbie argillose dell'Unità di Pian della Regina (**RGG**), contraddistinti da vistosi fenomeni di colamento riattivati in occasione di piogge particolarmente copiose.

Accumuli gravitativi sono presenti nella zona nord del centro storico di Tarquinia, dove alcuni affioramenti di Macco (**MCC**) di notevole estensione sono presenti a quote molto basse ed in rapporti stratigrafici anomali con le sottostanti argille dell'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**). Si tratta di accumuli dovuti a movimenti gravitativi profondi che hanno coinvolto le argille del Pliocene inferiore e la soprastante placca rigida di Macco, realizzando al bordo esterno della placca principale movimenti di massa che hanno modificato i rapporti stratigrafici originari. Anche nella zona di Pian della Regina alcuni affioramenti di Macco in rapporti stratigrafici anomali con le argille grigie del Pliocene inferiore (**SBM**) sono stati interpretati come movimenti gravitativi di massa. A conferma di questa ipotesi sono state osservate alcune trincee e fratture beanti di 1 m di larghezza e di alcune decine di metri di lunghezza lungo i bordi meridionali e settentrionali della placca di Macco in località Ara della Regina.

Olocene

PROGETTO CARG

5.5. – DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

Le maggiori aree antropizzate sono costituite da aggregati urbani di recente espansione e dalle infrastrutture realizzate a loro servizio. Le attività edilizie degli ultimi decenni sono caratterizzate da riporti a volte molto estesi, costituiti da sedimenti sabbiosi e ghiaiosi a comportamento granulare, sia di natura vulcanica sia sedimentaria. Costituiscono rilevati e massicciate anche di alcuni metri di spessore.

Olocene

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

III – UNITA' COSTITUENTI LA PIATTAFORMA CONTINENTALE

(a cura di F.L. Chiocci, F. Falese, G.B. La Monica, B. Landini)

1. - UNITA' PRECEDENTI L'ULTIMO CICLO EUSTATICO

Nell'area marina compresa nel Foglio 354 *Tarquinia* non sono state rilevate né direttamente né con prospezioni geofisiche unità precedenti l'ultimo ciclo eustatico (cfr prossimo paragrafo).

Tuttavia, unità geologiche più antiche sono sicuramente presenti nel sottosuolo e di seguito se ne da una breve descrizione, basata sulle informazioni disponibili per le aree limitrofe, prima fra tutte la parte marina del Foglio 353 *Montalto di Castro,* cui si rimanda per un maggior dettaglio.

La più profonda unità riconosciuta nei profili di sismica a riflessione multicanale è il **Basamento acustico**, correlata da BARTOLE (1990) con la **Falda Toscana**. Tale unità giace sopra unità probabilmente metamorfiche ("**Metamorfiti Toscane**") e al di sotto di un'unità fortemente tettonizzata costituita dai depositi flyshoidi liguridi correlati, sempre da BARTOLE (1990), con la **Pietraforte** affiorante in terraferma. Tali unità sono strutturate in thrust, successivamente disarticolati da tettonica distensiva.

Al di sopra delle scaglie tettoniche, ma limitata alle aree di basso strutturale, si ritrova un'**unità** definita di ***sin rift*** (fig. 13). Tanto la geometria esterna quanto le stratificazioni interne indicano un forte controllo tettonico sulla sedimentazine; benchè non campionata, l'unità è stata correlata con la formazione Gessoso-Solfifera di età Messiniano-basso Pliocene in base alle

PROGETTO CARG

predette caratteristiche giaciturali ed alla facies acustica caratteristica (cfr note illustrative *Montalto di Castro*).

Al di sopra dell'unità di *sin rift*, o direttamente sulle unità flyschoidi dove questa manca, è presente una potente serie clinostratificata che costituisce la parte superiore e più esterna della piattaforma continentale. Questa serie, definita nell'insieme come **unità di *post rift***, è costituita alla base da termini bacinali indifferenziati, ampiamente interessati da deformazioni duttili e fragili con meccanismi essenzialmente distensivi.

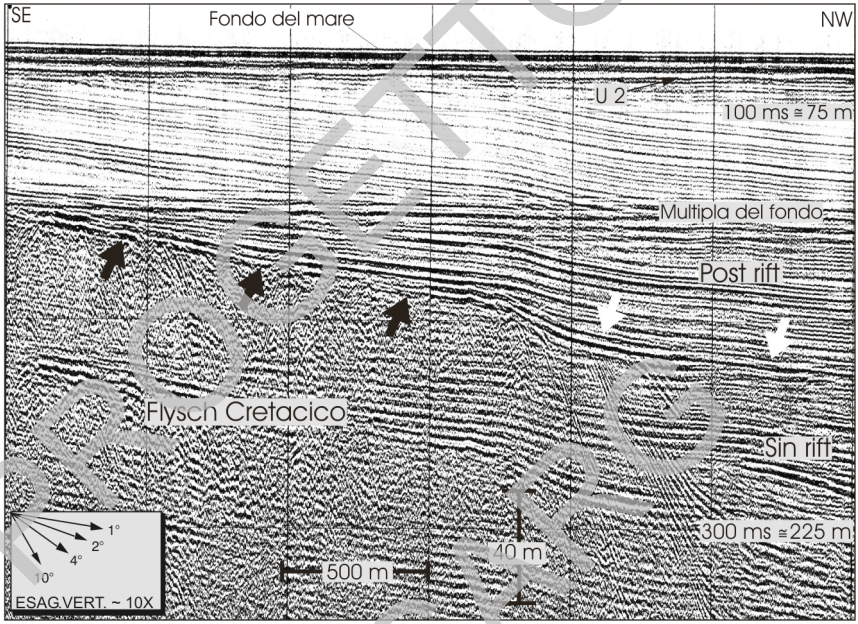


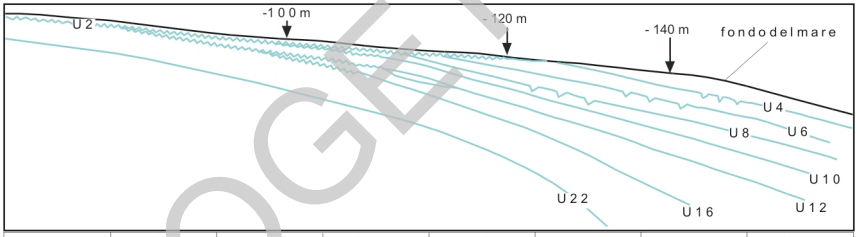
Fig. 13*: Profilo sismico parallelo a costa, circa 3 miglia a largo di Marina di Tarquinia, in cui si osserva la superficie erosiva al tetto delle unità orogenizzate (frecce nere). Verso nordovest queste ultime sono ribassate per faglie e la superficie erosiva diviene il tetto delle unità di sin-rift (frecce bianche) al disopra delle quali si rinvengono le unità di post rift (per l'ubicazione vedi fig. 6 delle note illustrative del Foglio 353 Montalto di Castro).*

Nella parte più alta invece, gli effetti delle oscillazioni del livello del mare nel Pleistocene medio-superiore, permettono di definire una serie di superfici di inconformità (o di superfici di conformità a queste correlate, fig. 14) che, grazie a datazioni in siti specifici e a correlazioni con la curva di oscillazione del livello del mare ricostruita a scala globale, hanno permesso di scomporre la parte più recente dell'unità di *post rift* in sequenze deposizionali di 4° ordine (sensu VAIL *et alii*, 1977 e DUVAL *et alii*, 1992) la cui correlazione con le unità

terrestri eseguita per il Foglio *Montalto di Castro*, è riportata in tabella 3 e illustrata in figura 15 (cfr anche il cap. III delle note illustrative del Foglio 353).

Sequenza deposizionale o insieme di sequenze	Unità terrestri
U2 – U6	Sintema Fiume Marta
U6 –8	Sintema Archi di Pontecchio
U8 – U10	Sintema Barca di Parma
U10– U22	Parte inferiore del supersintema Aurelio-Pontino

Tab. 3: *Correlazioni tra le sequenze deposizionali (o insieme di sequenze deposizionali) alto pleistoceniche e le unità terrestri.*



U22*	U16	U12*	U10	U8	U6	U4	U2*
Conformità correlata	Inconformità erosiva	Inconformità erosiva	Inconformità erosiva	Conformità correlata	Conformità correlata	Conformità correlata	Inconformità erosiva
850.000	630.000	450.000	350.000	260.000	140.000	60.000	18.000

Fig. 14: *Schema dei rapporti, età e caratteristiche dei limiti stratigrafici delle sequenze deposizionali medio-alto pleistoceniche circa al traverso di Montalto di Castro. Gli asterischi indicano le unità per cui esistono indicazioni cronologiche dirette (CHIOCCI, 2000).*

Tutte le unità costituenti la piattaforma continentale, dalle più giovani presenti in piattaforma esterna alle più antiche presenti in piattaforma interna, sono troncate al tetto da una netta inconformità erosiva a morfologia estremamente regolare. Questa è stata interpretata, per conformità a quanto osservabile in tutte le piattaforme continentali, con l'ultima fase di caduta, basso stazionamento e risalita del livello del mare, causate dall'ultima grande glaciazione (periodo würm, acme circa 20-18.000 anni fa).

Come già detto, tutte queste sequenze tuttavia non sono state direttamente rilevate nell'area ma la loro presenza è desunta dall'analogia in assetto strutturale e stratigrafico con l'adiacente Foglio *Montalto di Castro*.

PROGETTO CARG

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST-GLACIALE (SDP)

2.1. - DEFINIZIONE DELLA SDP

L'ultimo ciclo eustatico ha avuto un minimo circa 20.000-18.000 anni fa coincidente con la massima espansione dei ghiacciai wrmiani. Il livello del mare ha raggiunto una quota di circa 120 m rispetto all'attuale, lasciando completamente scoperta la piattaforma continentale e creando una superficie d'erosione ricostruibile a scala globale.

Tale superficie rappresenta la base della SDP; questa può essere considerata sia come una sequenza incompleta di 5° ordine, ma anche la parte iniziale di una sequenza di 4° ordine (sensu VAIL *et alii*, 1977). Essa è essenzialmente costituita sulla piattaforma continentale dai *systems tract* trasgressivo e di alto stazionamento. I *systems tract* di regressione forzata e di basso stazionamento relativi all'ultimo ciclo eustatico si sviluppano invece sulla scarpata continentale e nelle aree bacinali, come evidenziato circa 70 km a sud, in corrispondenza del delta del F. Tevere, da BELLOTTI *et alii*, 1994 e CHIOCCI & MILLI, 1995, che hanno ricostruito in dettaglio geometrie, caratteri e cronologia dello sviluppo della sequenza postglaciale del F. Tevere.

L'applicazione di tecniche interpretative stratigrafico-sequenziali anche all'interno delle sequenze deposizionali di ordine elevato, oltre ad accordarsi con l'approccio CARG di cartografare unità a limiti inconformi, permette in caso di assenza di datazioni di avere una indicazione approssimativa sull'età dei diversi corpi deposizionali, attribuendo i *systems tract* che compongono la SDP agli intervalli temporali corrispondenti all'andamento della curva eustatica. Tale operazione è possibile solo nell'assunto, assolutamente valido per l'area in esame, che i tassi di subsidenza/sollevamento siano di ordini di grandezza inferiori rispetto ai tassi di variazione eustatica i quali, per l'ultima risalita del livello del mare, raggiungono e superano il cm/anno.

2.2. - INCONFORMITÀ EROSIVA WÜRMIANA

L'inconformità erosiva würmiana (U2) è il limite basale della SDP e l'elemento primario della stratigrafia dell'immediato sottofondo marino. Essa è quasi sempre in discordanza angolare rispetto alle unità sottostanti, specie in piattaforma interna ed intermedia. La morfologia è estremamente piatta e regolare con profonde incisioni in corrispondenza degli antichi alvei fluviali, attivi durante le fasi di emersione della piattaforma continentale nei periodi glaciali.

PROGETTO CARG

Si tratta in realtà di una superficie poligenica (vedi anche il prossimo paragrafo) in quanto: 1) si è formata durante le fasi di deterioramento climatico che hanno portato all'ultima glaciazione (120-20.000 anni fa), per il passaggio della linea di riva in regressione forzata dalla caduta eustatica; 2) è rimasta emersa e quindi esposta all'azione dagli agenti esogeni subaerei per tutta la durata della glaciazione würmiana ed infine 3) è stata erosa nuovamente al passaggio della linea di riva trasgressiva nel corso della rimonta eustatica versiliana. Tutti e tre i processi sono avvenuti in tempi diversi nei diversi settori della piattaforma per cui l'inconformità è: 1) un importante limite cronologico (in corrispondenza di questa si ha infatti uno hiatus erosivo-deposizionale variabile da 100.000 anni nei settori più costieri a poche migliaia di anni in prossimità del ciglio della piattaforma); 2) un importante limite litologico e paleoambientale (al di sopra e al di sotto della superficie si ritrovano sedimenti deposti in ambienti e con battenti d'acqua anche molto differenti) e 3) un importante limite geotecnico/applicativo (i sedimenti al di sotto della superficie sono infatti sovraconsolidati per le emersioni, la ripetuta azione del moto ondoso e per la rimozione di parte della colonna sedimentaria sovrastante mentre quelli al di sopra dell'inconformità sono normalmente consolidati non essendo mai emersi).

Verso mare la superficie di inconformità perde le sue caratteristiche di discordanza angolare diventando una superficie di concordanza o conformità correlata (VAN WAGONER *et alii*, 1988).

2.3. - *SYSTEMS TRACT* TRASGRESSIVO

Il *systems tract* trasgressivo è l'insieme dei depositi messisi in posto in condizioni di arretramento della linea di riva, essenzialmente durante la rimonta eustatica versiliana, avvenuta tra 18.000 e 6.000 anni fa, e prevalentemente costituiti da depositi litorali e, subordinatamente, da depositi lagunari/palustri all'interno dei paleoalvei.

I rapporti stratigrafici dei depositi costituenti il *systems tract* trasgressivo sono riportati in fig. 15 in cui vengono evidenziate le superfici chiave per l'interpretazione stratigrafico-sequenziale.

In realtà sulle piattaforme tirreniche i *systems tract* trasgressivi sono in genere estremamente ridotti o assenti, tranne che in situazioni particolari dove alti tassi di sedimentazione e/o morfologie depresse dell'inconformità basale hanno permesso la preservazione dei depositi che hanno accompagnato la risalita eustatica.

PROGETTO CARG

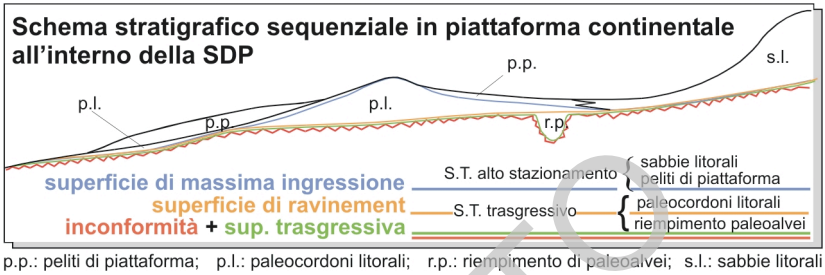


Fig. 15*: Rapporti tra le superfici all'interno della sequenza deposizionale post glaciale.*

Infatti la trasgressione versiliana ha avuto un carattere essenzialmente non deposizionale, con costante rimobilizzazione dei prismi litorali verso il continente. L'espressione del *systems tract* trasgressivo in questi casi è rappresentato da un lag trasgressivo, prevalentemente costituito da tritume conchigliare e da ciottoli arrotondati presenti alla base della S.D.P..

Nell'area marina di questo Foglio i sedimenti trasgressivi che si sono preservati sono sedimenti lagunari/palustri formatisi con livello del mare più basso dell'attuale in condizioni di rimonta eustatica; mentre nella limitrofa area del Foglio 353 sono presenti anche depositi litorali (cfr cap. III note illustrative *Montalto di Castro*).

2.3.1. - *Riempimento di paleoalvei*

Uno dei caratteri salienti delle aree marine comprese tra l'Argentario e Capo Linaro è la presenza di un gran numero di forme erosive canalizzate (con andamenti e sezioni variabili) sepolte nella piattaforma continentale interna e intermedia. Tali forme sono interpretabili come alvei fluviali attivi durante i periodi di basso stazionamento eustatico, quando il livello del mare era circa 100-120 m più basso di quello attuale e la piattaforma era per gran parte emersa e soggetta all'azione degli agenti meteorici (vedi tavola 4 delle note illustrative del Foglio *Montalto di Castro*).

Anche al corso d'acqua che sfocia nel tratto di costa compreso nel Foglio *Tarquinia* (F. Marta), corrisponde un paleoalveo (fig. 16). Questo ha una larghezza compresa tra 1 e 2 km e si sviluppa con continuità da costa fino a 10 km verso il largo, dove si esaurisce alla profondità di circa 80 m (fuori dall'area del Foglio). La profondità massima dell'incisione rispetto al fondale circostante è di 24 m.

PROGETTO CARG

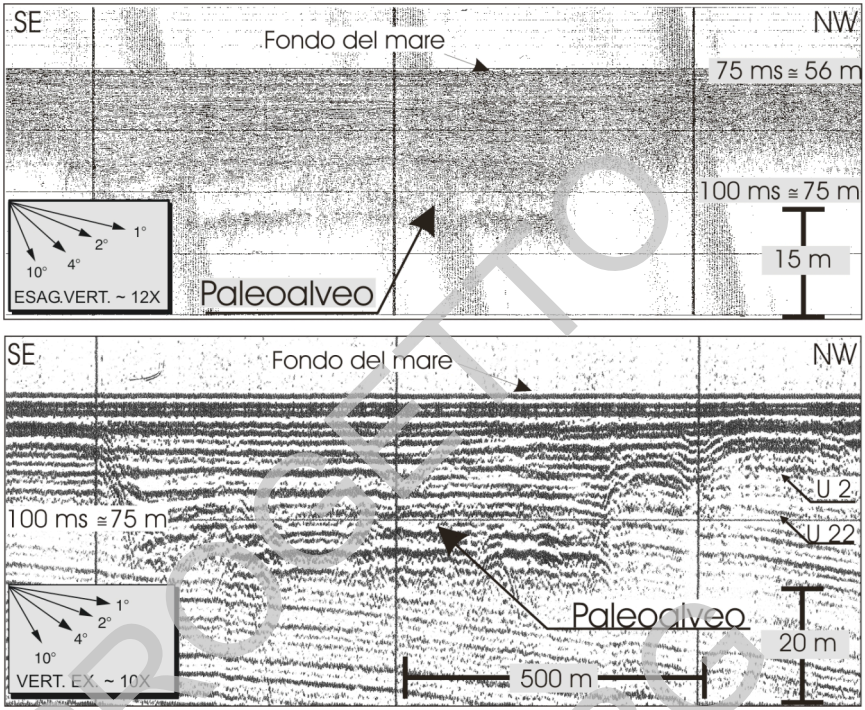


Fig. 16: *Profili sismici in alto ad altissima risoluzione e in basso a maggior penetrazione paralleli a costa al traverso della foce del Fiume Marta in cui si osserva un lineamento erosivo interpretato come paleoalveo (per l'ubicazione vedi fig. 6 delle note illustrative del Foglio 353 Montalto di Castro).*

I sedimenti che riempiono i paleoalvei sono prevalentemente peliti caratterizzate da mancanza di riflessioni nelle prospezioni sismiche. Alcuni carotaggi di limitata lunghezza, ma soprattutto dettagliati studi eseguiti da ISMES (1991b) con perforazioni nell'area tra la foce del F.sso Chiarone e la foce del F. Fiora, hanno recuperato terreni limoso-argillosi alla base, seguiti verso l'alto da terreni limoso-sabbiosi e sabbiosi, con letti di argille molto ricche in materia organica, depositate in ambiente lagunare e palustre (ENEL 1993). Benché sia possibile la presenza di lenti di sedimento grossolano nelle parti più basse dei paleoalvei (testimoniate da riflessioni ad alta ampiezza nei profili sismici e da intervalli discontinui rinvenuti in perforazione), il riempimento dei paleoalvei appare quindi essere essenzialmente di natura trasgressiva, con depositi formatisi a seguito dell'impaludamento della parte terminale delle aste

PROGETTO CARG

fluviali causata dalla risalita eustatica nell'intervallo compreso tra 12.000 e 8.000 anni fa.

2.4. - *SYSTEMS TRACT* DI ALTO STAZIONAMENTO

Si tratta di depositi messisi in posto successivamente alla stabilizzazione del livello del mare, avvenuta gradualmente tra 8.000 e 6.000 anni fa.

E' a partire da questo momento (vedi prossimo paragrafo), per il variare del regime eustatico e climatico, che divengono attivi i diversi sistemi deposizionali, attualmente presenti sulla piattaforma. Alla base del *systems tract* di alto stazionamento si trova la superficie di massima ingressione che, nelle parti esterne della piattaforma e nel bacino, è rappresentata da una superficie di non deposizione che può arrivare a coincidere con il fondo del mare a causa dei modesti tassi di sedimentazione.

Al rallentare e all'arrestarsi della rimonta eustatica, gli apporti di provenienza continentale sono stati in grado di compensare l'aumento di battente d'acqua in cui i sedimenti potevano deporsi (concetto noto in stratigrafia sequenziale con il nome di *accomodation space*).

Lungo costa quindi è iniziata una progradazione con accrescimento dei depositi verso il largo che ha dato luogo alle attuali pianure costiere oloceniche e ai cunei litorali.

In piattaforma è invece iniziata (o proseguita nelle parti più profonde) la deposizione delle peliti la cui dispersione avviene ancora oggi a partire dalle fonti di immissione (foci fluviali) ad opera della corrente geostrofica. I corsi d'acqua, infatti, non erano stati capaci di fornire sedimenti alla piattaforma durante la risalita eustatica per la scarsa capacità di trasporto dovuta all'innalzamento del livello di base e per la presenza nelle parti terminali delle aste fluviali di lagune e paludi in grado di intrappolare i sedimenti. Con la stabilizzazione del livello del mare, al contrario, le lagune vengono colmate e i sedimenti riescono a raggiungere il mare, dove vengono presi in carico dalle correnti litorali (la frazione sabbiosa) e dalla corrente geostrofica (la frazione pelitica) e dispersi rispettivamente in ambiente di spiaggia e sulla piattaforma continentale.

I depositi del *systems tract* di alto stazionamento sono gli unici affioranti sui fondali e costituiscono le unità cartografate in questo Foglio. Il criterio che si è scelto è stato quello di individuare i diversi sistemi deposizionali (*sensu* FISHER & MCGOWAN, 1967) coevi ed eteropici che costituiscono il sytems tract di alto stazionamento i quali vengono di seguito descritti.

PROGETTO CARG

3. - SISTEMI DEPOSIZIONALI DI ALTO STAZIONAMENTO

I sistemi deposizionali che costituiscono la sequenza postglaciale sono insiemi di facies, differenziabili in base ai processi che presiedono o hanno presieduto alla loro formazione. Di conseguenza, benché di norma al variare di un sistema deposizionale vi sia una significativa variazione tessiturale/composizionale del sedimento, i limiti tra i diversi sistemi deposizionali possono essere eteropici e graduali e quindi a volte incerti nella loro rappresentazione cartografica.

3.1. - SABBIE LITORALI

Il sistema deposizionale litorale comprende i sedimenti sottoposti all'azione dei frangenti in maniera permanente o saltuaria. Cunei litorali sono presenti con continuità su tutta la falcata compresa nel Foglio *Tarquinia*. Il sistema delle sabbie litorali comprende i sottosistemi dunare, di spiaggia emersa e di spiaggia sottomarina.

Le dune, che talora al piede sono interessate da erosione, sono costituite da sabbie fini con un buon indice di classamento; si sono stabilizzate da vegetazione arbustiva tipica della macchia mediterranea, che passa verso mare alla vegetazione erbacea dei cordoni di retrospiaggia (quando presenti) e alla vegetazione stagionale della parte interna della spiaggia emersa. Quest'ultima, estesa dal limite delle dune alla battigia, è costituita da sabbie medio-fini nelle aree occidentali, leggermente più grossolane verso sud-ovest.

La spiaggia sottomarina si estende verso mare sino a profondità variabili tra gli 8 e i 15 m circa, dove il sedimento mobile è colonizzato e ricoperto dalle praterie di fanerogame marine o passa gradualmente ai sedimenti palinsesti. La fascia a profondità inferiore a 5 m è soggetta, con relativa continuità, all'azione del moto ondoso e delle correnti litoranee ed è caratterizzata da un'elevata mobilità dei sedimenti, fatto evidenziato dalla presenza di più ordini di barre sia parallele sia inclinate rispetto alla linea di riva.

I sedimenti costituenti la spiaggia sommersa sono in prevalenza sabbie: medie, da bene a moderatamente classate in prossimità della battigia e nella zona delle barre; fini, in genere ben classate, nella fascia compresa tra le barre e le praterie di fanerogame. In vicinanza del posidonieto aumentano le frazioni grossolane costituite da detrito bioclastico derivante dalla disgregazione dei gusci di organismi bentonici associati al posidonieto stesso. In corrispondenza delle foci fluviali, dove le praterie a fanerogame si interrompono, i sedimenti di fondo sono caratterizzati da una gradazione dimensionale trasversale, con transizione da sabbie a sabbie limose attorno a 7/8 m di profondità

PROGETTO CARG

Dal punto di vista mineralogico le sabbie litorali sono quarzoso-feldspatiche, con una componente carbonatica superiore al 20%; minerali accessori sono Augite, Granato e Melanite; sono presenti inoltre frammenti litici di origine vulcanica (C.N.R., 1985; TORTORA, 1989a). Il grado di usura dei granuli è modesto e sono prevalenti forme angolose e subangolose. Questa caratteristica, più di altre, li differenzia da quelli appartenenti ai sedimenti trasgressivi, che presentano un contorno maggiormente smussato. La morfologia superficiale dei granuli, oltre che le caratteristiche composizionali, consente di riferire l'origine di queste sabbie allo smistamento sotto costa da parte del moto ondoso delle frazioni più grossolane legate agli apporti dei fiumi che drenano attualmente le aree prospicienti, dove affiorano estesamente vulcaniti quaternarie e litotipi sedimentari sia meso-cenozoici (calcareo-dolomitici e argilloso-arenacei), sia pliocenici e quaternari marnoso-sabbioso-conglomeratici (TORTORA, 1989a; EVANGELISTA *et alii*, 1996; TORTORA, 1996).

3.2. - SEDIMENTI PALINSESTI

I sedimenti marini possono essere suddivisi in moderni, relitti e palinsesti (SWIFT *et alii*, 1971) per indicare come questi siano rispettivamente prodotti solo dai processi attuali, formatisi in condizioni eustatiche e ambientali molto diverse dalle attuali e poi abbandonati sulla piattaforma in seguito alla risalita del livello del mare; oppure formatisi in condizioni diverse dalle attuali, ma rielaborati in maniera significativa dai processi erosivo-deposizionali in atto.

Sedimenti relitti non sono affioranti sui fondali riportati in carta e per una loro descrizione si rimanda al Foglio N° 353 *Montalto di Castro*. I sedimenti moderni sono costituiti dai sistemi deposizionali descritti nei paragrafi precedenti e successivi a questo.

I "Sedimenti Palinsesti" comprendono un ampio spettro di depositi che, formatisi in ambiente litorale con livello del mare più basso dell'attuale, si trovano oggi su fondali più profondi per cui le loro caratteristiche sedimentologiche vengono modificate dai processi sedimentari lì agenti attualmente. Si tratta quindi di sedimenti relitti "riaggiustati" in funzione dell'ambiente attuale. Le litologie variano dalle sabbie grossolane alle sabbie fini, con componete pelitica sempre significativa. La distribuzione granulometrica è caratteristicamente bimodale, proprio per la presenza simultanea di elementi attuali e di elementi relitti; la componente bioclastica è spesso predominante nelle frazioni grossolane e deriva dalla rielaborazione del tappeto di sedimento più grossolano che viene lasciato sulla piattaforma continentale durante la trasgressione. Il sistema deposizionale dei sedimenti palinsesti è quello che presenta la maggior variabilità al suo interno. E' infatti

PROGETTO CARG

formato da sedimenti trasgressivi di diversa natura e spessore, rielaborati da processi di intensità e natura variabile (azione del moto ondoso, correnti di riflusso o *downwelling*, bioturbazione); inoltre i sedimenti trasgressivi, più grossolani e spesso bioclastici, sono frammisti (in proporzione ancora una volta variabile) con sedimenti di deposizione attuale, in genere più fini e meno diversificati. Questi caratteri si traducono -come dettagliato da TORTORA (1996), in un'area ristretta a NW di quelle comprese nel Foglio - in brusche variazioni laterali dei caratteri, dello spessore e della stratigrafia dei primi metri di sottofondo marino.

I "Sedimenti Palinsesti" hanno spessore che varia da qualche decimetro a qualche metro e giacciono a volte direttamente sulla superficie d'erosione würmiana, a volte al di sopra di altri depositi come il "Riempimento di Paleoalvei". Verso terra sono limitati dalle praterie di fanerogame, mentre verso il bacino si ritrovano sino a profondità di 30 m in quanto oltre tale profondità l'energia ambientale non è più in grado di modificare significativamente i depositi sabbioso-limosi, e i sedimenti palinsesti lasciano posto alle peliti di piattaforma.

3.3. - PELITI DI PIATTAFORMA

Nelle zone più esterne della piattaforma (al di fuori dell'area del Foglio) è presente una spessa copertura pelitica (fino a 8 m) di deposizione attuale, mentre nella piattaforma interna ed intermedia si riscontrano spessori massimi di 4-5m e la pelite è per lo più amalgamata con i sedimenti relitti, a formare il sistema deposizionale dei sedimenti palinsesti.

I sedimenti di piattaforma sono costituiti da peliti, con una componente sabbiosa spesso inferiore al 5% composta quasi esclusivamente da microfaune. La frazione pelitica è prevalentemente limosa nelle aree più interne della piattaforma, dove la sedimentazione è influenzata dagli apporti fluviali, e in prossimità dei corpi relitti presenti nell'immediato sottofondo, dove l'attività di organismi bentonici è in grado di rimescolare il sedimento di fondo; nelle aree più esterne la componente prevalente è argillosa. Le peliti sono profondamente bioturbate al punto di non mostrare alcuna struttura sedimentaria evidente hanno un contenuto in acqua molto alto (fino al 95%) che decresce in funzione dei tassi di sedimentazione.

Le peliti di piattaforma rappresentano una porzione di un ampio accumulo, di origine tiberina (LA MONICA *et alii*, 1991 - fig. 17), che ha il suo massimo spessore al traverso di Torre Marangone (a sud di Civitavecchia) e che si allunga, in forma di lente, parallelamente alle isobate (cfr cap III note Foglio *Montalto di Castro*).

PROGETTO CARG

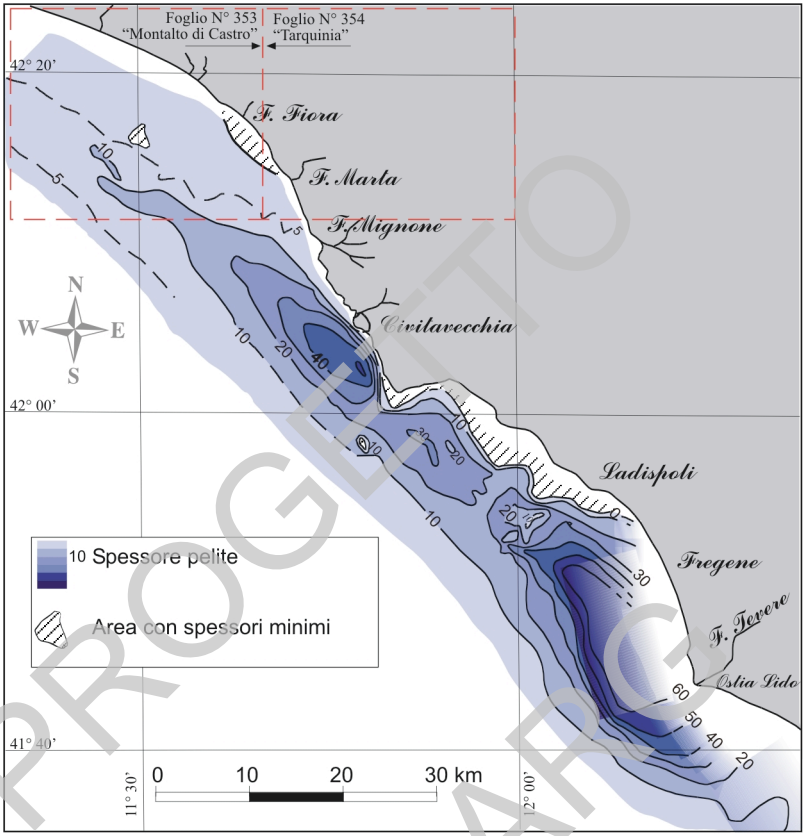


Fig. 17: *Spessore delle peliti di piattaforma tra la foce del F. Tevere e la foce del Torrente Chiarone (da* LA MONICA *et alii, 1991).*

PROGETTO CARG

3.4. - PRATERIE DI FANEROGAME MARINE

Questa famiglia di piante acquatiche è presente nel Mediterraneo con due specie endemiche: *Posidonia oceanica* e *Cimodocea nodosa* (quest'ultima caratterizza i bassi fondali, ma è assente nell'area del Foglio), i cui rizomi e apparati fogliari intrappolano detrito bioclastico e sedimenti fini dando origine a una sorta di terrazzo (*matte*), alto anche diversi decimetri rispetto al fondale circostante e particolarmente resistente all'erosione, il che fa delle praterie a

fanerogame delle buone barriere naturali a protezione delle spiagge. Le praterie si intercalano ad aree di "*intermatte*", di forma subtondeggiante o allungata, sul cui fondo è presente detrito bioclastico, spesso strutturato in ripple dall'azione del moto ondoso.

Anche dal punto di vista biologico questa formazione riveste un notevole interesse perché, favorendo il proliferare di biocenosi bentoniche e nectoniche legate agli apparati fogliari e ai rizomi affioranti, porta alla costituzione di un ambiente a elevatissima diversità ecologica; può inoltre dare origine, nel caso di praterie dense, a nicchie ecologiche abitate da specie sciafile tipiche del Piano Circalitorale quali Popolamenti e vere e proprie Biocenosi a Coralligeno (PERES & PICARD, 1964).

Nell'area del Foglio il posidonieto, compreso circa tra i –10 e i – 30 m, si sviluppa con relativa uniformità ed è impostato su sabbia e *matte* morta; esso è interrotto da ampi canali il cui fondo è costituito da sabbie detritico-organogene. La continuità viene interrotta solamente in corrispondenza della foce del F. Marta, probabilmente a causa delle sfavorevoli condizioni ecologiche (eccessiva sedimentazione, scarsa limpidezza dell'acqua) ma anche per la diversa natura del substrato.

Come evidenziato in studi precedenti (ARDIZZONE & BELLUSCIO, 1996), la presenza di grandi estensioni di *matte* morte in tutta l'area e l'assenza, quasi ovunque, di praterie con elevata densità, corrisponde a un fenomeno di alterazione su più larga scala che interessa le coste del Lazio settentrionale ormai da diversi anni.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

IV – GEOMORFOLOGIA

1. - AREE TERRESTRI

(a cura di I. Mazzini, P. Paccara & A. Sposato)

Il Foglio Tarquinia comprende la zona costiera che si estende dalle Saline di Tarquinia fino alla località Pian di Spille, alle propaggini meridionali dell'apparato vulcanico vulsino a nord e ai margini occidentali degli apparati vulcanici di Vico e della Tolfa ad est.

Lungo la costa tirrenica le morfologie più recenti sono rappresentate dalle spiagge attuali ad estensione ridotta, dell'ordine della decina di metri, con dune di retrospiaggia che arrivano a quote di alcuni metri e piane costiere a morfologia depressa sedi in tempi storici di zone paludose oggi bonificate (CAPUTO *et alii*, 1981).

Verso l'entroterra si estende una successione di cinque ordini di terrazzi marini più o meno marcati con la presenza di morfologie di superfici relitte pianeggianti a bassa pendenza verso il mare e via via profondamente incise dal reticolo fluviale. Le linee di costa rappresentate in Tav. 3 sono le linee di massima quota degli affioramenti dei depositi trasgressivi marino-costieri.

I tre ordini di terrazzi più bassi sono costituiti da lembi delle superfici superiori dei terrazzi marini costituiti dai depositi delle unità costiere dei Sintemi del Fiume Marta, del Fiume Fiora e di Barca di Parma. La morfologia della superficie superiore dei due ordini più bassi in quota è ben conservata ad esclusione di rimodellamenti minori subiti in ambiente subaereo e testimoniati dai depositi continentali della unità di Casale Palombini (**PMB**). La morfologia della superficie superiore del terzo ordine di terrazzi è invece mal conservata ed

PROGETTO CARG

è presente esclusivamente in prossimità della località Barca di Parma, con un margine interno a circa 90 m s.l.m. La quota di massimo affioramento dei depositi trasgressivi marini di questo terrazzo è di 55-60 m s.l.m.

Sulla base di elementi stratigrafici i tre terrazzi più bassi sono riferiti rispettivamente agli alti stazionamenti degli stadi isotopici 5, 7 e 9 della curva glacioeustatica (SHACKLETON, 1995). I corpi sedimentari di questi terrazzi sono caratterizzati da depositi in facies costiera ricchi in sedimenti e prodotti di origine vulcanica e si sviluppano fino a quote di circa 60 m s.l.m. nella parte meridionale e circa 35 m s.l.m. nella parte più settentrionale nel Foglio 353.

Seguono verso l'alto due ordini di terrazzi costituiti da depositi costieri privi di apporti vulcanici o vulcano-sedimentari le cui superfici morfologiche sono costituite da superfici relitte sulle unità del Sintema Grascetelle e del Supersintema Acquatraversa. L'ordine più basso è costituito dalle morfologie terrazzate di Cretoni, di Podere San Marcello, di Macchia del Ritiro e dell'alto di Tarquinia. Queste si estendono con quote variabili comprese tra 40/100 m s.l.m. nel settore a NW della valle del Torrente Arrone e tra 80 e 160 m s.l.m. nella parte meridionale del Foglio.

Le morfologie più alte in quota sono costituite da lembi di paleosuperfici a bassa energia di rilievo con estensioni progressivamente più frammentate. L'area di estensione di queste superfici doveva essere molto ampia; infatti, lembi di sedimenti probabilmente associati ad essi si rinvengono dall'area di Poggio dell'Aretta, a sud, fino al piccolo ed isolato affioramento in prossimità di C. Calvigioni, a nord, e si estendevano verso est lungo la valle del Marta fino alla confluenza con il Fosso Capecchio. Nell'area di Macchia della Turchina è presente una ampia superficie relitta che raggiunge nel suo margine di monte la quota di circa 200 m s.l.m.

Nella parte centro-meridionale del Foglio si estendono morfologie collinari di bassa quota (massimo circa 350 m) che costituiscono le propaggini occidentali dei Monti della Tolfa, caratterizzate da alta energia del rilievo in funzione delle litologie prevalenti. In queste aree le incisioni del reticolo fluviale sono profonde con la presenza di valli a "V" molto accentuate e localmente ad andamento tortuoso (valle del Mignone e suo reticolo affluente e valle del Marta).

Nella parte più orientale del foglio Tarquinia i depositi vulcanici e vulcano-sedimentari creano morfologie per lo più planari legate alla presenza di vasti *plateau* che si estendono tra 140 e 200 metri di quota, con valli profondamente incassate a pareti quasi verticali.

La parte centro-settentrionale del Foglio è caratterizzata dalla presenza di una vasta area dalla morfologia lievemente depressa (Bacino di Tuscania in Tav. 3) costituita da una ampia superficie pianeggiante tra le quote di 180 e 120 m, con lieve pendenza da N verso S che si estende fino alle valli del basso Fiume

PROGETTO CARG

Marta e del Torrente Traponzo. Quest'ultima risulta confinata tra i rilievi delle strutture tolfetane ed il loro prolungamento verso NW e gli espandimenti vulcanici ad E. Anche in quest'area il reticolo fluviale costituito principalmente dal Fosso Capecchio e dal Fiume Marta è profondamente inciso fino a raggiungere localmente i sottostanti termini della successione pliocenica.

I corsi d'acqua principali che interessano il foglio scorrono perpendicolarmente alla costa e presentano un andamento prevalente in direzione NE-SW, ad eccezione del Fiume Mignone che dopo un primo tratto iniziale parallelo alla costa devia bruscamente verso SW.

Il reticolo idrografico affluente è caratterizzato da andamenti per lo più centrifughi rispetto alle aree più alte per poi incanalarsi lungo le zone relativamente depresse ai margini delle strutture maggiori. In particolare si ricorda il corso del Torrente Biedano che percorre l'area orientale con andamento circa da S a N, lungo il contatto tra le aree montuose della Tolfa e gli espandimenti vulcanici vicani per confluire poi nel Torrente Traponzo. Nelle aree più interne la morfologia delle valli è spesso caratterizzata dalla presenza di terrazzi fluviali i cui depositi comprendono anche unità vulcaniche e vulcano-sedimentarie. Verso la costa i terrazzi fluviali sono rappresentati solo localmente; nella valle del Marta e dell'Arrone sono presenti almeno due ordini di terrazzi alle quote rispettive di circa 50 e 70 m costituiti prevalentemente dalle colate piroclastiche vulsine e vicane.

La successione degli eventi che hanno modellato il paesaggio di questa area è il risultato dell'interazione degli episodi glacioeustatici lungo la costa e della attività esplosiva dei vicini distretti vulcanici. Come già espresso nel capitolo "Metodologia" l'utilizzo delle Unità a Limiti Inconformi ha permesso di delineare uno schema dell'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area illustrata schematicamente nei paragrafi relativi alla descrizione dei supersintemi e dei sintemi e nella Tav. 1B.

Le unità più antiche che conservano solo in parte lembi delle loro morfologie sommitali sono costituite dai termini del Pleistocene relativi al Supersintema Acquatraversa. Questi presentano morfologie pianeggianti a quote variabili da N a S lungo la costa che, sulla base della facies dei depositi associati, risultano per lo più essere in diretta relazione con antichi livelli di base. Queste morfologie ed i depositi associati permettono di riconoscere solo locali relazioni stratigrafiche reciproche. Non sono tuttora definibili le relazioni tra il gruppo di paleosuperfici delle aree di Mandria Polidori e di Cretoni con le superfici che si estendono nella parte centro meridionale del Foglio nelle aree di Podere San Marcello e di C. Pisciarelli sull'alto di Tarquinia.

Le unità relative al Pleistocene medio e superiore presentano al contrario una buona continuità lungo la costa; lo studio di dettaglio sul terreno ha permesso di individuare la relazione esistente tra gli espandimenti vulcanici della parte

PROGETTO CARG

orientale del Foglio e la fascia costiera. In particolare il ritrovamento di elementi di correlazione stratigrafica delle unità vulcaniche rinvenute all'interno dei depositi della fascia costiera e lo studio dettagliato delle superfici di maggiore discontinuità all'interno dei depositi vulcanici e nei lembi terrazzati lungo le maggiori aste fluviali hanno permesso di delineare la storia evolutiva del paesaggio nell'area compresa tra i fogli Tarquinia e Montalto di Castro. Tale storia evolutiva è ampiamente discussa nel capitolo relativo alla descrizione dei sintemi ed è illustrata schematicamente nella Tav. 3.

2. - AREE MARINE

Dal punto di vista generale, l'assetto fisiografico della piattaforma continentale si inquadra nella transizione tra Tirreno centro-meridionale e Tirreno settentrionale. Infatti le piattaforme campane e del Lazio centro-meridionale presentano una maggiore pendenza, un ciglio ben definito ed una scarpata continentale frammentata da bacini delimitati da dorsali o da seamount; mentre la piattaforma toscana presenta invece una maggiore estensione ed una minore acclività, con un ciglio mal definito ed una scarpata continentale interrotta da bacini ampi e poco profondi, digradanti l'uno nell'altro.

Nel dettaglio anche nel settore Argentario-Civitavecchia si individua un settore meridionale (nel quale ricade interamente il Foglio *Tarquinia*) in cui la piattaforma ha un ciglio ben definito situato ad alcune decine di chilometri dalla costa (da 16 km al traverso di Civitavecchia sino a 26 km verso nord) ed una scarpata con pendenze di 2,6°, contrapposto ad un settore settentrionale (a nord del traverso del Lago di Burano) in cui il ciglio diventa mal definito e la scarpata ha pendenze massime di 1,3°.

Dal punto di vista morfologico nelle aree marine comprese nel Foglio *Tarquinia* si individua: una spiaggia sottomarina, caratterizzata dalla presenza di barre e da una pendenza di circa 0,7°e una piattaforma interna, che va dal limite della spiaggia sommersa sino a circa -45 m, con una pendenze di 0,3-0,4°.

PROGETTO CARG

V – TETTONICA E CONSIDERAZIONI SULLA NEOTETTONICA

1. - AREE TERRESTRI
(a cura di P. Marsili)

I terreni appartenenti al ciclo pre-orogenico affioranti nell'area dei Fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia" sono riferibili alle formazioni della "Pietraforte" e del "Flysch della Tolfa", comunemente attribuite in letteratura al dominio ligure esterno o a quello Subligure.

La correlazione, ipotizzata da alcuni Autori, tra l'Unità Canetolo, affiorante in estesi settori dell'Appennino settentrionale, e la sezione terziaria del Flysch della Tolfa, permetterebbe di riferire questi ultimi all'Insieme Subligure.

Al di sotto di queste formazioni, intercettati da numerosi sondaggi profondi, sono stati riconosciuti i terreni appartenenti alla falda toscana. Questi ultimi, poco a sud dell'area compresa nei fogli, appaiono sovrascorsi dai termini del dominio ligure esterno in corrispondenza di alcune finestre tettoniche (Sasso, Bagnarello).

Alcuni Autori (FAZZINI *et alii*, 1972) ipotizzano che la Pietraforte e il Flysch della Tolfa costituiscano due unità tettoniche distinte; secondo questa interpretazione la Pietraforte, depostasi in un bacino di sedimentazione più interno rispetto al flysch della Tolfa, sarebbe sovrascorsa su questi ultimi.

Interpretazioni alternative prevedono che la Pietraforte sia invece posta alla base di una "serie comprensiva" argilloso-calcareo-arenacea (Carta Geologica d'Italia, Fogli n° 142 "Civitavecchia" e n° 136 "Tuscania") o, altrimenti, intercalata alla base della serie dei "Flysch Tolfetani" (CIVITELLI & CORDA, 1982).

PROGETTO CARG

L'attribuzione delle torbiditi silicoclastiche della Pietraforte ad una unità tettonica distinta, appartenente ad un dominio paleogeografico più interno, è un problema abbastanza dibattuto nella letteratura e, nell'area del Lazio settentrionale, scarsamente risolvibile sulla base delle evidenze di terreno.

La determinazione dei rapporti tra la Pietraforte e i flysch calcarei della Tolfa è infatti fortemente limitata dall'assenza di esposizioni significative delle superfici di contatto; tali rapporti, peraltro, sembrano spesso realizzarsi tramite contatti ad alto angolo oltre che a superfici a bassa inclinazione di cui, anche per l'assenza di elementi mesostrutturali, è difficile discriminare la natura stratigrafica o tettonica.

La Pietraforte costituisce affioramenti discontinui e di limitata estensione la cui geometria lenticolare sembrerebbe legata più ad originarie dinamiche deposizionali piuttosto che a una successiva disarticolazione tettonica. In realtà, la contaminazione dei flysch argilloso-calcarei da parte di litotipi arenacei riferibili alla Pietraforte, che possono rappresentare sia eventi torbiditici singoli sia pacchi di strati più cospicui, è verificata in corrispondenza di più livelli della serie cretacea e ammessa anche dagli stessi Autori che ne invocano la deposizione in un bacino distinto e più interno.

In mancanza di chiare evidenze deformative si è spesso ritenuto di poter determinare la effettiva natura del contatto Pietraforte – Flysch della Tolfa sulla base delle datazioni che forniscono generalmente un'età più antica per la Pietraforte (Turoniano – Santoniano) che per i Flysch della Tolfa (Campaniano medio – Eocene superiore). A questo proposito va però sottolineato il fatto che le età determinate non si possono ritenere uno strumento di sicura affidabilità poiché i fenomeni di rimaneggiamento delle associazioni fossili sono estremamente frequenti nell'intera successione e, comunque, i flysch calcarei presso il contatto con la Pietraforte hanno età variabili, comprese tra il Campaniano e il Paleocene. Va segnalato, infine, che le datazioni effettuate nel settore di Monte Cimbalo (NW di Tarquinia) sui flysch calcarei affioranti a nord della Pietraforte hanno fornito, in tutti i campioni esaminati, un'età cenomaniana (in base ad associazioni abbondanti, molto ben conservate, con la presenza del marker *Lithraphidites acutus* Thierstein, 1972), più antica dei terreni della Pietraforte. Questi motivi fanno preferire l'ipotesi che la Pietraforte possa costituire dei corpi detritici disposti in corrispondenza di intervalli stratigrafici distinti, eventualmente con modalità di *slumping* – trasporto sottomarino di massa.

PROGETTO CARG

1.1. - LE STRUTTURE DEFORMATIVE

La ricostruzione delle caratteristiche geometriche e cinematiche degli elementi tettonici nell'area del Foglio "Tarquinia" è limitata dalla scarsità di esposizioni significative delle strutture tettoniche e dei relativi indicatori cinematici alla mesoscala; inoltre, la sostanziale omogeneità della successione impedisce di stabilire livelli stratigrafici di riferimento e, quindi, la valutazione dei rigetti.

Per questo motivo la caratterizzazione geometrica di molti elementi e l'interpretazione cinematica del settore derivano più dalla ricostruzione stratigrafica che dall'osservazione diretta degli elementi deformativi; questo è particolarmente valido per gli elementi fragili trasversali o a basso angolo.

L'assetto strutturale del settore rilevato è caratterizzato da un elemento tettonico principale, ad andamento appenninico, ubicato nella porzione orientale del Foglio 354 "Tarquinia".

Questa struttura, la cui geometria è evidente lungo la valle del Fiume Mignone a sud di Monteromano, è costituita da una coppia sinclinale-anticlinale ed è sostanzialmente l'unica macrostruttura riconoscibile sul terreno che, di fatto, determina l'assetto strutturale nell'intera area della valle del Fiume Mignone; verso sud, questa struttura viene ricoperta dalle unità vulcaniche degli apparati di Tolfa e di Vico. Più a nord, nelle aree settentrionali del foglio, dato il minore rilievo topografico e la conseguente minore esposizione, gli elementi in affioramento non consentono una ricostruzione altrettanto attendibile dell'assetto geometrico e la sua continuazione è in larga parte ipotetica.

Questo elemento rappresenta l'unica struttura a grande scala dotata di una certa regolarità presente nell'area, con uno sviluppo longitudinale ricostruibile per circa 5 km lungo l'asse; nei rimanenti settori l'assetto spesso caotico e la scarsa cilindricità degli affioramenti non mettono in evidenza altre macrostrutture.

Questa struttura tettonica, che coinvolge i terreni del Flysch della Tolfa, ha assi orientati NW-SE, frequentemente rigettati da elementi trasversali a componente destra, e una vergenza nordorientale. Il fianco esterno dell'anticlinale sembra interrotto da una superficie di sovrascorrimento a basso angolo, immergente verso SW, secondo il classico modello di piega faglia. La geometria e la cinematica di questo *thrust* e degli elementi trasversali subverticali ad andamento NE-SW che ne interrompono la continuità, sono dedotti dai dati di rilevamento non essendone esposte le superfici né tantomeno gli indicatori cinematici.

Gli angoli di *interlimb*, piuttosto chiusi, degli elementi plicativi maggiori fanno supporre l'esistenza di una superficie di scollamento alla base della

PROGETTO CARG

successione dei flysch e quindi un assetto disarmonico rispetto alla sottostante falda toscana.

La geometria complessiva di questa struttura è congruente con la disposizione degli assi principali della compressione appenninica neogenica alla quale se ne deve quindi far risalire la formazione.

Alla scala dell'affioramento gli elementi plicativi mostrano principalmente geometrie di tipo concentrico con angoli *interlimb* da aperti a chiusi con assi e piani assiali spesso ad alta inclinazione; tuttavia, la frequente presenza di orizzonti a bassa competenza intercalati nella serie stratigrafica è causa del loro assetto spesso disarmonico, particolarmente negli intervalli in cui è maggiore la componente pelitica della successione. Le mesopieghe mostrano una cilindricità ridotta; inoltre, gli elementi geometrici (assi e piani assiali) sono estremamente dispersi non mostrando addensamenti particolari né un'orientazione preferenziale riflettendo la generalizzata caoticità degli affioramenti.

Lo stile complessivo delle mesopieghe e la loro disposizione non ordinata può suggerire in molti casi una loro origine sinsedimentaria, legata a movimenti tipo *slumping* di masse inconsolidate e incoerenti.

Alla scala dell'affioramento gli elementi fragili sono abbastanza scarsi, quasi mai in quantità sufficiente da suffragare una ricostruzione tettonica attendibile; peraltro, nei pochi casi in cui è stato possibile raccoglierne un campione sufficientemente rappresentativo, hanno evidenziato una forte variabilità delle geometrie e una notevole dispersione degli elementi cinematici.

Esistono delle evidenze, comunque poco organizzate, di distensione appenninica su piani orientati NW-SE a basso angolo e indizi di trascorrenze su piani ad alto angolo con direzione estremamente variabile; si rileva comunque, nella maggior parte dei casi, una evidente predominanza di cinematiche oblique a testimoniare in parte una evoluzione tettonica compressiva complessa, che si è sviluppata attraverso una serie di eventi probabilmente non coassiali.

Il riconoscimento delle caratteristiche principali dell'evoluzione tettonica di questo settore deve quindi fondarsi in larga parte sull'analisi degli elementi macroscopici più significativi. Questi ultimi, caratterizzati da assi strutturali a prevalente direzione NW-SE, sono in effetti congruenti con le direttrici tettoniche principali dell'orogenesi appenninica neogenica.

2. - VALUTAZIONI NEOTETTONICHE

L'area compresa nel Foglio 354 e nelle zone adiacenti è stata studiata in dettaglio per quanto riguarda gli indizi di tettonica recente. Studi effettuati per la realizzazione della centrale elettrica dell'ENEL di Montalto di Castro hanno messo in evidenza (a nord dell'area rappresentata in Tav. 4) la presenza di

PROGETTO CARG

elementi tettonici a prevalente andamento appenninico nei depositi del Messiniano e del Pliocene inferiore la cui attività è sigillata dai termini alto pliocenici. I rilevamenti effettuati per i Fogli Montalto di Castro e Tarquinia non hanno evidenziato, a causa della discontinuità degli affioramenti, elementi diretti relativi a queste fasi tettoniche; gli unici eventuali indizi possono essere individuati nella presenza e nella conformazione dei bacini neogenici confinati tra le dorsali a direzione appenninica degli alti strutturali che dall'area dei Monti della Tolfa si allungano verso NW e progressivamente si immergono al di sotto della copertura neogenica. I dati raccolti durante il rilevamento, i dati bibliografici ed i dati regionali indicano che l'area ha assunto, in conseguenza alle fasi distensive lungo il margine tirrenico della catena appenninica, una configurazione in alti e bassi strutturali a direzione circa appenninica a cui è seguito un generale sollevamento testimoniato dalle quote di affioramento dei depositi neogenici e dalla presenza dei numerosi terrazzi marini pleistocenici sollevati rispetto all'attuale livello del mare (Tav. 4).

Studi sui depositi del Pliocene e Pleistocene inferiore della fascia costiera di quest'area (PALIERI *et alii*, 1990, CARBONI *et alii*, 1994) hanno messo in evidenza la presenza di una successione di facies complessivamente regressiva dalle successioni pelagiche del Pliocene inferiore e medio alle successioni via via più costiere del Pleistocene a testimoniare un generale sollevamento regionale di questa area già durante la parte alta del Pliocene, alternata da fasi trasgressivo/regressive minori coincidenti con gli eventi climatici globali.

Tra i pochi elementi strutturali osservati durante i rilevamenti di campagna si segnalano alcune faglie nelle esposizioni di Macco presenti lungo i margini dell'alto morfologico di Tarquinia. Si tratta di alcune faglie molto evidenti, per lo più con indicatori cinematici mal conservati, con direzioni comprese tra N80 e N160 e rigetti dell'ordine del metro, di natura distensiva, a luoghi con sistemi di *joint* associati di tipo coniugato. La persistenza di alcuni di questi elementi tettonici, di modesto rigetto, è ben osservabile alla base delle mura medioevali di Tarquinia, raggiungendo al massimo lunghezze di circa 30 m. Analoghe osservazioni sono state condotte nei tagli dei fronti di cave abbandonate in località Casale Pisciarello. Anche in questo caso sono state osservate faglie distensive nel Macco con direzione compresa tra N80 e N160. Tali elementi strutturali sono affioranti e visibili esclusivamente grazie alla reologia delle calcareniti bioclastiche del Macco.

E' nota inoltre, sulla base di alcune perforazioni a scopo idropotabile del Comune di Tarquinia, la presenza di variazioni di spessore del Macco che risultano elevate in un'area particolare in corrispondenza dell'alto della città stessa. Questo dato consente di delineare una possibile articolazione del tetto del Pliocene inferiore, condizionato da fasi regressive infraplioceniche e relativa attività tettonica già descritta in CARBONI *et alii*, 1994.

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda gli elementi di neotettonica relativi al Pleistocene non sono stati individuati nel corso del rilevamento elementi strutturali significativi.

Il cattivo stato di conservazione delle superfici attribuibili al Pleistocene inferiore e la difficoltà di stabilire corretti rapporti stratigrafici non permettono facili letture dell'eventuale attività tettonica recente. Le quote di affioramento dei depositi e le morfologie sommitali dei corpi deposizionali costieri di questo periodo indicano un generale sollevamento dell'area. Tuttavia, sulla base delle discontinuità riscontrate nei depositi del Pleistocene inferiore è stata ipotizzata la presenza di una struttura disgiuntiva circa trasversale alla costa tirrenica lungo la valle dell'Arrone (come già evidenziato in BOSI *et alii*, 1990) che permette di giustificare le discontinuità altimetriche rilevate a tetto delle unità plioceniche e nei depositi delle unità del Supersintema di Macchia della Turchina. Questa struttura permette di giustificare il divario di quote esistente tra i termini del Pleistocene inferiore che risultano a quote più basse nella parte settentrionale dell'area costiera. In BOSI *et alii*, 1990 è stata ipotizzata inoltre una struttura longitudinale alla costa per giustificare le discontinuità altimetriche tra i termini del Pleistocene inferiore (ovvero tra l'Unità di Podere San Marcello e l'Unità dell'Arrone); i dati di campagna non hanno portato nuovi elementi di valutazione.

Per quanto riguarda gli elementi di neotettonica relativi al Pleistocene medio-superiore l'analisi della successione dei terrazzi marini permette di individuare, sulla base degli andamenti delle quote di massima trasgressione, come indicate in Tavola 4, un generale sollevamento dell'area con una velocità di sollevamento progressivamente maggiore verso S (BOSI *et alii*, 1990). La massima trasgressione della facies marina dell'Unità di Lestra dell'Ospedale presenta una buona continuità altimetrica tra le quote di 55 e 60 m s.l.m. nella parte immediatamente ad E SE del foglio mentre, a N della valle del Fiora, risulta troncata dalla successiva trasgressione dell'Unità di Pian d'Arcione. Dati di sondaggio inediti illustrano comunque una buona continuità laterale della superficie di letto di questa successione a cavallo della valle del Fiume Fiora (Foglio 353 Montalto di Castro).

3. - AREE MARINE

Una descrizione dettagliata sull'assetto strutturale del margine continentale è riportata nelle note illustrative del Foglio 353 –*Montalto di Castro* (a cui si rimanda) e in CHIOCCI (2000); qui di seguito se ne dà una breve sintesi.

All'interno della piattaforma continentale a nord di Capo Linaro, le prospezioni di sismica ad alta penetrazione rilevano, al di sotto di una potente serie clinostratificata plio-pleistocenica, una strutturazione del basamento in

PROGETTO CARG

scaglie tettoniche vergenti verso N-NE (fig. 18) costituite da terreni flyschoidi in facies liguride.

L'assetto strutturale del margine continentale è il risultato della successione e sovrapposizione di tre fasi tettoniche principali: una fase compressiva (Oligocene ? – Tortoniano p. p.) legata all'Orogenesi Appennina; una fase distensiva (Tortoniano p. p. – Pliocene p. p.) legata al *rifting* tirrenico, che determina lo smantellamento o la riattivazione delle strutture compressive; una fase di collasso subverticale (Pliocene p. p. - attuale), che segna la conclusione del processo di *rifting* nella zona in esame e l'inizio di una fase di *post-rift* (BARTOLE, 1990; BARTOLE *et alii*, 1991).

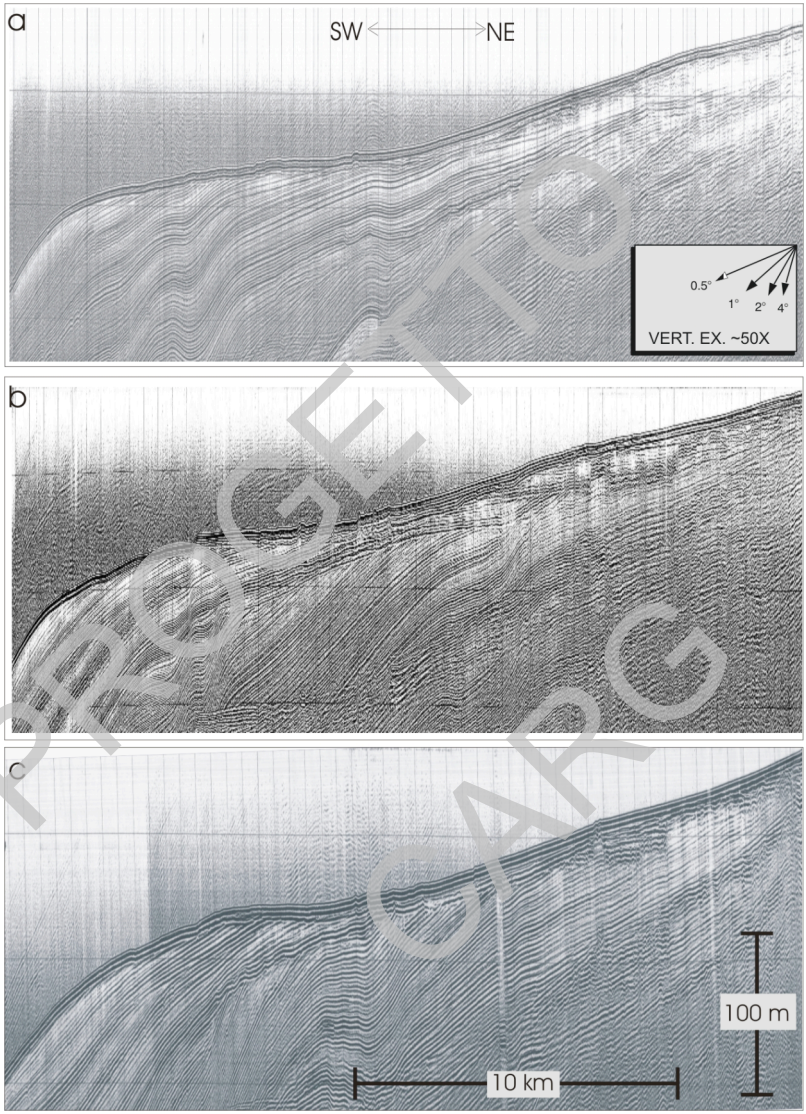
I depositi del Pleistocene medio-superiore sono interessati da diversi tipi di deformazioni neotettoniche, sia duttili sia fragili; e da fenomeni di subsidenza, sia regionale sia localizzata.

Dal confronto delle pendenze delle superfici di inconformità U16 e U12 generate da fasi di basso stazionamento del livello del mare circa 630.000 e 450.000 anni fa (§ III) con quella della superficie U2, corrispondente all'inconformità wurmiana descritta § 2.2, si può definire un basculamento in senso terra-mare, testimoniato dalla divergenza degli orizzonti sismici, e un basculamento parallelo al margine continentale, con un sollevamento relativo dei settori più sudorientali rispetto a quelli nordorientali, testimoniato dal maggior grado di preservazione da SE verso NW delle sequenze deposizionali pleistoceniche (fig. 18) e dalle quote via via crescenti verso NW di un terrazzo deposizionale (con significato di cuneo litorale deposizionale di basso stazionamento) presente al largo della foce del F. Mignone.

I fenomeni di subsidenza differenziale in corrispondenza di alti e bassi del basamento acustico deformano i sedimenti di *post rift* creando antiformi e sinformi (fig. 19).

Per quanto riguarda le deformazioni fragili recenti, queste sono in genere faglie normali ad alto angolo e di piccolo rigetto (max 5-6 m) con lunghezze al massimo di qualche chilometro.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 18: *Profili sismici perpendicolari a cosca al traverso: (a) della foce del F. Marta, (b) delle foce del del F. Fiora e (c) tra le foci del T.te Tafone e del T.te Chiarone. Dal confronto tra i profili si vede come la preservazione delle unità pleistoceniche in piattaforma sia maggiore a nord e diminuisca verso sud, a testimoniare un basculamento della piattaforma con sollevamento relativo dei settori meridionali.*

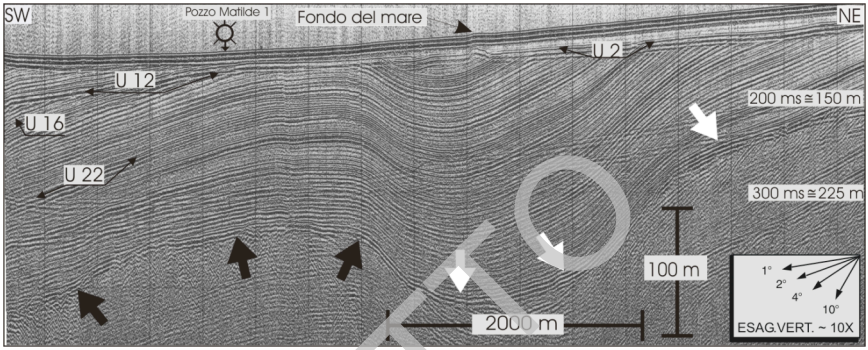


Fig. 19: *Profilo sismico sparker perpendicolare a costa passante per il pozzo Matilde 1. Le frecce nere indicano il tetto della scaglia Tettonica (Pietraforte) le frecce bianche indicano il tetto delle unità di sin rift (per l'ubicazione vedi fig. 6 delle note illustrative del Foglio 353 Montalto di Castro).*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VI – LINEAMENTI IDROGEOLOGICI

(a cura di R. Mazza & G. Capelli)

1. - GENERALITÀ

Da un punto di vista idrogeologico l'area relativa al foglio geologico Tarquinia può essere suddivisa in due unità territoriali di riferimento, o sistemi idrogeologici, in quanto risultano definiti per ognuna di esse sia l'entità spaziale di riferimento che i limiti di flusso e di potenziale (CAPELLI & MAZZA, 1994). La prima è costituita dalle superfici di affioramento delle unità litostratigrafiche prevalentemente di tipo sabbioso, sabbioso-argilloso e conglomeratico appartenenti ai terrazzi marini plio-pleistocenici, la seconda dalle superfici di affioramento delle unità vulcaniche e vulcano-clastiche appartenenti ai distretti vulcanici vulsino e vicano.

Le due unità territoriali risultano separate idraulicamente dalle argille messiniane, plioceniche e pleistoceniche e dalle coltri alloctone marnoso-argilloso-calcarenitiche cretacico-oligoceniche, caratterizzate nel complesso da bassi valori del coefficiente di permeabilità. Tali formazioni affiorano con continuità lungo il margine interno della piana costiera del Lazio settentrionale, con direzione parallela alla linea di costa e costituiscono il substrato a bassa permeabilità dell'intera area relativa al foglio geologico in oggetto. L'assetto strutturale descritto consente la saturazione delle litologie relative alle due unità territoriali e di conseguenza permette una circolazione idrica sotterranea caratterizzata da differenti modalità sia tra le due unità territoriali che tra le differenti idrostrutture riconosciute all'interno dei singoli sistemi idrogeologici.

PROGETTO CARG

Tale circolazione idrica risulta strettamente connessa alla geometria del tetto del substrato a bassa permeabilità e alle caratteristiche idrogeologiche delle coperture pleistoceniche, definite mediante una suddivisione delle stesse in complessi idrogeologicamente omogenei, caratterizzati cioè da medesime capacità trasmissive e di immagazzinamento.

2. - MORFOLOGIA DEL TETTO DEL SUBSTRATO A BASSA PERMEABILITÀ

La geometria del tetto del substrato a bassa permeabilità riveste una notevole importanza nell'idrogeologia dell'area. Infatti, la distribuzione spaziale degli affioramenti delle litologie prequaternarie e la loro esigua soggiacenza determinano una circolazione idrica sotterranea fortemente condizionata dalla presenza dell'*aquiclude*.

L'evoluzione tettonica e paleogeografica del substrato impermeabile permette di distinguere un settore a sud del Fiume Marta, nel quale risulta prevalente l'azione delle dislocazioni tettoniche, e uno a nord dello stesso fiume, interessato da processi erosivi fluviali pleistocenici.

Relativamente al settore meridionale, alcuni motivi strutturali determinano la presenza dell'alto di Macchia del Ritiro (Bandita S. Pantaleo), impostato sulla serie flyschoide cretacico-oligocenica, e della depressione nella quale si è impostata la valle del Fiume Marta. Verso sud, nel settore orientale della dorsale di Tarquinia, il substrato affiorante è costituito prevalentemente dalle argille plioceniche, ma un'altra dislocazione tettonica rialza la serie flyschoide portandola in affioramento nei pressi del Fiume Mignone. Anche la presenza della valle di quest'ultimo corso d'acqua sembra da ricondursi ad un abbassamento tettonico del substrato.

Nell'area planiziale tra l'abitato di Tarquinia e la costa la formazione argillosa affiora esclusivamente lungo i versanti dei due fiumi principali, ma dai dati di alcuni sondaggi effettuati nel settore risulta che il substrato è molto superficiale e la zona satura di modestissimo spessore. Al di sotto del rilievo di Tarquinia la morfologia del substrato argilloso-flyschoide risulta molto disarticolata a causa sia della tettonica che dei processi erosivi. Questi ultimi, considerando la grande discordanza di facies tra argille e biocalcareniti, avrebbero agito durante una fase regressiva infrapliocenica. Ciò fa si che lo spessore della formazione acquifera risulti molto vario in un settore molto ristretto, con potenze che da pochi metri superano abbondantemente i 100.

Per il settore a nord del Fiume Marta non si segnala una rilevante attività tettonica che abbia interessato le formazioni prequaternarie. Genericamente il tetto del substrato impermeabile presenta un progressivo abbassamento da sud

PROGETTO CARG

verso nord e dall'entroterra vero il mare. La geometria della superficie considerata sembra dovuta principalmente all'azione erosiva dei corsi d'acqua, che caratterizzano un reticolo idrografico di tipo parallelo, con fossi drenanti direttamente verso mare.

Attualmente le incisioni fluviali interessano maggiormente i litotipi argillosi nel settore più interno, dove determinano il loro affioramento in quasi tutti i fondovalle, interrompendo la continuità laterale della circolazione idrica all'interno delle unità acquifere terrazzate. In corrispondenza della fascia più prossimale alla costa il substrato è probabilmente interessato dai medesimi processi evolutivi, avvenuti durante le fasi di basso stazionamento marino, che hanno generato un sistema di incisioni vallive successivamente obliterate dalla sedimentazione delle unità acquifere. In tale settore si riscontra quindi una continuità idraulica all'interno dei complessi quaternari permeabili con le direttrici principali di flusso sotterraneo corrispondenti alle paleoincisioni.

L'importanza della serie flyschoide cretacico-oligocenica e di quella argillosa pliocenica sull'idrogeologia dell'area è dunque legata alla loro caratteristica di bassissima permeabilità d'insieme che impedisce un drenaggio delle acque verso gli strati più profondi e permette una circolazione idrica limitata alle formazioni acquifere pleistoceniche. Bisogna però segnalare la presenza all'interno delle stesse formazioni di strati e lenti di materiale più grossolano. Tali intervalli permeabili non rivestono grande importanza nell'assetto idrogeologico dell'area, in quanto risultano tra loro idraulicamente separati, ma possono essere sede di sacche di acqua in pressione anche a elevata energia potenziale. Inoltre, gli scambi ionici tra le acque fossili e la roccia incassante, specialmente nel caso si tratti delle argille gessifere messiniane, possono generare delle matrici liquide caratterizzate da elevati valori di salinità.

3. - IL SISTEMA IDROGEOLOGICO DEI TERRAZZI MARINI PLEISTOCENICI

L'intera superficie di affioramento dei complessi marini terrazzati plio-pleistocenici può costituire da un punto di vista idrogeologico un'unità territoriale di riferimento, essendo definiti per essa i limiti di flusso, di potenziale, le aree di ricarica e il livello di base verso cui tendono le acque sotterranee e di superficie (Tav. 5).

All'interno di questa idrostruttura sono distinguibili degli acquiferi planimetricamente contigui che, pur se costituiti sempre dai medesimi complessi litostratigrafici, hanno tra loro scarse possibilità di comunicazione idraulica. Le falde di maggiore interesse sono ospitate dalle unità costituenti i terrazzi marini pleistocenici, mentre quelli pliocenici, normalmente di limitata estensione e

PROGETTO CARG

scarsamente ricaricati, assumono una certa importanza solo in corrispondenza dell'alto di Tarquinia, dove il Macco assume il ruolo di una sottounità idrogeologica estesa circa 65 km^2. Le falde che saturano i complessi idrogeologici di questo sistema, a seguito dell'assetto stratigrafico che caratterizza la serie trasgressiva, sono di tipo sia libero che semiconfinato. Le direttrici di flusso sono rivolte sostanzialmente verso mare. Di conseguenza il contributo che le acque sotterranee forniscono al flusso di base dei principali corsi d'acqua risulta essere molto modesto. Gli estesi affioramenti del substrato a bassa permeabilità lungo la fascia orientale dell'unità in oggetto precludono la possibilità di scambio con le idrostrutture dell'entroterra e fanno sì che la ricarica sia costituita esclusivamente dagli apporti zenitali. La geometria della falda freatica è caratterizzata da un andamento delle isopiezometriche genericamente regolare e parallelo alla costa, con una variazione del gradiente idraulico in direzione ortogonale alla stessa e condizionato dalla pendenza del tetto del substrato impermeabile. Rispetto al regolare andamento della superficie freatica descritta si individua la complicazione connessa alla presenza dell'alto di Tarquinia. Per il sistema idrogeologico dei terrazzi marini plio-pleistocenici sono quindi riconoscibili due diversi acquiferi caratterizzati da differenti assetti strutturali e modalità di circolazione idrica sotterranea: l'acquifero dei terrazzi marini pleistocenici e l'acquifero biocalcarenitico della dorsale di Tarquinia.

3.1. – ACQUIFERO DEI TERRAZZI MARINI PLEISTOCENICI

Questa idrostruttura si estende dal limite occidentale del Foglio Tarquinia verso sud-est, fino al Fiume Mignone ed è la più estesa dell'intera area in esame (Tav. 5). Idrogeologicamente può essere suddivisa in due sottounità con caratteristiche geologiche e idrogeologiche analoghe; quella compresa tra il Torrente Arrone e il Fiume Marta e quella ricadente tra i Fiumi Marta , Mignone e l'unità vulcanica tolfetana, con esclusione della dorsale di Tarquinia. Ciò è dovuto al fatto che il substrato impermeabile affiora lungo entrambi i versanti dell'emissario del lago vulsino, impedendo gli scambi idrici tra le due sottounità.

La prima sottounità è limitata quasi ovunque dal substrato prequaternario di tipo sia argilloso che flyschoide. Si tratta quindi di una piccola unità idrogeologica a sé stante, nella quale non si riscontrano emergenze localizzate. Lo spessore medio delle formazioni acquifere si attesta sui 20 metri, con i valori massimi di circa 30 metri nella fascia più interna e minimi di circa 10 metri lungo la fascia più strettamente costiera. La superficie descritta dalle isofreatiche è molto regolare; le isolinee appaiono subparallele tra loro e alla costa, con un gradiente costante che aumenta leggermente verso mare e in

PROGETTO CARG

prossimità del Torrente Arrone. Inoltre, specialmente per la fascia più interna, le linee isopotenziali vengono interrotte in prossimità dei corsi d'acqua a causa degli affioramenti delle argille e flysch nei fossi. La ricarica avviene per infiltrazione delle acque zenitali senza apporti provenienti da altri acquiferi. La deposizione delle unità costituenti l'acquifero è avvenuta in molteplici cicli sedimentari con una forte presenza di facies continentali vulcaniche e fluvio-deltizie. Ciò si traduce in una struttura a orizzonti e lenti litologicamente diversi, con frequente variabilità laterale e verticale e quindi con mutazioni repentine dei valori dei parametri idrogeologici. Fa parte della stessa idrostruttura l'unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**), che costituisce il terrazzo marino più antico. Questa è presente in piccoli lembi lungo il bordo orientale dell'idrostruttura, direttamente al di sopra del substrato impermeabile. Tale unità è sede di acquiferi minimi isolati idraulicamente che hanno un interesse locale.

La seconda sottounità idrogeologica è quella compresa tra i Fiumi Marta e Mignone e si estende dalla costa fino al piede del rilievo che costituisce la dorsale di Tarquinia. Un lembo di questo bacino idrogeologico è presente anche in riva destra del Fiume Mignone fino al margine dell'Unità Idrogeologica Tolfetana. Anche questo acquifero è limitato dall'affioramento del substrato impermeabile lungo i due corsi d'acqua, ma non è isolato verso monte, essendo in collegamento idraulico con l'unità corrispondente al rilievo sabbioso-calcarenitico di Tarquinia. Geologicamente e idrogeologicamente le unità costituenti l'acquifero sono uguali a quelle della sottounità più settentrionale. All'interno di questo settore, tuttavia, non esistono marcate incisioni fluviali, essendo i corsi d'acqua del tutto secondari. L'andamento delle isofreatiche è paragonabile a quello dell'area più a nord, con linee di flusso ortogonali alla costa e con leggere inflessioni in corrispondenza del Fosso Taccone e verso il Fiume Marta, che risultano limitatamente rialimentati dall'acquifero considerato. La ricarica di questo complesso è legata oltre che agli apporti zenitali anche alle perdite del confinante acquifero biocalcarenitico di seguito descritto. Questo settore si presenta particolarmente scarso di risorse essendo esiguo lo spessore dei sedimenti permeabili che poggiano sul substrato a bassa permeabilità.

3.2. – ACQUIFERO BIOCALCARENITICO DELLA DORSALE DI TARQUINIA

L'unità è rappresentata dal rilievo sabbioso-calcarenitico di Tarquinia, che si estende parallelamente alla costa dal Fiume Marta al Fosso Ranchese, affluente del Mignone (Tav. 5). I limiti dell'unità sono marcati quasi ovunque dagli affioramenti del substrato argilloso impermeabile, a eccezione del lato sud-occidentale dove confina, alimentandola, con l'unità dei terrazzi marini

PROGETTO CARG

quaternari. Come già precedentemente riportato, il substrato argilloso appare molto disarticolato a causa sia di eventi tettonici che hanno sbloccato l'alto strutturale sia dal modellamento del substrato stesso durante una o più fasi regressive intramioceniche. In conseguenza di ciò anche gli spessori del complesso calcarenitico risultano molto vari. Quelli maggiori (circa 150 metri) si riscontrano lungo il bordo nord-orientale dell'idrostruttura, proprio nel settore dove il limite visibile tra i due complessi è situato alle quote maggiori. La linea di contatto tra calcareniti e argille plioceniche raggiunge la massima elevazione a Nord-Est e a Sud-Est del rilievo. Si riduce di quota, invece, procedendo da Sud-Ovest verso Nord-Ovest, fino al livello minimo di 50 metri s.l.m. riscontrabile in località Bruschi-Falgari. La presenza in questo settore del più importante gruppo sorgivo alimentato da questa idrostruttura (Sorgenti della Gabelletta, Bruschi-Falgari, Fontana Nuova) indica l'esistenza di una direttrice di flusso principale. Procedendo verso sud, via via che il limite di flusso si innalza di quota, i fenomeni sorgivi divengono diffusi, ma poco rilevanti e a regime stagionale. E' da notare, infine, che pur essendo il deflusso generalmente rivolto verso la piana costiera, le linee isopiezometriche disegnano alcune depressioni subcircolari causate da cospicui e persistenti emungimenti dei pozzi ivi presenti.

4. - IL SISTEMA IDROGEOLOGICO VULSINO-VICANO

Questo sistema idrogeologico affiora nel settore nord-orientale del Foglio Tarquinia e, dal punto di vista idrografico, interagisce con il reticolo del Fiume Marta e del Torrente Arrone. L'unità idrogeologica vulcanica è delimitata dagli affioramenti dei depositi flyschoidi cretacico-oligocenici e dalle sequenze marine plio-pleistoceniche a bassa permeabilità che sostengono gli acquiferi e definiscono i limiti di flusso laterali.

Analizzando l'assetto geologico-stratigrafico di questo settore sono stati individuati, all'interno dell'unità, i seguenti complessi idrogeologici:

Complesso delle lave. Comprende unità litologiche di diversa età e posizione stratigrafica, accomunate da una elevata permeabilità per fratturazione. Il complesso è molto esteso in affioramento nel versante occidentale del Fiume Marta; nel settore orientale, invece, si trova generalmente al di sotto delle formazioni ignimbritiche e delle vulcaniti rimaneggiate.

Complesso delle ignimbriti. Comprende l'Unità della Rocca (**RRA**), l'Unità di San Pantaleo (**PNO**), l'Unità del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**) e la formazione di Grotte di Castro (**GRC**). Il complesso è caratterizzato da una

PROGETTO CARG

permeabilità medio-alta per fratturazione ed affiora prevalentemente nel settore orientale, ove si estende il *plateau* del tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**).

Complesso delle vulcaniti rimaneggiate. Comprende l'Unità di Castel Ghezzo (**CGZ**), l'Unità di Roccarespampani (**RSP**) e l'Unità di Colle Ancarano (**ANK**). Il complesso è caratterizzato da valori di permeabilità fortemente condizionati dai rapporti di granulometria e dalle facies che hanno determinato il deposito. Relativamente ai precedenti complessi idrogeologici, è caratterizzato da una permeabilità d'insieme medio-bassa, con forte variabilità sia in senso verticale che orizzontale.

L'unità vulcanica, nonostante presenti in questo settore spessori relativamente modesti, ospita un acquifero di tipo regionale, ricaricato anche in aree esterne al foglio geologico.

La circolazione all'interno delle vulcaniti è condizionata dalla morfologia del tetto del substrato prevulcanico e dalla presenza di forti incisioni vallive che si spingono fino alle formazioni che costituiscono l'*aquiclude* inferiore.

Questo schema idrogeologico determina una rialimentazione dei corsi d'acqua più incisi da parte dell'acquifero basale. E' stata, infatti, rilevata la presenza di numerose sorgenti lineari perenni di subalveo, caratterizzate da portate medie comprese tra i 100 e i 2.000 litri al secondo.

Gli orizzonti a più bassa permeabilità all'interno della serie vulcanica, generano numerose sorgenti localizzate di portata normalmente inferiore ai 5 l/s, alimentate dalle falde sospese.

Per fornire un riferimento quantitativo sulle portate di base delle sorgenti lineari sostenute dal drenaggio degli acquiferi vulcanici, si riportano in tabella 4 alcuni valori di portata che caratterizzano le principali aste fluviali presenti nel Foglio "Tarquinia". Tali portate sono state rilevate nel corso dell'anno idrologico 1981-82, con cadenza mensile.

PROGETTO CARG

Tabella 4

Nome del corso d'acqua	Nome della stazione di misura	Quota della stazione di misura (m s.l.m.)	Portata minima del flusso di base (l/s)	Portata massima del flusso di base (l/s)
F. Marta	Litoranea	4	2.500	7.060
F. Marta	Tuscania	115	1.495	2.850
T. Capecchio	Tuscania	184	5	15
F.sso Cadutella	S.P. Vetralla-Tuscania	115	60	175
F.sso Catenaccio	S.P. Vetralla-Tuscania	113	95	200
F.sso Leia	S.P. Vetralla-Tuscania	113	1.120	2.180
F.sso Rigomero	S.P. Vetralla-Tuscania	135	135	265
Torr. Biedano	S.S. 1 bis	155	30	585

(Corsi d'acqua appartenenti all'idrostruttura Vulsino-Vicana)

Nome del corso d'acqua	Nome della stazione di misura	Quota della stazione di misura (m s.l.m.)	Portata minima del flusso di base (l/s)	Portata massima del flusso di base (l/s)
F.sso Cinque Bottini	Farnesiana	120	10	120
F.sso Costa Grande	All'uscita dell'idrostruttura	167	16	25

(Corsi d'acqua appartenenti all'idrostruttura Tolfetana)

PROGETTO CARG

VII - OPERE DELL'UOMO

(a cura di P. Paccara)

1. – ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Le materie prime utilizzate dall'uomo presenti nell'area del Foglio Tarquinia comprendono sia depositi incoerenti sia materiali lapidei.

I depositi incoerenti oggetto di estrazione sono essenzialmente ghiaie e sabbie, prelevate da cave di prestito prossime alle aste fluviali. Gli impieghi spaziano dalla preparazione dei calcestruzzi alla produzione di materiale arido per rilevati.

Le principali aree di estrazione si concentrano nelle piane fluviali del Fiume Marta e Fiume Mignone; qui sono presenti alcune cave che sfruttano i depositi alluvionali ghiaiosi, che hanno composizione differente a seconda delle litologie affioranti nelle rispettive aree di drenaggio.

Cave di inerti sono presenti lungo il Fiume Marta, nei pressi della città di Tarquinia, e lungo il basso corso del Fiume Mignone, alla confluenza con il Fosso del Nasso; in questi ultimi siti di cava la composizione dei depositi rispecchia un bacino di drenaggio impostato su litologie prevalentemente calcareo-marnose, anche se risulta sempre presente una percentuale di elementi vulcanici.

Per quanto concerne i materiali litoidi, assumono particolare importanza i materiali vulcanici, quali le lave e i prodotti vulcanici litoidi, quest'ultimi più comunemente noti come "tufi litoidi".

PROGETTO CARG

Il tufo, noto materiale da costruzione, è sicuramente uno dei materiali naturali più conosciuti e da lungo tempo utilizzato. Le tecniche di coltivazione delle cave di tufo variano da sistemi "a fossa" fino allo sfruttamento iniziale di affioramenti naturali dai quali l'attività estrattiva prosegue in modalità composite che comportano generalmente la realizzazione di fronti di cava verticali.

Con la fine delle attività di estrazione i fronti di cava vengono spesso abbandonati, privi dell'adozione di misure di recupero ambientale e di messa in sicurezza dei luoghi; tali situazioni di abbandono sono comunque relative a vecchi siti di cava. Oggi vige in materia una legislazione nazionale e regionale che obbliga il recupero ambientale delle cave e l'adozione di adeguate misure di sicurezza sia durante sia dopo la cessazione dell'attività estrattiva.

Tra i materiali vulcanici oggetto di coltivazione vengono ricordati quelli appartenenti all'Unità della Rocca (**RRA**), proveniente dal distretto vulsino, e il tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**). L'Unità della Rocca viene utilizzata come materiale per pavimentazione stradale, ma anche per rivestimenti di pregio ("basaltina"). Le principali cave sono ubicate a sud di Tuscania, lungo il Fosso di Mignattara.

Il tufo rosso a scorie nere, ampiamente affiorante nel settore orientale del Foglio Tarquinia, è stato nel passato oggetto di attività estrattiva; oggi a testimonianza di questa attività restano fronti di cava abbandonati, spesso subverticali.

Le lave vengono principalmente utilizzate per la produzione di pietrisco stradale, di conglomerati a elevate caratteristiche di resistenza e durevolezza e di blocchi per scogliera. Lave oggetto di sfruttamento sono la "Lava di Casale Quarticciolo" (**LCQ**), ubicata nel settore centro-settentrionale del Foglio Tarquinia, e la "Lava di Tuscania" (**LTU**), ampiamente affiorante presso l'abitato omonimo.

Tra i materiali litoidi oggetto di estrazione è di particolare importanza per il largo uso il Macco (**MCC**); questa biocalcarenite si presta, nelle sue porzioni più compatte, all'estrazione in blocchi come pietra da costruzione o da rivestimento sul modello del tufo. Si tratta di un materiale di facile lavorazione, di colore giallo paglierino su taglio fresco e tendente al grigio come colore di alterazione. Nelle porzioni meno compatte e più alterate è molto sfruttato come materiale arido o come ballast di usura nelle strade a fondo argilloso.

Grandi cave di Macco sono ubicate nei rilievi a nord di Tarquinia, in località Casale Cerquabella e in vari siti in località Montebello (tra Tarquinia e Tuscania). Cave storiche oggi abbandonate sono osservabili nei dintorni di Tarquinia, in località Casale Pisciarello, a testimoniare l'antica conoscenza di questo materiale da parte delle popolazioni locali. La stessa Necropoli Etrusca

PROGETTO CARG

di Tarquinia in località Monterozzi, a breve distanza dalle cave del Pisciarello, risulta scavata interamente nel Macco pliocenico.

Le attività di cava che interessano i Flysch tolfetani e la Pietraforte sono nel complesso rare. Attualmente non si segnalano siti estrattivi in produzione. In località Monte Cimbalo, a nord-ovest di Tarquinia, lungo la S.S. Aurelia al km 97, sono ancora osservabili dei fronti di cava abbandonati.

2. – URBANIZZAZIONE AREA COSTIERA

La città di Tarquinia rappresenta l'area di maggior antropizzazione presente nel Foglio Tarquinia; è costituita da un bellissimo centro storico consolidato e da un recente aggregato urbano e produttivo che si estende in direzione del litorale.

Qui è nato, a partire dagli anni '50, un centro residenziale estivo, noto come Lido di Tarquinia, caratterizzato da una forte espansione edilizia. A breve distanza dal Lido è anche presente un polo artigianale di una certa consistenza e lo scalo ferroviario, con una recente tendenza alla fusione tra i due tessuti urbani. L'edificazione purtroppo denota una scarsa attenzione ai principali concetti urbanistici, specie tra Tarquinia e la Stazione Ferroviaria, dove la confusione edilizia ha portato alla coesistenza di tipologie costruttive molto diverse tra loro, con insediamenti residenziali o popolari prossimi alle aree produttive ed artigianali.

Altri insediamenti a carattere turistico ricettivo si segnalano presso Riva dei Tarquini e a Marina Velca, poco a nord del Lido di Tarquinia.

Le espansioni edilizie hanno determinato una modificazione delle morfologie naturali, attraverso un generale innalzamento del piano campagna originario, variando talvolta l'andamento dell'idrografia superficiale.

Le recenti espansioni hanno inoltre interrotto la continuità fisiografica e in qualche misura intaccato anche l'importanza ecologica del cordone dunare litoraneo.

Anche la S.S.1 Aurelia ha notevolmente contribuito allo sviluppo turistico e alla nascita di modesti nuclei edilizi, per lo più costituiti da strutture di servizio associati all'intenso flusso commerciale. Questa arteria ha inoltre facilitato lo sviluppo delle attività lavorative e commerciali della zona, contribuendo ad un miglior collegamento di queste zone con il resto della fascia tirrenica dell'Italia centrale.

Negli anni '60 la S.S. 1 è stata ampliata per la realizzazione delle 4 corsie attuali. Questa arteria ha facilitato lo sviluppo delle attività lavorative e commerciali della zona, contribuendo ad un miglior collegamento di queste aree con il resto della fascia tirrenica dell'Italia centrale.

PROGETTO CARG

Permangono tuttavia zone interne caratterizzate da bassa densità abitativa e da una rete stradale rada e poco capillare, specie nelle zone rurali tra Montalto di Castro, Tuscania e Tarquinia. Qui le attività economiche sono ancora legate all'agricoltura di tipo intensivo, e alle attività zootecniche, anche se in modo più limitato rispetto al passato. Per tali settori economici la S.S. Aurelia e le principali strade di collegamento verso l'interno costituiscono assi viari obbligati verso i restanti centri abitati della provincia di Viterbo, della provincia di Roma verso sud (come ad es. il Porto di Civitavecchia) e con la confinante Maremma Toscana a nord.

PROGETTO CARG

ABSTRACT

(D. de Rita and A. Sposato)

In the Tarquinia Geological Sheet both sedimentary and volcanic terrains occur, with an age ranging from Cretaceous to recent. The volcanic terrains comprise the peripheral units of more volcanic districts: the acidic one of Tolfa, the Sabatini, the Vulsini and the Vico. Following a classical scheme, the mapping of the sheet has been conducted using a lithostratigraphic criterion. On the basis of this, the pre-Pliocenic terrains have been organized either in informal stratigraphic units or in Formations (if already officially established). The sedimentary and volcanic Plio-Pleistocenic stratigraphic units, on the other hand, have been organized in Unconformity Bounded Stratigraphic Units (SALVADOR, 1987a, 1987b) on the basis of the hierarchization of their boundary surfaces. This last decision was dictated from the observation that quaternary sedimentary terrains of the coast contain a relevant quantity of volcanoclastic material, in order to permit a correlation between coeval units, independently of their genesis. This criterion also offers the advantage of not discriminating volcanic rocks from other coeval units. It has been thus decided to organize the quaternary units, both coastal and volcanic, in the same framework of the Unconformity Bounded Stratigraphic Units. In this manner it has been possible to represent territory evolution in terms of equilibrium between sedimentary and erosional processes, mostly with relation to the environmental variations on a regional scale such as, for example, the sea-level eustatic variations. Within this framework the different recognized volcanic units, while maintaining their original value, are considered not only as exclusively related to the volcanic district to which they belong, but as depositional elements and thus constructive of the sedimentary environment in which they deposit.

Up to now, the geological cartography of Italian volcanic areas was mainly based on lithological and chemico-petrographic mapping criteria. Such criteria have had the virtue of extending knowledge of the volcano in relation to the processes inherent to its magmatic system, but have relegated to the background all those processes of immediate or later redistribution of its primary products, in relation to the re-equilibrium of the sedimentary conditions during and after an eruptive crisis. The masses of volcanoclastic sediments are mostly mapped in an undifferentiated manner without any relation to the eruptive and quiescent phases of the volcano, often without even correlating them to the processes within the contiguous sedimentary environment *sensu strictu*, thus without the possibility of representing the processes related to the moments of non-activity of the volcano and relative to the response given by the surrounding sedimentary environment on the arrival of the masses of volcanic sediments.

PROGETTO CARG

The use of the Unconformity Bounded Stratigraphic Units, as suggested by the *Quaderni del Servizio Geologico Nazionale* (AAVV, 1992) has proved a very advantageous instrument for the lateral correlation between the sequences of coastal environment, those of transitional environment to the volcano, and the volcano itself. It also permitted the correlation of the principal surfaces recognized with the discontinuity surfaces of the accretionary coastal wedge, located from the analysis of offshore seismic profiles.

The coastal sedimentary and volcanic depositional episodes have been set into time intervals marked by wide-ranging regional events in such a way that their boundary surfaces had, at least, a regional extension. The most obvious reference has been that of the sea-level variations, located from the analysis and hierarchization of erosion surfaces and paleosols. Within the ample time intervals (also determined with radiometric dating) units distinguished according to morphological and lithological criteria have been inserted, which however remain strictly correlated by their environmental significance. As an example, the inland deposition of a considerable thickness of volcanic sediments has to correspond, with a slight temporal discrepancy, to whole coastal sediment thicknesses characterised by a sudden increase in the volcanic component.

This correspondence has been achieved by analysing and correlating, vertically and laterally, both the coastal stratigraphic sections and those relative to the evolution of an ample volcano-sedimentary basin (the Tuscania basin) that developed in the north-eastern sector starting from the mid-Pliocene, and which has recorded, during the accretion of the sequence, all the depositional and eruptive episodes which have occurred. The different episodes recognized have been dated, either according to the presence of well-known and ready geochronologically-dated volcanic units, or on fossil findings, or by establishing possible correlations between already-known surfaces in the coastal environment and evident analogous surfaces which occur in the basin sequence (after cataloguing them in hierarchical order). The vertical and lateral correlation of the basin sedimentary sequence has also permitted to recognize a filling geometry that excludes the presence of large tectonic events during the eruptive phases that have occurred in coincidence with sedimentation. The sedimentary bodies, infact, tend to migrate laterally, without the occurrence of large stackings, as would occur with vast subsidences. Furthermore, the thickness variations of the different phases recognized within the basin sequence, the possible correlation or non-correlation with coastal deposits and/or the corresponding thickness of the coeval coastal sedimentary bodies can tentatively be set against episodes of more or less intense erosion that, in their own account, can correspond to climatic changes, in accordance both with the geochronological datings, and with the isotopic stages correlations.

PROGETTO CARG

By so doing, it has been possible to organize the mapped units into 4 Super-Synthems whose boundary surfaces have wide regional extension (extending for the whole area of the Tarquinia Sheet and Montalto di Castro Sheet, mapped out conjointly) and have evident morphological relief. Such surfaces have been re-conducted to important phases of eustatic sea-level fall, the evidence of which lies not only within the morphology of the surface, but also in the lithological and facies characteristics of the stratigraphic successions above and below.

Within the older Super-Synthem, correspondent to periods in which sea-level oscillations are only partially evidenced from facies variations in an apparently continuous sedimentation, and where it is not always possible to follow the ground-level morphological evidences of the internal erosion surfaces with continuity, it was decided to limit the subdivision to the Super-Synthem. Within the Super-Synthem only litho-stratigraphic units are present whose vertical succession and lateral correlation permits the identification of a more or less homogeneous sequence of events.

As an example the Spalla della Ciuffa Super-Synthem is bounded at the top by a transgressive marine surface over the continental Messinian deposits. The successive Super-Synthems (Tarquinia and Acquatraversa) have basal surfaces related to important sea-level variations (which have occurred in the Mid-Upper Pliocene and in the Lower Pleistocene) testified by transgressive facies over the pelagic deposits of the underlying Super-Syntems.

Lastly, the basal surface of the Aurelio-Pontino Super-Synthem, represents the continentalization, close to the present one, of the examined area. This Super-Synthem, more recent, and comprehensive of stratigraphic units which follow each other in continuity, and bounded at the base by evident surfaces, has been subdivided into Synthems, the boundaries of which refer to high frequency sea-level oscillations of the Mid-Upper Pleistocene. In fact, in all the analysed cases, it has been possible to note that the boundary surfaces, characterised by evident morphological features, could be correlated to high frequency sea-level oscillations according to age relation, either on a geochronological basis, or on the attributable age on a faunal assemblage basis.

PROGETTO CARG

Marine areas

In the Tarquinia geological Sheet, marine areas are subordinated and most of the information on continental shelf facing the Tarquinia coast can be found on the study performed for the neighbouring sheet “Montalto di Castro”.

In general the shallow subsurface is characterized by deposit emplaced during last glacial/eustatic minimum (roughly 20.000 years BP), marking up the “postglacial depositional sequence”.

As far as the recent most unit is concerned, the “postglacial depositional sequence”, it lies over the erosional unconformity created by last sea level lowstand and reach maximum thickness of little more than 10 m. It is composed by rather different sediment, that gives to the seafloor different geomechanical characters.

Offshore hemipelagic shelf mud is present. It originates from Tiber River rather than by the rivers debouching in the area as indicated by the distribution of the shelf mud deposit, increasing towards the south and decreasing to zero toward the coast. Actually the deposition of the mud appears to be controlled by the interaction of the coastal (geostrophic) current flowing to the north and the structure of the coast, namely C. Linaro headland.

More towards the coast transgressive sandy littoral wedges as thick as 18 m are present at about –60 and –30m; they are partially reworked by wave action on present or sub-present environment. Therefore on the seafloor a complex mix of sandy to muddy sediments are present, giving rise to the “palimpsest” depositional system. Coastwards extended meadows of *Posidonia oceanica* (an endemic Mediterranean species of marine plant) are present roughly between –30 and –15m. The coast is characterized by sandy beaches.

Below beaches, meadows and palimpsest sediment, a number of incised valleys created during sea level lowstand are present, filled during following sea level rise by organic-.rich mud and fluvial-lacustrine sand.

PROGETTO CARG

LEGEND OF THE 'TARQUINIA' 354 GEOLOGICAL SHEET

Anthropical deposits (**h**).
Evolving landslides: gravitational bankings with evidence of ongoing movement (**a_1**).
Holocene

Groundwater detritus, locally constituted by blocks and boulders (**a_3**). Beach deposits (**g_2**). Alluvial, colluvial and coastal plain deposits: conglomerates, gravels, sands, limy-sands and clay, locally with organic matter (**b**).
Holocene

AURELIO-PONTINO SUPER-SYNTHEM

FIUME MARTA SYNTHEM

Casale Palombini Unit (PMB)
Sands, coarse gravels constituted by volcanic, quartzitic and marly-calcareous, pebbles with high evolutionary grade (cf. *Complesso continentale di Casale Palombini* p.p. and *Complesso marino e continentale Superiore* p.p. AMBROSETTI *et alii*, 1981). The sedimentation environment is continental, colluvial and partly alluvial; erosion surfaces are evident both within the succession and at the base. The unit occurs at altitudes between 3 and 55 m a.s.l., unconformably, with local linear erosion shapes, above the sediments ascribable to the Casale S. Martino Unit and the Pian d'Arcione Unit.
Upper Pleistocene p.p.

Valle del Gatto Unit (ALL)
Sands and conglomerates with volcanic elements and clasts of quartzitic and marly-calcareous material, passing upwards into limes of fluvial and marshy facies with pumice lenses.
Upper Pleistocene p.p.

Casale S. Martino Unit (MTN)
Sands, locally cemented and with coarse intercalations, principally constituted by volcanic origin material and subordinately quartzitic and calcareous material (cf. *Gruppo di Pian di Spille* p.p., BOSI *et alii*, 1990). They occur in a discontinuous manner and not above the 25 m a.s.l quote. Transgressive above the Pian d'Arcione Unit. The Malacofauna is abundant (*Glycimeris* sp., *Donax* sp., *Strombus bubonius, Conus* sp.). The occurrence of *Strombus bubonius*

PROGETTO CARG

permits to attribute the Unit to the Tyrrenian (125 ky) (PALIERI & SPOSATO, 1988).
Upper Pleistocene p.p.

Tufo rosso a scorie nere vicano (WIC)
This comprises three flow unit deposits. The lowest has a yellowy-brown ashy matrix locally zeolitized, containing pumices, scoriae, sanidine, pyroxene, biotite, plagioclase, analcimized-leucite and lava/ lithics. The second has a grey-violet ashy matrix, generally scarcely coherent, with grey pumices and black scoriae with analcimized-leucite; in the matrix analcimized-leucite, sanidine, biotite, pyroxenes, plagioclase, lava lithics, and thermo-metamorphosed clasts. Locally it presents re-worked levels (**WIC$_a$**). The third is the most typical; it occurs with a reddish ashy matrix and lithic for zeolitization containing large black scoriae bearing analcimized-leucite and sanidine. In the matrix, pyroxene, plagioclase, analcime and lava lithics are present (Age 155 ky; SOLLEVANTI, 1983). This is a pyroclastic flow deposit (cf. *Ignimbrite* C. LOCARDI, 1965). A dark brown clayey soil is mostly present below it.
Middle Pleistocene p.p.

FIUME FIORA SYNTHEM

Grotte di Castro formation (GRC)
Deposit with a grey-yellowy matrix rich in grey pumices, poorly vesicular and overall aphiric, lava lithics, analcime, rare biotite, rare pyroxene, scarce leucite and pyroxene aggregates. This is a pyroclastic flow deposit composed of at least two flow units. The deposit of the highest unit appears zeolitized towards the top (age between 190 ky and 166 ky, NICOLETTI *et alii*, 1981; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; BARBERI *et alii*, 1984) (cf. *Tufo Giallo Litoide* p.p., ALBERTI *et alii*., 1970; *Grotte di Castro Formation*, VEZZOLI *et alii*, 1987).
Middle Pleistocene p.p.

Pian d'Arcione Unit (PCN)
Limes and sandy limes of brackish lagoon environment rich in oligotypical fauna (*Cerastoderma Lamarcki, Cyprides torosa*) and locally continental, with vegetal remains and pulmonate gastropods intercalated to re-worked and primary volcanic deposits ascribable to the Grotte di Castro formation (**PCN**). Sandy clays, sands and gravels with volcanic elements rich in marine malacofauna (*Glycimeris insubricus* and *Ostra (Ostrea) edulis*) (**PCN$_g$**).
The succession of marine, brackish and continental deposits occurs up to altitudes close to 45 m a.s.l. (cf. *Membro di Pian d'Arcione*, BOSI *et alii*, 1990).
Middle Pleistocene p.p.

PROGETTO CARG

Sanguinaro Unit (GUN)
Gravels, sandy gravels and sands with volcanic elements containing ashy pedogenized levels (cf. *Membro del Sanguinaro*, BOSI *et alii*, 1990). The sedimentation environment is fluvial, with local hyper-concentrated flow deposits. Occurs at the base of the Pian d'Arcione Unit. The presence within this unit of *Elephas antiquus, Bos primigenius, Stephanorhinus* sp. permits its attribution to the Upper Galerian-Aurelian.
Middle Pleistocene p.p.

Castel di Ghezzo Unit (CGZ)
Sands and conglomerates with volcanic and calcareous-marly elements; limes and sandy-limes in fluvial, marshy and colluvial facies; contains, intercalated, strombolian fall deposits and hyper-concentrated flow deposits. Along Fosso Pontecchio, thinly laminated diatomaceous and limy-diatomaceous levels with inserted multy-coloured, highly vacuolar travertine lenses are present
Middle Pleistocene p.p.

BARCA DI PARMA SYNTHEM

Roccarespampani Unit (RSP)
Constituted dominantly by sandy-limy deposits of fluvio-lacustrine and marshy environment, rich in volcanic material, to which pumice and scoriae levels intercalate, both in primary deposition and re-worked. To the top travertinous and travertine deposits (**RSP$_a$**), which, dated with he Th^{230}/U^{234} gave an age of 256 ky + 41/-31. Contains remains of mammalofaunas ascribable to the Lower Aurelian (*Dama dama tiberina*). (Cf. *Tufi Stratificati Varicolori Vicani* and *Tufi Stratificati Varicolori Vulsini*, MATTIAS, 1966) (**RSP**).
Middle Pleistocene p.p.

Lestra dell'Ospedale Unit (LOS)
Limes, sandy limes and sands containing volcanic elements of coastal and continental environment (cf. *Membro Fosso Due Ponti* p.p., BOSI *et alii*, 1990) (**LOS).** Sands containing volcanic elements, clinostratified, rich in marine fauna (cf. *Membro di Lestra dell'Ospedale*, BOSI *et alii*, 1990) (**LOS$_g$**). The succession of the marine, brackish and continental deposits occurs up to about 70 m a.s.l.
Middle Pleistocene p.p.

PROGETTO CARG

Lava del Fosso dell'Acqua Alta Unit (LAA)
Grey lava of the Vicano District, on an average compact, locally strongly altered to the point of becoming an incoherent sand. Contains abundant leucite phenocrysts partly analcimized, labradoritic plagioclase, pyroxene and rare olivine phenocrysts. Leucititic-tephritic chemism. (Cfr *Colata della Doganella, Colata Superiore del Fosso dell'Acqua Alta,* MATTIAS, 1966).
Middle Pleistocene p.p.

Lava di Tuscania Unit (LTU)
Grey lava of the Vulsino District, with concentric exfoliation and diffuse cooling fissures; locally, at the base, a scoriaceous level of a few decimetres occurs. Contains rare pyroxene and olivine phenocrysts. Leucititic chemism. (Cf. *Lave Fonotefritiche di Tuscania*, PALLADINO *et alii*, 1994).
Middle Pleistocene p.p.

Lava di Casale Quarticciolo Unit (LCQ)
Lava of the Vulsino District, very compact, of grey colour, presents columnar-prismatic fissuring and concentric exfoliation. Contains pyroxene and plagioclase micro-phenocrysts. Leucititic-tephritic chemism. (Cf. *Lave Fonotefritiche di Casale Quarticciolo*, PALLADINO *et alii*, 1994). Radiometric analysis, conducted by the $^{39}Ar/^{40}Ar$ method, has revealed an age of 356 ± 15 ky.
Middle Pleistocene p.p.

TORRENTE BIEDANO SYNTHEM

Fosso delle Favole Unit (FAV)
Constituted by a complex succession of chaotic or coarsely laminated deposits, with a sandy-limy matrix, ascribable to hyperconcentrated flows or debris flow, intercalated in the uppermost part by volcanoclastic deposits with sandy-gravelly grain size in a fluvial facies; Plinian and Strombolian fall deposits of **Vican** pertinence are also present. (Cf. *Tufi Stratificati Varicolori Vicani* and *Tufi Stratificati Varicolori Vulsini*, MATTIAS, 1966). Age comprised between 419 ± 1,5 ky (LAURENZI & VILLA, 1987) and 356 ± 15 ky (see explanatory notes).
Middle Pleistocene p.p.

Lavas of Norchia (LBD)
This unit comprises a series of lavas of the Vicano district, light grey, compact, with small leucite and pyroxene crystals, with more or less diffuse concentric exfoliation and sub-vertical cooling fixtures. They contain eugirin-augitic and

PROGETTO GARG

diopsidic clinopyroxen phenocrysts, leucite, rare olivine and rare plagioclase. Leucititic chemism. (Cf. *Colata Inferiore del Fosso dell'Acqua Alta, Colata Inferiore del Fosso Sambuchete, Colata del Fosso delle Favole,* MATTIAS, 1966).
Middle Pleistocene p.p.

Torrente Vesca Unit (TVS)
Deposit with ashy matrix, grey-purply, welded, containing large large black scoriae, flattened and iso-oriented, leucite, sanidine, pyroxenes, plagioclase, biotite and lava and sedimentary thermo-metamorphosed lithics. This is a pyroclastic flow deposit. Recent studies (ROSA, 1995) attribute the *Peperini listati* to the lower, welded, portion of the *Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino*, whose age, determined with the $^{39}Ar/^{40}Ar$ method, is 433 ± 6 ky (CIONI *et alii*, 1993).
Middle Pleistocene p.p.

San Pantaleo Unit (PNO)
Ashy-matrix deposit, locally welded, with flattened and iso-oriented large black scoriae, and dark grey, poorly vesicular pumices; contains abundant sanidine, subordinate pyroxene, plagioclase, biotite and analcimized-leucite crystals and rare millimetric lava and sedimentary lithics; purpley-grey colour, locally presents columnar jointing. This is a piroclastic flow deposit (cf. *Nenfro* p.p., NAPPI 1985).
Middle Pleistocene p.p.

Colle Ancarano Unit (ANK)
Pumice-bearing levels both in primary deposition and re-worked, alternating with thin layers of lacustrine limes and sands, rich in pumices, from hyper-concentrated flows; these grade upwards, with erosive contact, to sedimentary and volcanic sands and gravels in fluvial facies. The basal pumice deposit has yielded a radiometric age, with the $^{39}Ar/^{40}Ar$ method, of 491 ± 9 ky.
Middle Pleistocene p.p.

Rocca Unit (RRA)
Depost with ashy-vitreous matrix, locally welded, with large flattened and iso-oriented black scoriae and dark grey poorly vesicular pumices; grey to purply-grey colour, contains abundant sanidin crystals and, subordinately, crystals of clinopyroxene, plagioclase, biotite, and analcimized-leucite. Rare millimetric lava and sedimentary lithics. Diffuse columnar jointing, particularly well exposed at La Rocca locality. This is a pyroclastic flow deposit (Age 460-490

PROGETTO GARG

ka BARBERI *et alii*, 1994; LANDI & VILLA, 1993) (cf. *Nenfro*, NAPPI 1985; *Formazione Civitella d'Agliano*, AURISICCHIO *et alii*,1994). Leucititic-tephrite.
Middle Pleistocene p.p.

GRASCETELLE SYNTHEM

Podere S. Marcello Unit (SML)
Calcarenites and sandstones, sands with quartzitic and calcareous elements, conglomerates with highly developed elements of centimetric dimensions with carbonate cement. Locally very cemented, forming 'benches' of modest thicknesses, 3-6 m maximum, transgressive on clayey pliocenic substrate, rich in malaco-fauna (cf. *Gruppo di San Marcello*, BOSI *et alii*, 1990).
Lower Pleistocene p.p. - Middle Pleistocene p.p. ?

ACQUATRAVERSA SUPER-SYNTHEM

Poggio dell'Aretta Unit (PGT)
Gravels with poorly-evolved calcareous and volcanic clasts from the Tolfa in abundant sandy-clayey matrix, locally reddened. Sedimentary environment is fluvial. Vertebrate remains (*Equus altidens*) ascribable to the Upper Villafranchian- Galerian (cf. *Conglomerati di Incerta Attribuzione* p.p., FAZZINI *et alii*, 1972; *Depositi Fluvio-Lacusri Pleistocenici*, DE RITA *et alii*, 1997).
Lower Pleistocene p.p.

Mandria Polidori Unit (PLD)
Conglomerates in continantal facies with calcareous and marly-calcareous elements from the *Successione Calcareo-Marnosa di Monte Romano*, with subordinate quartzitic elements (Cf. *Insieme di Campomorto*, BOSI *et alii*, 1990). In the north-western area they pass into siliceous sands, gravels and conglomerates with dominant quartzitic elements with rare marine-environment clay intercalations. Calcareous nanoplancton biozone MNN 19b (cf. *Sabbie e Ghiaie Silicee di Mandria Polidori*, AMBROSETTI *et alii*, 1981).
Lower Pleistocene p.p.

Poggio della Sorgente Unit (CPS)
Calcarenites, sands, and clayey-sands. Within the clayey-sandy intercalations, evolved, dispersed clasts are present, constituted of intrusive material and bioclastic calcarenite. Contains an assemblage of mammalofaunas ascribable to the Upper Villafranchian, Tasso Faunistica Unit. *Canis* cf. *Etruscus, Euraxis nestii, Eucladoceros* cf. *Ctenoides, Leptobos* sp., *Stephanorhinus etruscus.*
Lower Pleistocene p.p.

PROGETTO CARG

Macchia della Turchina Unit (TNA)
Clays rich in malaco-fauna with de-calcified shells, locally with oligo-typical fauna constituted of *Cladocora caespitosa*. In Spalle di Monte Riccio locality, clays containing *C. Caespitosa* are constituted of compacted marls. Sand and conglomeratic bodies are locally present at the base, testifying transgression on the Pliocene members below (cf. *Argille e Marne a Cladocora caespitosa* p.p., CONATO & DAI PRA, 1980). Littoral marine environment.
Lower Pleistocene p.p.

TARQUINIA SUPER-SYNTHEM

Lave di Casetta Fatevoi Unit (LTL)
Strips of trachitic lava with hypo-crystalline to vitreous groundmass, containing sanidine, plagioclase, pyroxene and biotite. Their genesis is referable to the emplacement of a series of coalescent domes with acidic chemism (DE RITA *et alii*, 1997).
Upper Pliocene p.p.

Poggio Martino Unit (PGM)
Conglomerates and gravels in a sandy matrix, red sands and micro-comglomerates, constituted by calcareous, marly-calcareous and quartzitic elements with dimensions up to decimetric, morpho-metrically evolved. In transgressive strips over the Mid. Pliocene deposits. Littoral marine environment.
Upper Pliocene p.p.

Pian della Regina Unit (RGG)
Yellow sands and clayey-sands with calcinations and carbonate concretions, locally with clayey and gravelly lenses which can become quite substantial; cemented sandy-calcarenites. Abundant marine macro-fauna with lamellibranchia and gastropods [*Pecten* (*Pecten*) *jacobaeus, Semicassis* (*Semicassis*) *levigata, Subula* (*S.*) *fuscata, Naticarius tigrinus, Conus* (*Cheliconus*) *ponderosus*].
The sedimentary environment is circa-littoral marine.
Globorotalia aemiliana biozone (IACCARINO & SALVATORINI, 1982). Calcareous nanofossil biozones MNN 16a, MNN 16b-17.
Middle Pliocene p.p. – Upper Pliocene p.p.

PROGETTO CARG

Macco (MCC)
Fossiliferous calcarenite, cemented bioclastic sands, straw-yellow in colour (cf. *Macco* ALBERTI *et alii*, 1970; *Calcare di Tarquinia*, FAZZINI *et alii*, 1972; *Calcare ad Amphistegina of* CONTI *et alii*, 1983) with abundant lamellibranchia macro-fauna [*Chlmys (Chlamys) multistrata, Chlamys (Aequipecten) opercularis, Chlamys (Aequipecten) seniensis, Pecten (Flabellipecten) flabelliformis, Ostrea (Ostrea) lamellosa*], gastropods, macro-foraminifera and benthonic foraminifera, and subordinately echinoids, briozoans, sponges, brachiopods and ditrupas.
The sedimentation environment is lower infra-littoral – upper circa-littoral marine.
Globorotalia aemiliana biozone (IACCARINO & SALVATORINI, 1982). Calcareous nanofossil biozones MNN 16a, MNN 16b-17.
Middle Pliocene p.p. – Upper Pliocene p.p.

SPALLE DELLA CIUFFA SUPER-SYNTHEM

Fosso San Savino Unit (SBM)
Grey clays and limy and sandy-clays with intercalations of conglomerates with evolved heterometric marly-calcareous elements, in abundant sandy matrix, belonging to the marly-calcareous succession of Monte Romano. The sedimentary environment is circa-littoral marine. (**SBM**)
Locally, in heteropic relation, a massive, calcareous micro-breccia occurs, with rare clayey-limy matrix and calcareous cement. The clasts, poorly evolved, are heterometric and heterogeneous.
The sedimentary environment is littoral marine. (**SBM_a**)
Uvigerina rutila biozone (COLALONGO & SARTORI, 1979; SPROVIERI & HASEGAWA, 1990); *Globorotalia margaritae* biozone (IACCARINO & SALVATORINI, 1982); Calcareous nanofossil biozones MNN12, MNN13 and MNN14-15.
Lower Pliocene p.p.

CRETACEOUS TO MYOCENIC UNITS

Poggio Terzolo Unit (PTZ)
Grey clays and sandy clays, locally with chalk crystals. Assemblage with ostracods referable to the *L. (L.) djiaffarovi* biozone, *sensu* CARBONNEL, 1978 (**PTZ**).
Lenses of conglomerate formed by evolved clasts, from centimetric to decametric, exclusively belonging to the flyshoid series, in a scarce sandy matrix, locally reddened (**PTZ_a**).

PROGETTO CARG

Depositional environment lacoustrine-marine (*lago-mare*).
Upper Messinian

Gessoso-Solfifera Formation (GES)
Alabastrine chalks in layers ranging from 50 cm to over a metre with thin grey clay levels intercalated (GES_b); Clays and sandy clays, locally with chalk crystals.
Transitional environment
Messinian

Guado della Spina Unit (BGS)
Calcirudites, bioclastic-calcarenites and coarse sandstones; massive and ochre-yellow in colour (BGS). Abundant bioclastic fraction with mollusc, briozoan, echinoid, coralline algae, polychet fragments; presence of *Heterostegina*. Biozone SBZ 26 (CAHUZAC & POIGNANT, 1997). Littoral environment.
Langhian-Tortonian

Flysch della Tolfa (FYT)
Torbidites and hemipelagites
Cretacico sup.-Eocene

Poggio Vivo member (FYT_1)
Limestones, marly-limestones in medium and thin layers, locally with calcarenitic base, light grey or yellowish in colour, with a tight lithoclasis-network (*paesinizzazione*). Graded torbiditic calcarenites, grey with thin ochraceous bands, in layers ranging from medium to thick, often re-crystallized, with frequent tractional structures: T_{b-d} of the Bouma sequence. Marls and clays with medium-fine sandstone intercalations; grey calcareous marls in large banks, locally with typicall soap-bar fracturing. In the median portion (paleocene) of this member, pinkish marls occur, circa 6-7 m-thick, found in association with circa 1 m-thick layers of micro-brecciolae characterized by abundant foraminifera, prevailingly re-worked (*Siderolites cf. calcitrapoides, Orbitoides cf. givenbachensis*). The presence of *Discocyclina tenuis* and *Plumokathina subsferica* permits the determination of the biozones SBZ 3 and 4 (SERRA-KIEL *et alii*, 1998). Nanoplankton biozones included between the NC 19 and the NP 9.
Middle Campanian-Upper Paleocene

PROGETTO CARG

*Torrente Bidignone lithofacies (**FYT$_{1a}$**)*
Dark clays with thin (10 cm) intercalations of greenish and dark grey calcarenites and calcilutites with acicular fracturing; grey sandstones medium to fine grained in medium-thick layers.
Paleocene

*Fosso Anatrella member (**FYT$_2$**)*
Dominant beige or tobacco coloured clays with limestone intercalations, micritic and marly with thickness ranging between 20 to 40 cm, medium-thin grey calcarenites, micro-brecciolae with whole and fragmented foraminifera (*Nummulites gr maximus, Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Spherogypsina* sp., *Gyroidinella magna, Orbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus, Orbitolinae, Globigerinidae, Miliolidae*). SBZ 11, SBZ 16-18 (SERRA-KIEL *et alii*, 1998). The nanoplankton calcareous assemblages also indicate the Lower-Mid. Eocene (cf. *Flysch calcareo 1 p.p.* FAZZINI *et alii*, 1972).
Eocene

*Argilliti del Mignone lithofacies (**FYT$_{2a}$**)*
Lenses with kilometric extension of greenish fissile argillite and siltite, wine-red and blackish, with thin ocraceous oxidation patina, intensely foliated, at times with thin boudinated calcareous levels intercalated (10 cm), slumps of decimetric layers (cf. *Formazione del Mignone* FAZZINI *et alii*, 1972).
Eocene

*Monte Fortino lithofacies (**FYT$_{2b}$**)*
The uppermost part of this member includes a lithofacies constituted of micritic and marly limestones, calcarenites in deci-metric layers and dark marls up to 5 m in thickness (cf. *Flysch calcareo 2 p.p.* FAZZINI *et alii*, 1972).
TORBIDITES AND HEMIPELAGITES
Eocene

Pietraforte (PTF)
Marls, clayey marls, beige and grey, foliated or with soap-bar fracturing, dark and ochraceous clays; greenish and reddish argillites, with thin greenish and blackish limestone intercalations; sandstone levels with decimetric thickness in close contact with the sandstones (**PTF$_a$**). Calcareous nanoplankton biozone NC 15.
Torbiditic quartz-calcareous sandstones, grey and ochraceous in colour, in thin, medium and thick layers up to 3-4 m, with amalgamation phenomena and thin

PROGETTO CARG

pelitic inter-strata. Grainsize variable from thin to medium, with occasional intercalation of micro-conglomerate (*cicerchina auctt.*), poly-genic, prevailingly siliceous (*selce nera*). Sharp basal surfaces, locally flute casts and groove casts are present. (**PTF$_b$**) (cf. *Pietraforte auctt.*)
HEMIPELAGITES AND TORBIDITES
Turonian-Santonian

PROGETTO CARG

HOLOCENE DEPOSITIONAL SYSTEMS

LITTORAL SANDS. Coarse to medium and fine sand; mud sand at Fiora, Arrone and Marta rivers mouths. More frequent mineral constituents are quartz and feldspars; also frequent are carbonate skeletal and shell fragments. Less frequent are Fe-Mg minerals and volcanic lithic fragments.

"PALINSESTI" SEDIMENTS. Pelite (20-90%) sand due to biological (benthic organisms) and/or physical (waves) reworking of older sediments laid down when sea level was lower. Skeletal and shell fragments, always present, may become the most frequent constituents closer to the posidonia meadows or where sediment is cemented by organisms and/or organic activity. Thickness of the deposit may change from place to place but generally it is less than 2 m.

SEAGRASS MEADOW. Sea grass is mainly *Posidonia oceanica* which grows preferentially on sand or on "matte" in a shore zone stretching from 8 to 30 m in depth. Meadow density changes from place to place and it is very low west the Fiora River mouth.

SHELF PELITE. Pelite is mainly muddy at the internal shelf whereas clay component is more abundant at the external one. These sediments are draping and their transition to the "palinsesti" deposits is gradual and etheropic.

BURIED PALEO-RIVER CHANNELS. Paleo-channels are buried by fine sediment sometimes containing vegetable remains and deposited in a fluvial-marsh environment during the transgressive eustatic phase.Sediment grain-size is heterogeneous and sand-gravel lenses may be interbedded. Paleo-channels have been evidenced through high-frequency seismic surveys. The filling sediment is truncated at the top by an evident erosion surface and covered by "palinsesti" sediments inshore and by shelf pelite offshore

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV (1992) - Carta Geologica d'Italia – 1:50.000 *Guida al rilevamento*. SGN, Quaderni serie III, Vol 1. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato –Roma.

ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust.* Ofioliti, Special Issue on Tethyan Ophiolites, **1**: 59-96.

ABBATE E. & SAGRI M. (1970) – *The Eugeosynclinal sequences*. Sedim. Geol., **4**: 251-340.

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

AIELLO E., BARTOLINI C., GABBANI G., ROSSI S. & VALERI G., CERTINI L., CLERICI C., LENAZ R. (1978) – *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca delle sabbie metallifere: 1) da Capo Linaro a Monte Argentario.* Boll. Soc. Geol. It., 97: 495-525.

ALBERTI A., BERTINI M., BONO G. L., NAPPI G. & SALVATI L (1970) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 136 Tuscania, foglio 142 Civitavecchia.* Serv. Geol. d'Italia.

AMATO A., ALESSANDRINI B., CIMINI G., FREPOLI A. & SELVAGGI G. (1993) - *Active and remanant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity*. Annali di Geofisica, **XXXVI**: 201-214.

AMBROSETTI P., BARTOLINI C. & BOSI C. (1981) - *L'evoluzione geologica e morfologica quaternaria dell'area adiacente la bassa valle del fiume Fiora (VT).* Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **4**: 104-134, 35 ff.

ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region.* Geoph. J. R. Astr. Soc., **91**: 937-987.

ANGELUCCI A., BORELLI G.B., BURRAGATO F., TORTORA P. (1979) - *Risultati preliminari delle indagini "placers" nel tratto di piattaforma continentale compreso tra Torre Valdaliga e il Promontorio dell'Argentario.* Atti Conv. Scient. Naz. P. F. Oceanografia e Fondi Marini, 669-681.

ARDIZZONE G.D., BELLUSCIO A. (1996)- *Le praterie di Posidonia oceanica delle coste laziali* In: *Biologia e Benthos.* **"Il mare del Lazio"**, 194-217, Tipografia Borgia, Roma.

AURISICCHIO C., NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1992) – *Mineral chemistry, glass composition and magma fractionation of the welded ignimbrite in the "Civitella d'Agliano Formation", Vulsini Volcanic District (Italy).* Min. et Petrog. Acta, **35**: 157-182.

BALDI P., DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI A. (1974) - *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 75-606.

PROGETTO CARG

BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORDELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M. A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I. M., (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **49**: 77-134.

BARCHI M., DE FEYTER A., MAGNANI M. B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA M. (1998) - *Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): Evidences from the CROP03 deep seismic relection line.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578.

BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian Sea)*. Boll. Ocean. Teor. ed Appl., **II**, 3, 197-230.

BARTOLE R. (1990) - *Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale tosco-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 599-622.

BARTOLE, R. (1995) - *The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constrain for a geodynamic model*. Terra Nova, **7**: 7-30.

BARTOLE R., TORELLI R., MATTEI G., PEIS D., & BRANCOLINI G. (1991) – *Assetto stratigrafico strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte.* Studi Geolologici Camerti, Vol. sp. 1991/1, CROP 03, 115-140.

BARTOLINI C., BERNABINI M., BURRAGATO F., MAINO A. (1986) - *Rilievi per "placers" sulla piattaforma continentale del Tirreno centro-settentrionale.* C.N.R.. Prog. Fin. Oceanografia e Fondi Marini - Sottoprogetto Risorse Minerarie, 97-117.

BARTOLINI C. & BOSI C (1983) - *The tyrrhenian transgression in the Tarquinia area (northern Latium, Italy)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **6**: 131-136.

BARTOLINI C., BOSI C., BELLUOMINI G. & DELITALA L. (1984) - *Isoleucine epimerization as a tool for dating northern Latium a raised beaches.* Boll. Soc. Geol. It., **103**: 485-490.

BELLOTTI P., CHIOCCI F. L., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P. (1994) – *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data.* J. Sed. Res., B64**, 3**: 416-432**.**

BELLUOMINI G., MANFRA L. & PROPOSITO A (1993) - *Una recente aminocronologia dei depositi marini pleistocenici dell'area di Montalto di Castro e Tarquinia (Viterbo)*. Il Quaternario, **6** (2): 241-248.

BERGGREN W. A., HILGEN F. J., LANGEREIS C. G., KENT D. V., OBRADOVICH J. D., RAFFI I., RAYMO M. & SHACKLETON N. J. (1995a) – *Late Neogene (Pliocene-Pleistocene) chronology: new perspectivesin high resolution stratigraphy*. Geol. Soc. Am. Bull., **107**: 1272-1287.

PROGETTO CARG

BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISCHER C. C. III & AUBRY M. P. (1995b) – *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.* In Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Spec. Publ. **54**: 129-211.

BERTAGNINI A. & SBRANA A. (1986) - *Il Vulcano di Vico: Stratigrafia del Complesso Vulcanico e sequenze eruttive delle Formazioni Piroclastiche.* Mem. Soc. Geol. It, **35**: 699-713.

BERTAGNINI A. & SBRANA A. (1987) - *Vulcano di Vico.* In Il Vulcanismo esplosivo. Aspetti geochimici, magmatologici e di dinamica eruttiva. Guida all'escursione dei Vulcani del Lazio Settentrionale. Convegno Di Pisa 21-22 Maggio 1987, 15-35.

BERTINI G., CAMELI G. M., COSTANTINI A., DECANDIA F. A.,. LAZZAROTTO A., DI FILIPPO M., ELTER F. M., DINI I., LIOTTA D., PANDELLI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche.* Studi Geolologici Camerti, **1**: 155-178.

BERTINI M., D'AMICO C., DERIU M., GIROTTI O., TAVAGLINI S. & VERNIA L. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 137 Viterbo.* Serv. Geol. d'Italia, 109 pp.

BETTELLI G. (1980) - *Le unità tettoniche del complesso ligure nell'area tra il F.Albegna e il F. Fiora (Toscana meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 157-161.

BETTELLI G. (1985) - *Geologia delle alte valli dei fiumi Albegna e Fiora (Toscana meridionale).* Geologica Romana, **24**: 147-188.

BETTELLI G., BONAZZI U. & FAZZINI P. (1978) – *Il "complesso di Canetolo" nella Toscana meridionale.* Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **109**: 77-118.

BETTELLI G., BONAZZI U. & FAZZINI P. (1980) - *Il complesso alloctono ligure nella Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 163-168.

BETTELLI G., FAZZINI P. & GELMINI R. (1980) - *Evoluzione strutturale della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 137-141.

BIGAZZI G., BONADONNA F.P., IACCARINO S. (1979) - *Geochronological Hypothesis on Plio-Pleistocene boundary in Latium region (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 391-422.

BIGI G., CASTELLARIN R., CATALANO R., COLI M., COSENTINO D., DAL PIAZ G.V., LENTINI F., PAROTTO M., PATACCA E., PRATURLON A., SALVINI F., SARTORI E., SCANDONE P. & VAI G. B. (1989) - *Synthetic structural-kinematic map of Italy - Scale1: 2.000.000*. Progetto FinalizzatoGeodinamica - C.N.R., Roma.

BONADONNA F. P. (1967) - *Studi sul Pleistocene del Lazio. III: Linee di costa lungo il litorale di Tarquinia (Lazio settentrionale).* Geologica Romana, **6** , 121-131.

PROGETTO CARG

BONADONNA F. P. & BIGAZZI G. (1970) - *Studi sul Pleistocene del laziuo. VIII Datazione di tufi intratirreniani della zona di Cerveteri (Roma) mediante il metodo delle tracce di fissione.* Boll. Soc. Geol. It., **89**: 463-473.

BONAZZI U., FAZZINI P. & GASPERI G. (1992) - *Note alla carta geologica del bacino del fiume Albegna*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 341-354.

BORELLI G.B., BURRAGATO F. & TORTORA P. (1986) - *Caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e sedimentologiche della piattaforma continentale interna tra Monte Argentario e S. Agostino*. Mem. Soc. Geol. It., **33**: 121-137.

BOSI C., PALIERI L., SPOSATO A (1990) - *Guida all'escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale.* Esagrafica, Roma.

BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L. M., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G., SANDRELLI F. & TERZUOLI A. (1998) - *Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 513-525.

BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neautoctono Toscano.* Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.

BRALOWER T. J., LECKIE R. M., SLITER W. V. & THIERSTEIN H. R. (1995) – *An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy.* In Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Spec. Publ., **54**: 65-79.

BRONDI A., FERRETTI O., MICHETTI J.& SIRCANA S. (1971) - *Studio delle sabbie del litorale tosco-laziale.Composizione mineralogica generale-distribuzione di U e Th nelle sabbie di Nettuno.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **27**: 49-82.

BRUNET C., MONIÉ P., JOLIVET L. & CADET J.P. (2000) - *Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany*. Tectonophysics, **321**: 127-155.

C.N.R. – Autori vari (1985) – *Atlante delle spiagge italiane. Dinamismo – Tendenza evolutiva – Opere umane. Progetto Finalizzato "Conservazione del Suolo" – Sottoprogetto "Dinamica dei Litorali"*. SELCA, Firenze.

CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) – *Essai de biozonation dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques.* Bull. Soc. géol. France, **168** (2) : 155-169.

CAPELLI G. & MAZZA R.. (1994) - *Lineamenti idrogeologici dei terrazzi marini pleistocenici del Lazio settentrionale. Risultati della campagna di rilevamento 1991-1992*. Geologica Romana, **30**: 589-600.

CAPUTO C., LUPIA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1981) - *Variazioni della linea di riva tra Ansedonia e Capo Linaro (Civitavecchia).* Riv. Geogr. It., **87** (2): 221-242.

PROGETTO CAPO

CARBONI M. G., PALAGI I., PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1994) – *Dati preliminari sull'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica del Lazio settentrionale durante il Pliocene.* Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **49**: 177-188.

CARBONNEL G. (1978) – *La zone a* Loxoconca djaffarovi *Schneider (Ostracoda, Miocène supérieur) ou le Messinien de la Vallée du Rhône.* Rev. Micropaléont., **21/3**: 106-118.

CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100 000. Foglio N°136 "Tuscania". Serv. Geol. d'Italia, 1969, Roma.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100 000. Foglio N°137 "Viterbo". Serv. Geol. d'Italia, 1970, Roma.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100 000. Foglio N°142 "Civitavecchia". Serv. Geol. d'Italia, 1969, Roma.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100 000. Foglio N°143 "Bracciano". Serv. Geol. d'Italia, 1971, Roma.

CAVARRETTA G., DE RITA D., ROSA C. &SPOSATO A. 1990 – *Caratteri geologico-petrografici del Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino.* Sessione Poster Conv. Scient. Annuale GNV Ravenna, Dicembre 1990.

CHIOCCI F. L. (1991) - *Evidenze di un basculamento alto-pleistocenico della piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale.* Studi Geologici Camerti, **91/2**: p.271-281.

CHIOCCI F.L. (1994) – *Definizione dell'assetto tettonico generale e delle dislocazioni presenti nella piattaforma continentale tra l'Argentario e Capo Linaro, relativi agli ultimi 800.000 anni*. Rapporto per ENEL –DCO.

CHIOCCI F.L. (2000) – *Depositional response to Quaternary fourth-order sea-level fluctuations on the Latium margin (Tyrrhenian Sea, Italy).* Sedimentary Responses to Forced Regressions, **172**, 271-289.

CHIOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (1991) - *Dinamiche deposizionali recenti e attuali nella sedimentazione di piattaforma, ricostruite attraverso prospezioni di sismica monocanale ad alta risoluzione.* 10° Conv. Gruppo Naz. Geofis. Terra Solida, **1**: 545-548.

CHIOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (1996) - *Analisi sismostratigrafiva della piattaforma continentale In:Sismostratigrafia, Morfologia e sedimentologia dei fondali.* "Il mare del Lazio", 40-61, Tipografia Borgia, Roma.

PROGETTO GARG

CHIOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (1999) – *Individuazione e caratterizzazione dei depositi sabbiosi presenti sulla Piattaforma Continentale della Regione Lazio e valutazione di un loro utilizzo ai fini del ripascimento dei litorali in erosione.* Convenzione: Università degli Studi di Roma "La Sapienza" Dipartimento Scienze della Terra – Regione Lazio Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità. Rapporto finale della prima fase, pp. 100.

CHIOCCI F.L. & MILLI S. (1995) - *Construction of a cronostratigraphic diagram for a high-frequency sequence: the 20 ky b.p. to present Tiber Depositional Sequence.* Il Quaternario, **8**: 2, 339-348.

CIONI R. (1993) - *Il complesso di Bolsena e il vulcanismo alcalino-potassico del Lazio settentrionale.* Tesi di Dottorato V Ciclo Università di Pisa.

CIONI R., LAURENZI M. A., SBRANA A. & VILLA I. M., (1989) - *Geochronology and stratigraphy of basal pyroclastites of the Vulsini volcanic district.* Plinius **1**: 75-76.

CIONI R., LAURENZI M. A., SBRANA A., & VILLA I. M. (1993) – *$^{40}Ar/^{39}Ar$ chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini Volcanic Complex (Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **112**: 251-263.

CIONI R., SBRANA A., BERTAGNINI A., BUONASORTE G., LANDI P., ROSSI U. & SALVATI L.(1987) - *Tephrostratigraphic Correlation in the Vulsini, Vico e Sabatini volcanic successions*. Period. Min., **56**: 137-155.

CIVITELLI G. & CORDA L. (1982) - *Nuovi dati sulla Pietraforte: sue caratteristiche e rapporti con i flysch calcarei dell'area tolfetana*. Geologica Romana, **21**: 191-216.

CIVITELLI G. & CORDA L. (1988) - *Successioni flyscioidi e complessi autoctoni*. In: "Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe". Quaderni de "La ricerca scientifica", **114**: 93-168, C.N.R., Roma.

CLAUSEN C. & HOLM P. M. (1990) – *Origin of the acid volcanics of the Tolfa District, Tuscan Province, central Italy: an elemental and Sr-isotopic study.* Contrib. Mineral. Petrol. **105**: 403-411.

COLALONGO M. L. & SARTONI S. (1979) – *Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il basso Pleistocene in Italia.* Nuovi contr. realizz. Carta Neotett. d'It., **251**: 645-654.

CONATO V. & DAI PRA G. (1980)-*Livelli marini pleistocenici e neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia centrale).* Geologica Romana, **19**: 181-194, 2ff; 3 tab.

CONTI M. A., PARISI G. & NICOSIA U. (1983) - *Un orizzonte ad Amphistegina nel Pliocene di Orvieto e sue implicazioni tettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 113 – 122.

PROGETTO CARG

D'AGOSTINO N., CHAMOT-ROOKE N., FUNICIELLO R., JOLIVET L. & SPERANZA F. (1998) - *The role of pre-existing thrust faults & topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (Central Italy).* Tectonophysics, **292**: 229-254.

DAI PRA G. (1978) - *Le linee di costa tirreniane del litorale laziale dal fiume Tevere a Tarquinia*. Geol. Appl. e Idrogeol., **13**: 1-10.

DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1995) - *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea)*. Bull. Soc. Géol. France, **4**: 341-354.

DANIEL J. M., JOLIVET L., GOFFÉ B. & POINSSOT C. (1996) - *Crustal-scale strain partitionning: footwall deformation below the Alpine Corsica Oligo-Miocene detachement.* J. Struct. Geol., **18**: 41-59.

DE BOSNIASKI S. (1881) – *L'età geologica dei Monti della Tolfa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3** Pisa.

DE RITA D., BERTAGNINI A., CARBONI M. G., CICCACCI S., DI FILIPPO M., FACCENNA C., FREDI P., FUNICIELLO R., LANDI P., SCIACCA P., VANNUCCI N.& ZARLENGA F. (1994) – *Geological-petrographical evolution of Ceriti Mountains area (Latium, Central Italy).* Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **49**: 291-322.

DE RITA D., BERTAGNINI A., FACCENNA C., LANDI P., ROSA C., ZARLENGA F. DI FILIPPO M. & CARBONI M.G. (1997) - *Evoluzione geopetrografica-strutturale dell'area tolfetana.* Boll. Soc. Geol. It., **116**: 146-175.

DE RITA D., FUNICIELLO R., CORDA L., SPOSATO A., ROSSI U. (1993) - *Volcanic units.* In Sabatini volcanic complex , Di Filippo ed. Progetto Finalizzato Geodinamica, Monografie v.11; pp 101.

DE RITA D., FUNICIELLO R., ROSSI U., SPOSATO A. (1983) - *Structure and evolution of the Sacrofano-Baccano caldera, Sabatini volcanic complex.* Roma. Jour. Volc. Geoth. Res., **17**: 219-236.

DE STEFANI C. (1881) – *Schiarimenti sopra alcuni terreni intorno a Civitavecchia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**.

DE STEFANI C. (1887) – *Il piano pontico nei Monti della Tolfa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **5**.

DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La serie "ridotta" nel quadro della evoluzione geologica della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 191.

DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) - *The CROP03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Italian penibsula*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 427-440.

DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA G. F. & SUHADOLC P. (1991) - *Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: a framework for its recent tectonic evolution*. Tectonophysics, **195**: 311-318.

PROGETTO CARG

DEVOTO G.& LOMBARDI G (1977) - *Le formazioni sedimentarie ed eruttive del settore tolfetano-cerite-manziate (Lazio nord-occidentale).*; Boll. Acc. Naz. Lincei; **227**: 3-35.

DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subduction – Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines systems.* Terra Nova, **3**: 423-434.

DURAN DELGA M. (1984) - *Principaux trait de la Corse alpine et correlationavec les Alpes ligure.,* Mem. Soc. Geol. It., **28**: 285-329.

DUVAL B., CRAMEZ C., VAIL P. R. (1992) –*Types and Hyerachy of Stratigraphic Cycles (abs).* International Symposium on Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon. P. 44-45.

ELTER F.M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, southern Tuscany, Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **83**: 241-264.

ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of North Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 3-18.

ENEL (1993) – *Rilievo sismico a riflessione a mare con metodo sparker nella zona di Pian del Gangani (Montalto nord).*

EVANGELISTA S., FULL W.E. & TORTORA P. (1996) – *Provenance and dispersion of fluvial, beach and shelf sands in the bassa maremma coastal system (Central Italy): an integrated approach using fourier shape analysis, grain size and seismic data*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 195-217.

FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R. & JOLIVET L. (1997) - *Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean*. Terra Nova, 9: 126-130.

FAZZINI P. & GARDIN S. (1994) – *Ipotesi sull'evoluzione paleogeografica delle Liguridi esterne nella Toscana meridionale.* 76° Congresso Nazionale Soc. Geol. It., Riassunti: 73-75.

FAZZINI P., GELMINI R., MANTOVANI M. P. & PELLEGRINI M. (1972) - *Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale; province di Viterbo e Roma)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 65-144.

FIORINI R. (1992) – *Sismostratigrafia dei depositi recenti di piattaforma tra Civitavecchia e l'Argentario*. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università "La Sapienza", Roma, 172.

FISHER W. L. & MC GOWAN J. H. (1967) – *Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas.* Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, **17**: 213-248.

FISHER R.V. & SMITH G.A. (1991) - *Sedimentation in Volcanic Setting*. Society for Sedimentary Geology spec. publ. **45**: Pag.255

FREGNI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1983) - *Il Messiniano tra la Toscana meridionale e il Lazio settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 141-144.

PROGETTO CARG

FREPOLI A & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solutions*. Geophys. Jour. Int., **129**: 368-388.

FUNICIELLO R., MARIOTTI G., PAROTTO M., MARTINEZ M.P., TECCE F., TONEATTTI R., TURI B., (1979) - *Geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the Cesano geothermal field (Mt. Sabatini volcanic district, northern Latium,Italy)* Geothermics, **8**: 55-73

FUNICIELLO R. & PAROTTO M (1978) - *Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani:considerazioni geodinamiche e paleogeografiche del margine tirrenico dell'Appennino centrale (vulcano laziale)*. Geologica Romana, **15**: 233-278.

GARDIN S. (1992) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei delle unità tolfetane nell'area tipo e nella Toscana meridionale. Implicazioni geologiche.* Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Bologna.

GLIOZZI E., ABBAZZI L., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., ESU D., FICCARELLI G., GIROTTI O., KOTSAKIS T., MASINI. F., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M. R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1997) - *Biochronology of selected mammals, molluscs and ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy*. The state of the art. Riv. Ital. Paleont. Strat. **103**/3: 369-388.

HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1986a) - *Aminostratigraphy of quaternary marine deposits in Lazio region of central Italy.* Zeitschrift fur Geomorph. N.F., **62**, 131-140

HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1986b) - *Paleogeographic reconstruction of quaternary shoreline environments in Toscana and north Lazio, central Italy.* ENEA RT/PASS/86/27.

HEARTY P.J. & DAI PRA G (1987) - *Ricostruzione paleogeografica degli ambienti litoranei quaternari della Toscana e del Lazio settentrionale con l'impiego dell'aminostratigrafia.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **106**: 189-225

IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) – *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area.* Paleontologia stratigrafica ed evoluzione. Quaderno **2**: 115-125.

INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992).*Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after the Marinelli's model*. Acta Vulc., **2**: 247-265.

ISMES (1991) - *Centrale termoelettrica policombustibile di Montalto di Castro. Opere Civili Marittime del Terminale GNL. Indagini geofisiche a mare - Rapporto conclusivo*. ENEL-DCO Rapporto Interno.

PROGETTO CARG

ISMES (1991) - *Centrale termoelettrica policombustibile di Montalto di Castro. Opere Civili Marittime del Terminale GNL. Indagini geofisiche a mare* - Rapporto conclusivo. ENEL-DCO Rapporto Interno.

JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., CADET J.P., FUNICIELLO R., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear zones in post-rogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian Sea (Italy)*. J. Geoph. Res., **103**: 12.123-12.160.

KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K. C., GLASON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F. F, MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., RÉHAULT J. P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIER R. & TORI M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insight into passive margin & back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140-1156.

KELLER J.V. & PIALLI G. (1990) - *Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 413-425.

LA MONICA G.B., CHIOCCI F.L., RAFFI R., ALMONTI A., CARA P., CRISTOFALO G.C., DI BENEDETTO C., FALESE F., FIORINI R., FRATTINI L., TALIANA D. & TUFONI D. (1991) *Indagini sedimentologiche e sismostratigrafiche di dettaglio della piattaforma continentale tra l'Argentario e la rada di Gaeta: illustrazione della ricerca*. Workshop attività oceanografica CNR, Roma 11-12/7/1991, p.118-125.

LA MONICA G.B. & RAFFI R. (1996), *Morfologia e sedimentologia della spiaggia e della piattaforma continentale interna* In:*Sismostratigrafia, Morfologia e sedimentologia dei fondali.* "Il mare del Lazio", 62-105, Tipografia Borgia, Roma.

LANDI P. (1987) - *Stratigraphy and petrochemical evolution of Latera Volcano (Central Italy)*. Period. Min., **56:** 201-224.

LANDI P., VILLA I.M. (1993) - *Intra-eruptive variation of sanidines: Ar, Cl and trace element patterns in a zoned quaternary ignimbrite from Bolsena (Italy)*. Terra Abstracts, **5**: 572.

LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1987) *40Ar/39Ar chronostratigraphy of Vico ignimbrites*. Period. Min. **56**, 285-293.

LETZ H., REICHERT C. & WIGGER P. (1977) - *Results of two seismic refraction lines in the Northern Apennines (lines 1 and 3)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **75-76**: 225-232.

LOCARDI E. (1965) - *Tipi di ignimbriti del Vulcano di Vico*. Atti Società Toscana Scienze Naturali. **72**: 55-173.

LOMBARDI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1974) – *Età delle vulcaniti acide dei complessi Tolfetano, Cerite e Manziate (Lazio Nordoccidentale)*. Period. Min., **43**: 181-204.

PROGETTO CARG

LOSAPPIO A. (1964) – *Un esemplare di ammonite nella Pietraforte di S.Severa.*. Boll. Soc. Geol. It. **83**: 265-274, Pisa.

LUDWIG K.R. (1994) – *Isoplat. A plotting and regression program for radiogenic – isotopic data*. Version 2.75. U.S. Geol. Surv., Open-File Report, 91-445.

MALESANI P. (1966) – *Ricerche sulle arenarie XIV: la formazione di Sillano.* Boll. Soc. Geol. It **85** (2): 371-402, Roma.

MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea & shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere.* Tectonics, **5**: 227-245.

MANCINELLA D. (1996) – *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica recente della piattaforma continentale tra il promontorio dell'Argentario e Civitavecchia derivata da analisi sismostratigraficche a differenti scale*. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università "La Sapienza", Roma, 227.

MARCUCCI M. & GARDIN S. (1992) – *The Fosso Cupo Formation: redefinition and new age data from radiolarian and nannoplankton biostratigraphy.* Cretaceous Res. **13**: 549-563.

MARINELLI G. (1967*). Genèse des magmas du vulcanisme Plio-Quaternaire des Apennines*. Geologische Rundschau, **57**: 127-141.

MARINELLI G., BARBERI F. & CIONI R. (1993) - *Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 279-288.

MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970 (ed. Farinacci A.) **2**: 739-785.

MARTINI I. P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy.* Earth Sc. Review, **34**: 197-233.

MATTEI M., SAGNOTTI L., FACCENNA C. & FUNICIELLO R. (1997) - *Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics.* Tectonophysics, **271**: 107-122.

MATTIAS P.P. (1966) - *Lave dell'apparato vicano. Zona occidentale: Tavoletta di Castel d'Asso.* Period. Min., **35**: 93-212.

MATTIAS P.P. & VENTRIGLIA U.(1970) - *La regione vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini.* Mem. Soc. Geol. It., **9**: 331-384.

MAXIA C. & ROMAGNOLI G. R. (1959) – *Le formazioni sedimentarie tra Civitavecchia e Tolfa*. Uni. Roma Ist. Geol. E Paleont. **37**: 1-13.

MERLA G. (1951) – *Geologia dell'Appennino settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **70**: 95-385.

PROGETTO CARG

MESSINA P., PALIERI L. & SPOSATO A.(1990) - *La diversione del F. Fiora (Lazio Settentrionale) in relazione agli eventi eustatici del Pleistocene medio-superiore*. Il Quaternario **3** (2): 119-130, Roma.

METZELTIN S., VEZZOLI L. (1983) - *Contributi alla geologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana Meridionale-Lazio Settentrionale*). Mem. Soc. Geol. It., **25**: 247-271.

MIGLIORINI C. I. (1949) – *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29- 142 (13 figg.).

MODERNI P., PERRONE E. E ZEZI P. (1888) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F°142, "Civitavecchia"*. R. Uff. Geol. D'It.

MONGELLI F., PIALLI G. & ZITO G. (1998) - *Tectonic subsicdence, heat flow and uplift in Tuscany: a new geodynamic and geothermal approach*. Mem. Soc.Geol. It., **52**: 275-282.

MONGELLI F. & ZITO G., (1991) - *Flusso di calore nella regione Toscana*. Studi Geologici Camerti, Vol. Sp**. 1991/1**: 91-98.

NAPPI G.(1969) - *Stratigrafia e petrografia dei Vulsini sud-occidentali (Caldera di Latera)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 171-181.

NAPPI G.(1985) – *Stratigraphy and eruptive mechanism of the East Vulsini Volcanoes*. IAVCEI Scientific Assembly – Giardini Naxos (abstract).

NAPPI G., CHIODI M., ROSSI S., & VOLPONI E. (1982) – *L'ignimbrite di Orvieto nel quadro dell'evoluzione vulcano-tettonica dei Vulsini orientali. Caratteristiche geologiche e tecniche*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 327-342.

NAPPI G. & MARINI A.(1986) - *I cicli eruttivi dei Vulsini orientali nell'ambito della vulcanotettonica del complesso*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 679-687.

NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P.(1987) - *An evolutionary model for the Palaeo-Bolsena and Bolsena Volcanic Complexes: A structural and petrographic study*. Period. Min., **56**: 241-267.

NAPPI G., RENZULLI A., SANTI P., GILLOT P.Y.(1995) - *Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District (Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 599-613.

NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., PIRO M. & TRIGILA R. (1979) - *Nuove datazioni vulsinie per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica: Nota II: Il Quadrante Nord-Occidentale*. Period. Min., **48**: 153-165.

NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., PIRO M. & TRIGILA R. (1981) - *Nuove datazioni vulsinie per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica: Nota II: Il Quadrante Sud-Occidentale*. Period. Min., **50**: 141-169.

NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP project*. In: *The Lithosphere in Italy*, edito da A. Boriani, M. Bonafede, G. B. Piccardo & G. B. Vai, Accademia dei Lincei, Roma, pp. 41-61.

PROGETTO CARG

PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1990) - *Dati preliminari sul Pliocene nella fascia costiera del Lazio settentrionale*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 11-114, 3ff.

PALIERI L. & SPOSATO A. (1988) - *Segnalazione di fauna a Strombus Bubonius nell'area compresa tra Tarquinia e Montalto di Castro*. Il Quaternario, **1**(2): 161-166, 2ff.

PALLADINO D. M., AGOSTA E., FREDA C., SPAZIANI S. & TRIGILA R. (1994) - *Studio Geo-Petrografico dei Vulsini Meridionali: settore Valentano-Marta-La Rocca*. Mem. Decr. Carta Geol. d'It., **49**: 255-276.

PASQUARÉ G., CHIESA S., VEZZOLI L. & ZANCHI A. (1983) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 145-157.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times.* Mem.Soc Geol. It., **45**: 425-451.

PELLEGRINI M. (1967a) - *Nuovi affioramenti di arenarie mioceniche nella maremma laziale (provincia di Viterbo)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **98**

PELLEGRINI M. (1967 b) - *Osservazioni geologiche sulle Arenarie di Manciano*. Mem. Soc. Geol. It., 6: 329-342.

PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In Plankton stratigraphy edito da Bolli, H.H., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K.:.329-427.

PERES J.M. & PICARD J., (1964) – *Nouveau manuel de Bionomie Benthique de la mer Méditerranee*. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, **31** (47), 1-137.

POLI G., MANETTI P. & TOMMASINI S. (1989) - *A petrological rewiew on Miocene-Pliocene intrusive rocks from Southern and Tirrenian Sea (Italy)*. Period. Min., **58**: 109-126.

PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G., (1994) - *Caratteristiche della Crosta dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994/1: 151-162.

PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 529-576.

RADTKE U. (1983) - *Genese und altersstellung der marinen terrassen zwischen Civitavecchia und Monte Argentario (mittelitalien) unter besonderer berucksichtigung der elektronen spin resonance altersbestimmungs method*. Dusseldorfer Geographische Schriften, **22**: 178-84.

RADTKE U, HENNIG G. J., LINKE W. & MUNGERSDORF J (1983) - *230Th/234U - and ESR-dating problems of fossil shells in Pleistocene marine terraces (northern Latium, central Italy).* Quaternaria, **23**: 37-50.

PROGETTO CARG

RADTKE U., HENNIG G. J. & MANGINI A. (1982) - *Untersuckengen zur Chronostratigraphie mariner terrassen in Mittelitalien-230Th/234U- und ESR- Datierungen an fossilen Mollusken*. Eiszeitalter u. Gegenwart., **32**: 49-55.

RENNE, P. R., SWISHER C. C., DEINO A. L., KARNER D. B., OWENS T. L. & DE PAOLO D. J. (1998) - *Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating.* Chem. Geol., **145**: 117-152.

RIO D., SPROVIERI R. & CHANNEL J. (1990) - *Pliocene-Early Pleistocene chrostratigrafy and the Tyrrenian deep-sea record from Site 653.* In: *"Proc. ODP, Scientific Results"*, edito da K.A. Kastens, J. Mascle et alii, **107**: 705-714.

ROSA C. (1995) – *Evoluzione geologica quaternaria delle aree vulcaniche laziali: confronto tra il settore dei Monti Sabatini e quello dei Colli Albani.* Tesi di Dottorato VII° ciclo- Univerisità di Roma "La Sapienza".

ROSSETTI F., FACCENNA C., ACOCELLA V., FUNICIELLO R., JOLIVET L. & SALVINI F. (2000) - *Pluton emplacement in the Northern Tyrrhenian area (Italy).*In: Vendeville, B., Mart Y. and Vigneresse J.L. Eds., Salt, shale and igneous diapirs in and around Europe, Geological Society, London, Spec.Pub., **174**: 55-77.

ROSSETTI F., FACCENNA C., JOLIVET L., TECCE F. FUNICIELLO R. & TECCE F. (1999) - *Syn and post orogenic extension: the case study of Giglio island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy).*Tectonophysics, **304**: 73-92.

ROTH P.H. (1978) – *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project **44**: 731-759.

ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution.* Geology, **15**: 714-717.

SABATINI V. (1912) - *I vulcani dell'Italia centrale ed i loro prodotti.Parte II: Vulcani Cimini.* Mem. Desc. Carta Geol. d'It., **15**: 1-636.

SALVADOR A. (1987a). - *Uncorformity Bounded Stratigraphic Units.* Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.

SALVADOR A. (1987b*) - Stratigraphic classification and Nomenclature Igneous and Metamorphic Rock Bodies.* ISSC. Geol. Soc. Am. Bull., **99**: 440-442.

SARTORI, R. & ODP 107 SCIENTIFIC STAFF (1989) - *Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains.* In: *The lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research, edito da: A. Boriani Bonafede, M., Piccardo, G.B., Vai, G.B., Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, pp. 139-156.

SCARSELLA F. (1953) – *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici fatti durante il 1953 nei fogli 139, 140, 142, 174*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77**.

PROGETTO CARG

SCHWARCZ H.P. & LATHAM A.G. (1989) – *Dirty calcite 1. Uranium – serirs dating of contaminated calcite using leachate alone*. Chem. Geol., **80**: 35-43.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAHURI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998) – *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene.* Bull. Soc. Géol. France, **169/2**: 281-299.

SERRI G.F., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) - *Geochemical & petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy.* Tectonophysics, **223**: 117-147.

SHACKLETON N.J. (1995) - *New data on the evolution of Plioceneclimatic variability.* In*: Paleoclimate and evolution, with emphasis on human origins*, edito da E.S. Vrba, G.H. Denton, T.C. Partdrige, L.H. Burkle, 242-248, Yale University/ New Haven and London.

SISSINGH W. (1976) – *Tentative Middle Miocene to Holocene ostracode biostratigraphy of the central and eastern Mediterranean Basin*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetesch. **B 79**: 271-299.

SOLLEVANTI F. (1983) - *Geologic, volcanologic and tectonic setting of the Vico-Cimino area, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 203-217.

SPARKS R.S.J. (1975) - *Stratigraphy and Geology of Ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy*. Geol. Rund., **64**: 497-523.

SUHADOLC P. & PANZA G.F. (1989) - *Physical properties of the lithosphere-astenosphere system in Europe from geophysical data*. In: *The Lithosphere in Italy*, edito da A. Boriani, M. Bonafede G.B. Piccardo, & G.B. Vai, Accademia dei Lincei, Roma, pp. 15-40.

SWIFT D.J.P., STANLEY D.J. Y CURRAY J.R. (1971) – *Relict sediments on the continental shelf: a reconsideration*. Jour. Geol. , **79**: 322-346.

TONGIORGI, E. & TONGIORGI M. (1964) - *Age of the Miocene-Pliocene limit in Italy*. Nature, **4917**: 365-367.

TORTORA P. (1989) - *La sedimentazione olocenica nella piattaforma continentale interna tra il Monte Argentario e la foce del Fiume Mignone (Tirreno Centrale)*. Giornale di Geologia, **51/1**: 93-117.

TORTORA P. (1989) - *I fondali antistanti la costa di Montalto di Castro (Alto Lazio): caratteristiche ed evoluzione tardo-quaternaria*. Il Quaternario **2**: 175-187.

TORTORA P. (1992) - *Contributo dell'indagine sedimentologica al ripascimento dei litorali in erosione: ipotesi di ricostruzione della spiaggia di Marina di Tarquinia (Lazio settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 315-333.

PROGETTO CARG

TORTORA P. (1996) - *Depositional and erosional coastal processes during the last postglacial sea-level rise: an example from the central Tyrrhenian continental shelf (Italy)*. Journal of Sedimentary Research, **66**: 2, 391-405.

VAIL P. R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. III (1977) – *Seismic Strathigraphy and global changes of sea level, part. 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level*. In: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton Ed.), A.A.P.G. men 26: 83-97.

VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENBOLD J. (1988) – *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In: WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. & VAN WAGONER J. C. (eds) –*Sea-level changes: an Integrated approach*. SEPM special Publication, **42**: 39-45.

VAREKAMP J.C. (1979) - *Geology and petrology of the Vulsinian volcanic area (Latium, Italy)*. Geol. Ultraiectina, **22**: pp. 384

VAREKAMP J.C (1980) - *The Geology of the Vulsinian area, Latium, Italy.* Bull. Volcanol, **43**: 487-503

VENTRIGLIA U. (1988) - *Idrogeologia della provincia di Roma - I° Volume Regione Tolfetana*. Amm. Prov. Roma. Ass. LL.PP Viab. e Trasp.

VEZZOLI L., CONTICELLI S., INNOCENTI F., LANDI P., MANETTI P., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1987) - *Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposals for a new nomenclature*. Period. Min., **56**: 89-110.

VILLA I. M. (1991) - *Excess Ar geochemistry in potassic volcanites.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **71**: 211-225.

VILLA I. M. (1992) - *Datability of Quaternary volcanic rocks: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ perspective on age conflicts in lavas from the Alban Hills, Italy.* Eur. J. Mineral. **4**: 369-383.

VILLA I. M. (2000) - *Radiogenic isotopes in fluid inclusions*. Lithos, in press.

VILLA I. M., GIULIANI O., DE GRANDIS G. & CIONI R. (1989) - *Datazioni K/Ar dei vulcani di Tolfa e Manziana.* Boll. GNV, **2**: 1025-1026.

VILLA I.M., HERMANN J., MÜNTENER O. & TROMMSDORFF V. (2000). *^{39}Ar-^{40}Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps).* Contrib Mineral Petrol, accepted.

WASHINGTON H.S. (1906) - *The Roman comagmatic region*. Carniege Inst Washington Yearb. **56**: 206-214.

WIGGER P.T. (1984) - *Die Krustenstruktur der Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berucksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana*. Geowisssenshaftliche Abbandlungen Reithe, B/heft **9**: 1-87.

ZANZUCCHI G. (1963) – *La geologia dell'alta Val Parma.* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 131-212.

PROGETTO CARG

ZANZUCCHI G. (1967) – *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia **3** (1): 59-89.

PROGETTO CARG