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 387

ALBANO LAZIALE

Aree Terrestri
a cura di: **D. De Rita[1], G. Giordano[1]**
con contributi di: **G. Capelli[1], G. Diano[2], R. Mazza[1]**

Aree Marine
a cura di: **F. L. Chiocci[2], F. Falese[2] e G. B. La Monica[2]**
con i contributi di: **P. Tortora[2]**

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Università Roma TRE - Roma
[2] Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma La Sapienza - Roma

Ente realizzatore ROMA TRE UNIVERSITÀ DEGLI STUDI Dipartimento di Scienze Geologiche

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

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

Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi "Roma Tre":
M. Parotto

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio
- per il vulcanico: **R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita**
- per la parte a mare: **S. D'Angelo, A. Fiorentino**

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipolloni, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

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

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI "ROMA TRE":

Coordinatore Scientifico:
D. De Rita

Direttore del Rilevamento:
G. Giordano

Responsabile Informatizzazione:
A. Cecili

Banca dati e allestimento grafico:
M. Felici

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*

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

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

INDICE

PREMESSA . . . . . pag. 7

I - INTRODUZIONE . . . . . » 9
1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 9
2. - STUDI PRECEDENTI. . . . . » 11

II - AREE TERRESTRI. . . . . » 13
1. - STRATIGRAFIA . . . . . » 13
1.1. - DEPOSITI DEL DOMINIO LIGURE E DEPOSITI MARINI PLIOCENICI . . . . . » 16
1.1.1. - Pietraforte (**PTF**) . . . . . » 17
1.1.2. - Formazione di Monte Vaticano (**MVA**) . . . . . » 18
1.1.2.1. - Membro di Pratica di Mare (**MVA_1**) . . . . . » 18
1.1.2.2. - Membro di Campo Ascolano (**MVA_2**) . . . . . » 18
1.2. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (**AE**) . . . . . » 19
1.2.1. - formazione di Monte Mario (**MTM**) . . . . . » 19
1.3. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (**AU**) . . . . . » 20
1.3.1. - Sintema Magliana (**MNL**). . . . . » 20
1.3.1.1. - Formazione di Ponte Galeria (**PGL**) . . . . . » 20
1.3.1.1.1.- Membro della Pisana (**PGL_3**). . . . . » 21
1.3.2. - Sintema Flaminia (**LMN**). . . . . » 22
1.3.2.1. - Formazione di S. Cecilia (**CIL**). . . . . » 22
1.3.2.2. - Unità di Tor De‘ Cenci (**TDC**) . . . . . » 23
1.3.3. - Sintema Villa Glori (**VGL**) . . . . . » 24
1.3.3.1. - Formazione di Valle Giulia (**VGU**) . . . . . » 24
1.3.3.2. - Unità del Palatino (**PTI**) . . . . . » 25
1.3.4. - Sintema Torrino (**TNO**) . . . . . » 25
1.3.4.1. - Lave di Vallerano (**LLL**) . . . . . » 25
1.3.4.2. - Unità di Campo Iemini (**IEM**). . . . . » 27
1.3.4.3. - Pozzolane Rosse (**RED**) . . . . . » 27
1.3.4.4. - Formazione di Fosso del Torrino (**FTR**) . . . . . » 27
1.3.4.4.1.- Conglomerato Giallo (**FTR_1**). . . . . » 28
1.3.4.5. - Lave di Fosso Tre Rami (**RMN**). . . . . » 29
1.3.4.6. - Pozzolane Nere (**PNR**) . . . . . » 29
1.3.5. - Sintema Quartaccio (**QTA**). . . . . » 30
1.3.5.1. - Unità di Nuova California (**NCF**) . . . . . » 31

1.3.5.2. - Formazione di Villa Senni (**VSN**) . . . . . » 32
1.3.5.2.1.- Tufo Lionato (**VSN_1**) . . . . . » 32
1.3.5.2.2.- Pozzolanelle (**VSN_2**) . . . . . » 33
1.3.5.3. - Unità di Castelporziano (**CLZ**) . . . . . » 34
1.3.5.4. - Formazione Aurelia (**AEL**) . . . . . » 35
1.3.5.5. - Formazione di Madonna degli angeli (**FKB**) . . . . . » 36
1.3.5.6. - Formazione di Vitinia (**VTN**) . . . . . » 37
1.3.6. - Sintema Campo Selva (**PVS**) . . . . . » 37
1.3.6.1. - Unità di Tenuta di Campo Selva (**TSV**) . . . . . » 38
1.3.7. - Sintema Fiume Aniene (**ANE**) . . . . . » 38
1.3.7.1. - Unità di Riserva della Macchia (**RDM**) . . . . . » 38
1.3.8. - Sintema Fiume Tevere (**SFT**) . . . . . » 39
1.3.8.1. - *maar* di Ariccia . . . . . » 39
1.3.8.1.1.- Unità di Ariccia (**ICA**) . . . . . » 40
1.3.8.2. - *maar* di Valle Marciana . . . . . » 40
1.3.8.2.1.- Unità di Valle Marciana (**MAK**) . . . . . » 41
1.3.8.3. - *maar* di Laghetto . . . . . » 41
1.3.8.3.1.- Unità di Quarto Laghetto (**KLG**) . . . . . » 41
1.3.8.3.2.- Unità di Pavona (**PVN**) . . . . . » 42
1.3.8.4. - *maar* di Albano . . . . . » 43
1.3.8.4.1.- Unità di Montagnaccio (**TGO**) . . . . . » 43
1.3.8.4.2.- Unità di Coste dei Laghi (**DSN**) . . . . . » 45
1.3.8.4.3.- Unità di Corona del Lago (**KRL**) . . . . . » 45
1.3.8.4.4.- Unità del Cantone (**STL**) . . . . . » 46
1.3.8.4.5.- Peperino di Albano (**MNN**) . . . . . » 47
1.3.8.4.6.- Unità di Villa Doria (**SDV**) . . . . . » 49
1.3.8.4.7.- Unità di Albalonga (**UAL**) . . . . . » 50
1.3.9. - LA SUCCESSIONE PLEISTOCENICO SUPERIORE p.p.-OLOCENICA . . . . . » 50
1.3.9.1. - Formazione del Tavolato (**TAL**) . . . . . » 51
1.3.9.2. - Deposito lacustre (**SFT_{e2}**) . . . . . » 52
1.3.9.3. - Detrito di versante (**SFT_a**) . . . . . » 52
1.3.9.4. - Deposito eolico (**SFT_d**) . . . . . » 52
1.3.9.5. - Depositodi spiaggia (**SFT_{g2}**) . . . . . » 52
1.3.9.6. - Deposito alluvionale (**SFT_{ba}**) . . . . . » 53
1.3.9.7. - Deposito alluvionale in evoluzione (**SFT_{bb}**) . . . . . » 53
1.3.9.8. - Depositodi bonifica (**h_{1b}**) . . . . . » 53
1.3.9.9. - Deposito antropico (**h**) . . . . . » 54
2. - ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI . . . . . » 54
2.1. - Il Vulcano dei Colli Albani . . . . . » 54
2.1.1. - *Il Litosoma Vulcano Laziale* . . . . . » 55

2.1.2. - *Il Litosoma Tuscolano-Artemisio* . . . . . » 59
2.1.3. - *Il Litosoma Faete* . . . . . » 60
2.1.4. - *Il Litosoma Via dei Laghi* . . . . . » 61
3. - TETTONICA e VULCANOTETTONICA . . . . . » 62

III - AREE MARINE: ASSETTO TETTONICO, STRATIGRAFICO E MORFO-SEDIMENTARIO . . . . » 67
1. - CENNI STORICI . . . . . » 68
2. - METODOLOGIE E DATI UTILIZZATI . . . . . » 71
3. - UNITÀ APPENNINICHE . . . . . » 73
4. - UNITÀ POSTOROGENE . . . . . » 76
5. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST GLACIALE . . . . . » 77
6. - ASSETTO MORFOSEDIMENTARIO . . . . . » 80
7. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ DEPOSIZIONALI ATTUALI » 83
7.1. - Depositi di spiaggia sommersa (**g_8**) . . . . . » 83
7.2. - Depositi di fronte del delta (**g_6**) . . . . . » 84
7.3. - Depositi di scarpata di prodelta (**g_7**) . . . . . » 84
7.4. - Depositi bioclastici (**g_{12}**) . . . . . » 84

IV - SINTESI DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA ALBANA . . . . . » 85

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA . . . . . » 89
1. - GEOMORFOLOGIA . . . . . » 89
2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DEI COLLI ALBANI *(a cura di G. Capelli e R. Mazza)* . . . . . » 91
3. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ VULCANICHE (*a cura di G. Diano*) » 94
4. - TUFI E POZZOLANE: CENNI STORICI . . . . . » 114
5. - RISCHIO VULCANICO . . . . . » 117
BIBLIOGRAFIA . . . . . » 121

ABSTRACT . . . . . » 136
LEGEND . . . . . » 139

PREMESSA

Uno dei caratteri geologici salienti della regione Lazio è la presenza di un'estesa coltre di vulcaniti di età Pliocenico-Quaternaria depostasi in relazione alle fasi della tettonica estensionale post-miocenica che ha controllato l'evoluzione del margine tirrenico della penisola. La presenza dei terreni vulcanici è determinante per molti dei caratteri geologici della regione Lazio sia in termini di risorse ambientali che di rischi geologici e non è trascurabile il fatto che proprio l'area di sviluppo delle vulcaniti è quella maggiormente interessata dalle attività antropiche. A questo proposito basti ricordare che la città di Roma si sviluppa per quasi la metà sulle propaggini di due distretti vulcanici, quello dei Sabatini a Nord e quello dei Colli Albani a Sud.

Il Foglio 387 "Albano Laziale" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato redatto a partire da rilevamenti originali in scala 1:10.000 condotti tra il 1998 ed il 2001 nell'ambito dell'accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale ed il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università Roma TRE. Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello del riconoscimento e rappresentazione del maggior numero di unità litostratigrafiche e di litofacies riconoscibili sul terreno; per una chiara definizione di queste sono state misurate ed analizzate numerose sezioni stratigrafiche e raccolti campioni per le analisi petrografiche, sedimentologiche e paleontologiche.

Oltre alle tradizionali tecniche di rilevamento di campagna, si è reso necessario integrare i dati con una estesa banca dati di stratigrafie del sottosuolo da sondaggi reperiti *ad hoc* per questo progetto o da opere infrastrutturali di recente realizzazione.

Le distinzioni attuate rispecchiano in parte quelle note in letteratura, ma, oltre al riconoscimento di ulteriori unità litostratigrafiche precedentemente poco o punto descritte, l'integrazione con il criterio di rappresentazione con Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi ha consentito di ricostruire una gerarchia di eventi e

di restituirla cartograficamente.

Per ragioni di sintesi espositiva e di rappresentabilità cartografica non è stato possibile conservare nella carta in scala 1:50.000 tutte le distinzioni operate nel rilevamento alla scala 1:10.000. Quelle più significative vengono comunque citate nelle presenti note. In particolare queste riduzioni riguardano:

* Orizzonti o livelli che, soprattutto per i depositi distali di unità vulcaniche, presentino spessori non rappresentabili

* Le strutture tettoniche minori per estensione e rigetto

Il rilevamento geologico di terreno per le aree terrestri è stato condotto da A. Esposito, M. Fabbri, G. Giordano, I. Mazzini, S. Rodani, A. Trigari,A. A. De Benedetti e G. Diano diretto da G. Giordano e coordinato da D. De Rita. Le analisi dei foraminiferi sono state effettuate da L. Di Bella (Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma), quelle dei vertebrati da G. Barisone (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma TRE). Le analisi diffrattometriche sono state effettuate da S. Lo Mastro (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma TRE). L'informatizzazione del Foglio è stata curata da A. Cecili (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma TRE) e realizzata da M. Felici. Al reperimento dei dati da sottosuolo ha contribuito R. Mazza.

Per le aree marine il rilevamento è stato coordinato da F.L. Chiocci e G.B. La Monica con il contributo di F. Falese e P. Tortora (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza").

G. Giordano e D. De Rita (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degi Studi "Roma Tre") hanno redatto i capitoli I (Introduzione), II Aree Terrestri, IV (Evoluzione geologica dell'area). Il capitolo III relativo alle aree marine è stato curato da F.L. Chiocci, G.B. La Monica, F. Falese e P. Tortora (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza"). Il capitolo V è stato redatto da G. Capelli e R. Mazza (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degi Studi "Roma Tre") per l'idrogeologia, G. Diano (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degi Studi "La Sapienza") per i caratteri geotecnici delle unità vulcaniche e da G. Giordano per il Rischio Vulcanico.

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 387 "Albano Laziale" è rappresentativo di una porzione del litorale laziale compreso tra la catena appenninica ed il Mar Tirreno. La catena appenninica è un'unità strutturale complessa formatasi prevalentemente tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore con una serie di *thrust* vergenti verso E-NE. Successivamente alle fasi di raccorciamento tettonico, il settore interno della catena ha subito un progressivo processo di estensione verso ovest con la formazione del bacino di retro-arco tirrenico. La successione pre-orogenica non affiora nell'areale del Foglio, ma ne costituisce la struttura profonda ricostruita da indagini geofisiche, da alcuni sondaggi profondi e dallo studio degli *ejecta* vulcanici (Funiciello & Parotto, 1978). La successione carbonatica pre-orogenica mesozoico-cenozoica è costituita da calcari e marne depostisi nei bacini Toscano e Sabino; al di sopra di tali depositi è presente una copertura terrigena, il flysch Ligure, messo in posto per gravità durante le prime fasi dell'orogenesi (Funiciello & Parotto, 1978). Tale successione è strutturalmente organizzata in alti e bassi strutturali legati alla tettonica estensionale spesso sovrimposta su *thrust* preesistenti a direzione NO-SE. Il tetto della successione è stato intercettato a profondità diverse, da un minimo di poche centinaia di metri (sondaggio Falcognana; AGIP, dati inediti) ad un massimo di oltre 1300 m al di sotto del piano campagna (sondaggio Circo Massimo; Signorini, 1939). Le indagini a mare, svolte per la redazione di questo foglio geologico, hanno individuato l'emergenza di un alto strutturale costituito dalla formazione della Pietraforte in corrispondenza delle secche di Tor Paterno.

Lungo il margine tirrenico, la sedimentazione terrigena marina post-orogenica iniziò diacronicamente durante il Messiniano-Pliocene inferiore, al di sopra del basamento meso-cenozoico deformato. Lo sviluppo pre- e sin-deposizionale de-

gli alti e dei bassi strutturali, assieme al *rebound* isostatico del margine tirrenico che ha accompagnato la transizione dalla fase orogenica a quella post-orogenica, ha dato origine a diversi bacini sedimentari, orientati principalmente NO-SE.

Durante il Pleistocene inferiore la costa laziale assunse approssimativamente il suo aspetto attuale, con una regressione da ambiente di mare aperto a continentale. A partire dal Pleistocene medio, sei distretti vulcanici principali eruttarono migliaia di chilometri cubi di magma generalmente a composizione ricca in potassio, collettivamente noti come Provincia Magmatica Romana (Washington, 1906; Conticelli e Peccerillo, 1992), cui appartiene il vulcano dei Colli Albani.

La conseguente messa in posto di un notevole volume di strati ignimbritici ha conferito alla regione una morfologia piuttosto dolce, che è stata ripetutamente incisa durante le epoche di basso stazionamento marino e colmata durante i periodi di risalita.

Il Foglio 387 "Albano Laziale" comprende una successione di unità comprese fra le unità alloctone liguri della Pietraforte coperte in discordanza dai depositi neoautoctoni di mare aperto della formazione di Monte Vaticano (Pliocene) e la complessa successione di ambiente francamente continentale, sedimentaria, vulcanica e vulcanosedimentaria del Pleistocene medio-Olocene. All'interno della successione sono presenti molte superfici di discontinuità sia regionali sia locali, che illustrano le complesse relazioni tra tettonica, vulcanismo e sedimentazione.

Le superfici di *unconformity* di importanza regionale più antiche sono molto poco esposte e si riferiscono al tetto delle coltri liguri e alla *unconformity* interna alla formazione di Monte Vaticano di età medio-pliocenica (Capitolo II, § 1.2). La successiva *unconformity* è riferibile ad un'età compresa tra la parte alta del Pliocene e la parte bassa del Pleistocene inferiore e si riconosce alla base dei sedimenti marini del Pleistocene inferiore della formazione di Monte Mario (Capitolo II, § 1.2.1), mentre al suo tetto si riconosce la successiva superficie che ospita al di sopra i sedimenti continentali del paleodelta del Tevere (formazione di Ponte Galeria, Capitolo II, § 1.3.1.1). Più recenti di questa superficie se ne riconoscono altre che sono legate alle principali oscillazioni del livello marino durante il Pleistocene medio e superiore colmate da depositi in facies fluvio-lacustri lungo la valle del Tevere e marini lungo la costa (formazione di S. Cecilia, Capitolo II, § 1.3.2.1; formazione di Valle Giulia, Capitolo II, § 1.3.3.1; formazione di Fosso del Torrino, Capitolo II, § 1.3.4.4; formazione Aurelia, Capitolo II, § 1.3.5.4; formazione di Vitinia, Capitolo II, § 1.3.5.6; unità di Tenuta Campo Selva, Capitolo II, § 1.3.6.1; unità di Riserva della Macchia, Capitolo II, § 1.3.7.1).

L'attività del vulcano dei Colli Albani è caratterizzata dalla messa in posto a partire dal Pleistocene medio di una complessa successione di depositi ignimbritici, da colata di lava e subordinatamente da caduta e da *lahar,* che costituiscono quattro distinti apparati eruttivi, o litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio, Litosoma Faete e Litosoma Via dei Laghi, Capitolo II, § 2). Nell'areale del Foglio affiorano i prodotti di tre di questi litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio e Litosoma Via dei Laghi).

La scoperta di depositi vulcanici e vulcanoclastici recenti associati al *maar* di

Albano (formazione del Tavolato, Capitolo II, § 1.3.9.1), non rilevati dalla cartografia precedente, è una delle novità di questo Foglio e consente di ridefinire il vulcano dei Colli Albani come un vulcano attivo e quiescente (Funiciello *et alii*, 2002; 2003; De Benedetti *et alii*, 2008).

Dal punto di vista tettonico le strutture principali che attraversano il Foglio sono l'alto strutturale di Pomezia, a direttrice NO-SE, ed il *graben* trasversale di Ardea, attivo per tutto il Pleistocene, le cui faglie bordiere sono attualmente sede di risalita di fluidi perivulcanici (Capitolo II, § 3). Nella zona di Albano – Ariccia invece è stata individuata la prosecuzione occidentale della struttura calderica dei Colli Albani, sepolta dai prodotti freatomagmatici recenti.

2. - STUDI PRECEDENTI

La geologia dell'area romana e dei Colli Albani è stata investigata per oltre due secoli e mezzo ed esiste una vasta letteratura sui vari aspetti stratigrafici e strutturali sia delle successioni sedimentarie che vulcaniche. Rimandando per una trattazione più specifica alle singole voci, ci limitiamo qui a indicare le linee generali su cui si è in passato organizzata la ricerca, riassunte per grandi temi:

* La natura dei sedimenti marini plio-pleistocenici, il loro contenuto fossilifero ed in particolare il significato del limite Pliocene-Pleistocene sono stati indagati da molti autori, tra cui possiamo ricordare Brocchi (1820), Ponzi (1875; 1876), Verri (1915), Cerulli Irelli (1905), Blanc *et alii* (1953), Conforto (1962), Alberti *et alii* (1967), Ambrosetti & Bonadonna (1967), Bonadonna (1968), Bigazzi *et alii* (1973), Cosentino *et alii* (2008a,b).

* L'assetto strutturale e stratigrafico del substrato è stato ricostruito sia attraverso l'analisi delle stratigrafie dei sondaggi profondi e degli xenoliti delle unità freatomagmatiche da Funiciello & Parotto (1978) e da Amato & Valensise (1988), sia attraverso indagini gravimetriche in Toro (1976), Di Filippo & Toro (1980; 1995). Metodi di inversione di dati sismici sono invece stati utilizzati per individuare la struttura crostale per la zona dei Colli Albani in Cimini *et alii* (1994), Chiarabba *et alii* (1994; 1997). La struttura del graben di Ardea è stata indagata in Faccenna *et alii* (1994).

* I sedimenti continentali fluviali e costieri dell'area romana e laziale in genere sono stati oggetto di numerosi studi specifici per quanto riguarda l'importanza dei periodi glaciali nella formazione delle superfici di inconformità in Blanc (1942a,b), Ambrosetti & Bonadonna (1967), Bonadonna & Bigazzi (1969), Manfredini (1990), mentre l'architettura interna delle successioni sedimentarie è stata studiata in Bellotti *et alii* (1993), Conato *et alii* (1980), Malatesta & Zarlenga (1985; 1986a,b, 1988), Gliozzi *et alii* (1986), Marra *et alii* (1998), Milli (1994; 1997), Carboni (1980, 1993), Carboni & Iorio (1997). Il contributo del vulcanismo ai processi sedimentari è stata messa in luce da una serie di lavori negli anni '90 tra cui Cavinato *et alii* (1993), mentre la definizione di depositi vulcanoclastici sineruttivi ed intereruttivi è stata affrontata in Giordano *et alii* (2002b).

La geometria dei terrazzi costieri è stata analizzata da Basili & Bosi (1996). Un recente lavoro complessivo sugli aspetti su elencati è di Giordano *et alii* (2002c). Per quanto riguarda i ritrovamenti paleontologici ed archeologici, l'area romana è ricca di siti di grande importanza per cui si rimanda per la bibliografia al recente lavoro di Cavarretta *et alii* (2001 e bibliografia ivi contenuta).

* La successione vulcanica albana è stata oggetto di innumerevoli studi di carattere stratigrafico, strutturale, petrografico, geochimico e vulcanologico. In questa sede rimandiamo principalmente ai due volumi monografici esistenti che coprono tutti gli aspetti su elencati, il Fornaseri, *et alii* (1963) ed il Trigila (a cura di) (1995) e bibliografie ivi contenute. L'inquadramento del vulcanismo dal punto di vista geochimico e nel contesto geodinamico può essere trovata in Marinelli (1975), Cox *et alii* (1976), Di Sabatino (1979), Cundari (1980), Peccerillo & Manetti (1985), Conticelli *et alii* (1986), Locardi *et alii* (1986), Beccaluva *et alii* (1991), Serri (1991), Barberi *et alii* (1994), Dallai *et alii* (2004). Aspetti gemorfologici e strutturali si possono trovare in Funiciello & Parotto (1968), Maino *et alii* (1969), Caputo *et alii* (1974), Feroci *et alii* (1987), Funiciello *et alii* (1987), De Rita *et alii*, (1992). Lavori più recenti hanno messo in luce l'attività vulcanica molto recente e la forte attività di degassamento che ridefinisce il vulcano come attivo in Funiciello *et alii* (2002, 2003), Carapezza *et alii* (2005), Carapezza & Tarchini (2007), De Benedetti *et alii* (2008), Anzidei *et alii* (2008). Per quanto riguarda la geocronologia radiometrica, i dati sono spesso difformi a seconda delle metodologie e si rimanda ai vari lavori di Gasparini & Adams (1969), Biddittu *et alii* (1979), Radicati Di Brozolo *et alii* (1981), Bernardi *et alii* (1982), Fornaseri (1985), Fornaseri & Cortesi (1989); Villa (1992), Voltaggio *et alii* (1994), Voltaggio & Barbieri (1995), Karner *et alii* (2001), Soligo *et alii* (2003). Marra *et alii* (2003), Freda *et alii* (2006), De Benedetti *et alii* (2008). L'organizzazione stratigrafica complessiva e l'assetto vulcanotettonico dei Colli Albani sono stati recentemente ridiscussi e ridefiniti in Giordano *et alii* (2006).

* Per quanto riguarda la cartografia dell'area romana e albana, vanno ricordate le carte in scala 1:15.000 del Tellini (1893) e del Verri (1915), il Foglio "Roma" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 150 "Roma", Alberti *et alii*, 1967), le carte delle monografie per la regione dei Colli Albani di Fornaseri *et alii* (1963) in scala 1:100.000, di De Rita *et alii* (1988) in scala 1:50.000. Ventriglia (2002) ha pubblicato una carta in scala 1:10.000 della Provincia di Roma, mentre la cartografia in scala 1:10.000 che ha costituito la base della presente carta è pubblicata a cura del Dipartimento di Scienze Geologiche, del Servizio Geologico d'Italia e del Comune di Roma in Funiciello & Giordano (2008) ed uno stralcio in Giordano *et alii* (2004). L'intero Comune di Roma è infine cartografato in scala 1:50.000 in Funiciello, Giordano & Mattei (2008).

II – AREE TERRESTRI

1. STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio 387 "Albano Laziale" appartengono alla successione post-orogena del margine tirrenico laziale ed hanno età comprese tra il Pliocene inferiore e l'Olocene.

L'obiettivo principale della rappresentazione cartografica è stato quello di rendere conto della effettiva variabilità verticale e laterale di litofacies presenti all'interno delle singole unità litostratigrafiche riconosciute. L'organizzazione stratigrafica a limiti inconformi ha consentito di individuare "pacchi" di rocce delimitati da superfici a differente ordine gerarchico, ovvero con differente sviluppo areale (Salvador, 1987a,b). Nella descrizione che segue le unità litostratigrafiche verranno dunque presentate, in accordo con l'organizzazione stratigrafica delle UBSU, all'interno dei supersintemi e dei sintemi a cui appartengono.

Quando non accompagnate dalle citazioni in legenda, le indicazioni biostratigrafiche e petrografiche sono originali, condotte su campioni appositamente raccolti ed analizzati.

Per quanto riguarda la stratigrafia delle unità vulcaniche, uno degli obiettivi principali è stato quello di rappresentare i depositi relativi ai processi di ridistribuzione, immediata e non, dei prodotti primari in relazione al riequilibrio delle condizioni di sedimentazione durante e dopo l'immissione, nell'ambiente circostante il vulcano, di cospicue masse di sedimenti vulcanoclastici. Queste masse di sedimenti vulcanoclastici sono state nel passato per lo più cartografate in modo indifferenziato senza alcuna relazione con le fasi eruttive e di quiescenza del vulcano, perdendo così l'opportunità di rappresentare in modo leggibile i processi relativi ai momenti di non attività del vulcano, peraltro sempre più lunghi di quelli di attività.

Per poter raggiungere gli obiettivi descritti si è reso necessario adottare un

criterio stratigrafico che permettesse l'identificazione degli eventi eruttivi e di quelli intereruttivi e quindi di valutare la loro influenza in relazione agli equilibri del sistema sedimentario circostante, a sua volta condizionato da eventi a scala regionale, quali la tettonica ed i cambiamenti climatici. Tale metodo ha consentito di realizzare la correlazione laterale tra le sequenze dell'ambiente costiero e fluviale, quelle dell'ambiente di transizione al vulcano ed il vulcano stesso, tenendo presente la diversa scala temporale con cui tali sequenze si realizzano naturalmente. Ad esempio le superfici di discontinuità rilevabili all'interno di una sequenza vulcanica avranno un carattere locale piuttosto che regionale e quindi saranno circoscritte ad un singolo centro o complesso vulcanico. E' altresì vero che la ridistribuzione dei prodotti vulcanici primari nell'ambiente di sedimentazione circostante dipende anche dagli equilibri costieri e climatici che si svolgono a scala regionale e con ordini temporali maggiori. Dal confronto degli ordini gerarchici delle superfici identificate e dalla comprensione del loro significato sull'evoluzione degli ambienti adiacenti sarà possibile leggere le reciproche relazioni degli eventi verificatisi in un area (De Rita *et alii*, 2000). Se ad esempio una superficie di discontinuità connessa alle oscillazioni del livello del mare e quindi di importanza regionale non viene registrata o non corrisponde ad una superficie di discontinuità significativa nell'evoluzione del vulcano, allora potremo ipotizzare che in quella fase dell'evoluzione regionale i processi di evoluzione magmatica del vulcano agivano indipendentemente dagli effetti climatici. Se esiste coincidenza è invece possibile ipotizzare che l'evoluzione del vulcano abbia in qualche modo risentito dell'effetto climatico.

Nella legenda del Foglio le unità litostratigrafiche sono organizzate sia in Unità a Limiti Inconformi con la nomenclatura classica (supersintema, sintema), sia, solo per le unità vulcaniche primarie ed i loro prodotti di rimaneggiamento sineruttivo ed intereruttivo, in unità litosomatiche. Il litosoma comprende l'insieme di rocce che determinano una morfologia unitaria (ad esempio un cono vulcanico) derivate da una successione di unità eruttive legate sia cronologicamente sia geneticamente, ed è delimitata da superfici di discontinuità significative alla scala della vita di un vulcano.

Per quanto riguarda l'analisi dei depositi vulcanoclastici presenti nelle aree di transizione tra un vulcano e l'adiacente ambiente sedimentario è stata messa a punto una metodologia di raccolta dati sul terreno che permettesse un'analisi di facies in grado di consentire la distinzione di fasi di deposizione sineruttive da fasi di deposizione intereruttive (Smith, 1987, 1991; De Rita *et alii*, 2000; Giordano *et alii*, 2002b).

Nei periodi sineruttivi, ossia immediatamente seguenti ad un evento eruttivo, le fasi di erosione, trasporto e sedimentazione del ciclo sedimentario possono esplicarsi su ingenti volumi di materiali, messi a disposizione dall'attività vulcanica. I periodi in cui si ha la sedimentazione sineruttiva sono di breve durata; essi sono separati da periodi intereruttivi, relativamente più lunghi, in cui l'influenza del vulcanismo sulla sedimentazione è invece minima, e la quantità di materiali ridistribuiti nell'ambito dei normali processi sedimentari è decisamente minore.

Il passaggio da condizioni intereruttive a condizioni sineruttive è un passaggio brusco e coincide in altri termini con il verificarsi di un episodio eruttivo. Quest'ultimo infatti può riflettersi pressochè istantaneamente nel record sedimentario delle zone circostanti al centro eruttivo, rappresentando un input in grado di indurre l'aggradazione di notevoli spessori di depositi rimaneggiati praticamente monogenici (De Rita *et alii*, 2002a). Tale influenza può inoltre perpetrarsi per anni o per decenni dopo il termine dell'attività vulcanica. Il passaggio da condizioni sineruttive ad intereruttive avviene in maniera molto più graduale attraverso un progressivo ristabilimento delle condizioni preeruttive e la reincisione delle successioni sineruttive aggradanti.

Alcuni dei criteri utilizzati per distinguere i depositi rimaneggiati sineruttivi da quelli intereruttivi sono i seguenti:

- la composizione del sedimento: come accennato, i depositi sineruttivi sono tipicamente monogenici o comunque dominati dalle litologie relative al materiale primario vulcanico da cui derivano;
- la granulometria del deposito: i depositi sineruttivi, quando relativi ad episodi esplosivi, sono ricchi di materiale cineritico e dunque presentano granulometria sabbioso-limosa mentre facies ghiaiose sono più abbondanti nei depositi intereruttivi;
- la litofacies: i depositi sineruttivi sono generalmente malclassati e da massivi a malstratificati, riflettendo l'abbondanza di sedimento disponibile rispetto alle quantità di acque. Le facies sono quelle tipiche dei *debris flow* e dei flussi iperconcentrati.
- la geometria del deposito: depositi sineruttivi sono aggradanti e presentano una grande estensione areale. Al contrario le facies intereruttive sono solitamente confinate all'interno di valli incise.

Mentre l'aggradazione dei depositi sineruttivi è indotta dall'attività vulcanica, lo sviluppo dei depositi intereruttivi è pressochè indipendente dal vulcanismo e richiede l'intervento di altri processi, fra i quali la subsidenza del bacino è probabilmente il più importante nonchè quello che consente la conservazione di rilevanti spessori di materiale.

Questa metodologia è stata particolarmente utile per la definizione delle fasi più recenti del vulcanismo albano (Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005, De Benedetti *et alii*, 2008).

Va sottolineato che le unità litostratigrafiche sono sempre seguite dal nome del toponimo dove sono meglio esposte, tranne laddove siano disponibili in letteratura nomi di consolidata tradizione e di univoca attribuzione, come ad esempio Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere ecc.

I paragrafi seguenti, descrittivi delle unità cartografate, sono organizzati secondo la gerarchia delle UBSU riconosciute. In tabella 1 si riportano le corrispondenze stratigrafiche delle unità rappresentate nei fogli alla scala 1:50.000 "Tarquinia", "Montato di Castro", "Tuscania", "Ronciglione" e "Roma", e la probabile collocazione temporale in termini di oscillazioni del livello marino.

Tab. 1 – *Corrispondenza tra UBSU istituite nei fogli geologici dell'area laziale.*

<table>
<tr><th></th><th>fogli "Tuscania" e "Ronciglione"</th><th>fogli "Montalto di Castro" e "Tarquinia"</th><th>fogli "Roma" e "Albano Laziale"</th><th>Stage isotopici di riferimento (superf. di base)</th></tr>
<tr><td>SUPERSINTEMI</td><td colspan="3">SINTEMI</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="6">AURELIO – PONTINO
AU</td><td>FIUME MARTA
FUM</td><td>FIUME MARTA
FUM</td><td>FIUME ANIENE
ANE</td><td>6</td></tr>
<tr><td>Fiume Fiora
FUF</td><td>Fiume Fiora
FUF</td><td>Campo Selva
PVS
(solo nel Foglio "Albano Laziale")</td><td>8</td></tr>
<tr><td>Barca di Parma
BPM</td><td>Barca di Parma
BPM</td><td>QUARTACCIO
QTA</td><td>10</td></tr>
<tr><td rowspan="3">BIEDANO
BDA</td><td rowspan="3">BIEDANO
BDA</td><td>TORRINO
TNO</td><td>12</td></tr>
<tr><td>VILLA GLORI
VGL</td><td>14</td></tr>
<tr><td>FLAMINIA
LMN</td><td>16</td></tr>
<tr><td></td><td>San Marcello
ELO</td><td>MAGLIANA
MNL</td><td>22</td></tr>
<tr><td>ACQUATRAVERSA
AE</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

1.1. - DEPOSITI DEL DOMINIO LIGURE E DEPOSITI MARINI PLIOCENICI

Della successione di sedimenti pliocenici di mare aperto che costituiscono i depositi più antichi in affioramento nell'area romana non è esposta la base. Essa è tuttavia nota da alcuni sondaggi profondi perforati nell'area e risulta poggiante su flysch di tipo liguride. In particolare nel sondaggio Circo Massimo (Signorini, 1939) è posta a circa – 900 m s.l.m., nei sondaggi Roma 1 e Roma 2, siti ad ovest di Roma (Conforto, 1962), la base è posta tra - 350 m e - 400 m s.l.m., mentre nel sondaggio Falcognana 1, a sud, la base è posta a circa -300 m s.l.m. (Agip, 1990, dati inediti). La forte articolazione del substrato su cui poggia la successione e le attribuzioni cronobiostratigrafiche riportate in letteratura suggeriscono una forte

azione della tettonica durante la sedimentazione (Figura 1).

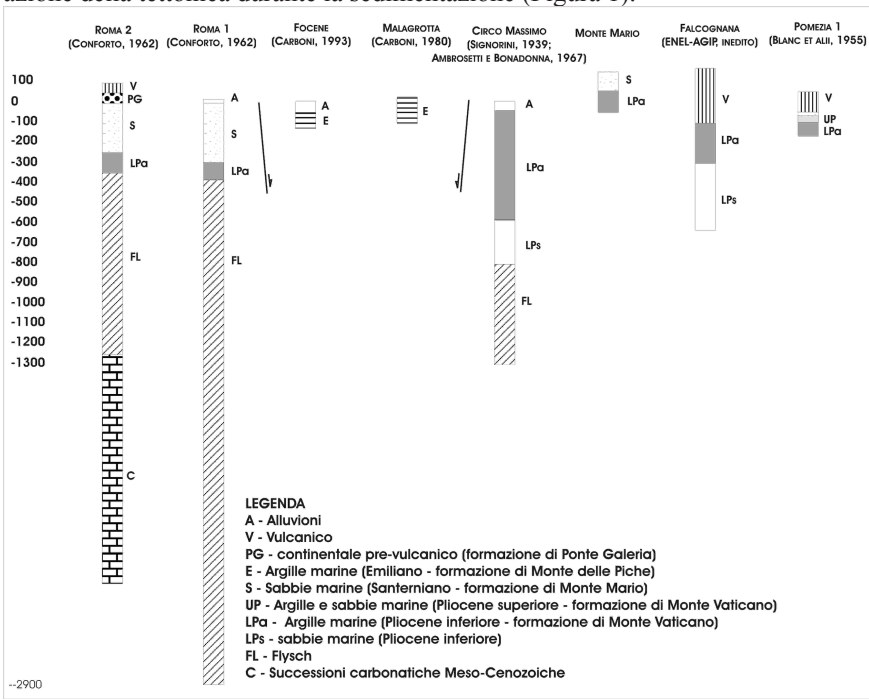


Fig. 1 - *Correlazione tra dati di pozzi profondi perforati nell'area romana (modificato da* FUNICIELLO & PAROTTO, 1978).

1.1.1. - PIETRAFORTE (**PTF**)

Nel corso dei rilievi subacquei condotti per la parte a mare del Foglio "Albano Laziale", sono stati campionati, in corrispondenza delle Secche di Tor Paterno, depositi attribuibili alla formazione della Pietraforte appartenente al flysch di dominio ligure. Si tratta di areanaria fine di colore bruno-ocraceo per alterazione, costituita di quarzo, plagioclasio, calcite, dolomite e miche, con litoclasti carbonatici e metamorfici.

Tali ritrovamenti verranno descritti più approfonditamente nella parte III delle Note Illustrative (Capitolo III, § 3), ma è importante qui menzionare che, ed è novità importante di questo lavoro, l'articolazione del substrato pre- e sin-orogenico è tale da portare in affioramento le unità liguridi a pochi chilometri dalla costa.

Cretacico superiore.

1.1.2 - Formazione di Monte Vaticano (**MVA**)

Nella zona del Foglio compresa tra Pomezia e il mare, sono presenti alcuni affiormenti di sedimenti marini pliocenici di mare aperto, in corrispondenza di un alto strutturale a direttrice NO-SE parallelo alla costa. Sedimenti litologicamente e cronologicamente correlabili con questi affiorano nell'area di Roma alla base di Monte Mario e costituiscono la formazione di Monte Vaticano (vedi Funiciello & Giordano, 2008b).

Lungo la struttura di Pomezia vengono riconosciuti due membri di seguito descritti.

1.1.2.1. - Membro di Pratica di Mare (**MVA_1**)

Argille, argille limose e sabbie fini a *Globorotalia puncticulata* (Argille Azzurre *Auct*.). La successione affiorante è costituita, alla base, da alternanze di argille grigie e argille sabbiose avana. La componente sabbiosa è calcarea; nelle argille sono a luoghi presenti frammenti di gusci di molluschi marini. L'ambiente è batiale superiore.

L'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza una associazione a foraminiferi riferita alla zona MPL4a, permettendo di ascrivere questi campioni allo Zancleano superiore (zona a *Globorotalia puncticulata*).

Questi sedimenti affiorano in modo esteso in riva destra del fosso a monte della strada provinciale Pratica di Mare, e in corrispondenza della cava dismessa (ora adibita a laghetto di pesca sportiva) sottostante il borgo di Pratica di Mare. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 15 m.

Pliocene inferiore p.p.

1.1.2.2. - Membro di Campo Ascolano (**MVA_2**)

Argille ed argille sabbiose grigie e azzurre, a *Globorotalia inflata* e *Globorotalia aemiliana* (Argille Azzurre *Auct*.). L'ambiente è batiale superiore. Questo membro è costituito da litotipi più marcatamente sabbiosi, con componente argillosa subordinata. Localmente si rinvengono dei livelli calcarenitici, dello spessore massimo di circa 20 cm, con resti di molluschi. La componente sabbiosa, a luoghi grossolana, è calcarea. I granuli sono subangolosi e possono essere costituiti da frammenti di gusci. Nella parte superiore della successione sono presenti ghiaie costituite da ciottoli calcarei e calcareo-marnosi, arrotondati, di dimensioni massime 8 cm.

L'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza una associazione a foraminiferi riferita alla zona MPL5a, permettendo di ascrivere questi campioni all'intervallo Piacenziano superiore-Gelasiano (zona a *Globorotalia aemiliana*). La parte alta della successione è risultata spesso sterile o caratterizzata esclusivamente da forme costiere, non diagnostiche a livello cronologico. In ogni caso queste forme testimoniano un mare basso, caratterizzato da alta energia.

Il passaggio dal sottostante membro di Pratica di Mare (Pliocene inferiore) non è facilmente identificabile in campagna. Si tratta comunque di un probabile contatto inconforme, in quanto lungo il Fosso di Pratica di Mare il sottostante membro di Pratica di Mare mostra una giacitura NE-SO, mentre i termini del membro di Campo Ascolano sono suborizzontali. Inoltre c'è una marcata diminuzione della matrice argillosa a favore dello scheletro sabbioso sempre più grossolano.

Nell'area di Pomezia il tetto si attesta a quote comprese tra i 47 e i 66 metri. Verso Sud, tra Pratica di Mare e S. Maria delle Vigne, il substrato sale progressivamente, individuando un piccolo alto in corrispondenza del quale, nella sezione Torvaianica, è ubicata una cava di argilla (Cava Tacconi).

Lo spessore massimo affiorante di questa successione è di circa 28 m , presso il borgo di Pratica di Mare. E' stato rinvenuto sia in riva destra che in riva sinistra del Fosso di Pratica, lungo il Fosso di Campo Ascolano e il suo affluente di destra.

Pliocene medio p.p. – superiore p.p.

1.2. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (**AE**)

Il limite tra la formazione di Monte Vaticano e la successiva formazione di Monte Mario è inconforme. Questa superficie discordante si estende ben oltre l'area del Foglio ed ha per questo un significato regionale (Cosentino *et alii*, 2008a,b). Essa rappresenta il passaggio tra il Pliocene ed il Pleistocene nell'area romana (Blanc, 1942a,b; Ambrosetti & Bonadonna, 1967; Bonadonna, 1968; Conato *et alii*, 1980) ed è identificata come superficie di base del supersintema Acquatraversa, il cui nome è anche un tributo alla ricostruzione di Bonadonna (1968), che indicò come "Fase erosiva dell'Acquatraversa" il periodo di formazione di questa superficie di *unconformity*. Peraltro questa discordanza segna il passaggio dalle facies di ambiente batiale della formazione di Monte Vaticano all'ambiente di acqua molto più sottile della sovrastante formazione di Monte Mario che va da infralitorale esterno a transizionale. Questa superficie segna dunque l'inizio di un significativo sollevamento regionale avvenuto tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore basale.

La superficie discordante che chiude al tetto questo supersintema è quella che segna la definitiva continentalizzazione dell'area romana e viene descritta nel successivo paragrafo 1.3.

1.2.1. - Formazione di Monte Mario (**MTM**)

Alla base sabbie cementate (panchina) contenenti abbondante fauna a molluschi (*Modiolus adriaticus, Dosinia lupinus, Clamys septemradiata, Arctica islandica*), cui seguono sabbie grigie con la medesima fauna, al tetto argille debolmente limose con *Bulimina aetnea* (*Seguenza*), con stratificazione appena accennata ed evidenti tracce di bioturbazione. Ambiente da infralitorale esterno a

transizionale. Spessore massimo in affioramento di 4 metri nella Cava Tacconi presso Torvaianica. Una descrizione dettagliata di questa unità è in Dai Pra & Arnoldus-Huyzendveld (1984) che osservarono i tagli di Cava Tacconi nella zona di Pomezia-Torvaianica prima dell'abbandono della cava.

Pleistocene inferiore p.p. (Santerniano p.p.)

1.3. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (**AU**)

Il limite tra il supersintema Acquatraversa ed il successivo supersintema Aurelio-Pontino è la superficie di *unconformity* che segna il definitivo passaggio nell'area romana da ambienti prevalentemente marini sviluppatisi tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore fino all'Emiliano (formazione di Monte delle Piche affiorante nel Foglio 374 "Roma"), ad ambienti francamente continentali. La superficie erosiva si sviluppa a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore (Fase erosiva Cassia di Ambrosetti & Bonadonna, 1967) per motivi legati sia al sollevamento regionale del margine tirrenico, sia all'azione della tettonica locale e principalmente al sollevamento dell'alto di Pomezia, sia a fattori climatici. La sedimentazione accolta da questa *unconformity* inizia prima dell'inizio del vulcanismo potassico nell'area (Sintema Magliana), influenzata solo dagli apporti del paleo-Tevere, e prosegue poi, con l'inizio dell'attività vulcanica, con il contributo prevalente, ma discontinuo, degli apporti vulcanoclastici.

1.3.1. - Sintema Magliana (**MNL**)

Il sintema Magliana è rappresentato alla base da una superficie erosiva planare che accoglie la formazione di Ponte Galeria in facies transizionale di piana deltizia. Questa superficie si presenta dislocata lungo le principali faglie che interessano l'area, soprattutto nella zona del *graben* di Ardea (Capitolo II, § 3) (Alberti *et alii*, 1967; Ambrosetti & Bonadonna, 1967, Bonadonna, 1968, Conato *et alii*, 1980, Manfredini, 1990; Funiciello & Giordano, 2008a,b).

1.3.1.1. - Formazione di Ponte Galeria (**PGL**)

La formazione di Ponte Galeria è tra le unità più studiate dell'area romana, sia per il suo contenuto paleontologico di vertebrati, sia perché i conglomerati e le argille che la costituiscono sono stati e sono tutt'ora cavati per usi edilizi. La superficie di base è planare e poggia sui termini marini plio-pleistocenici. La serie tipica di questa unità è stata descritta da Conato *et alii* (1980, "*Ponte Galeria Formation*") ed è composta dal basso verso l'alto da: 1) conglomerati di ambiente fluviale (Conglomerati basali *Auctt*.), 2) argille grigio-azzurre ad *Helicella ericetorum* di laguna (Argille ad *Helicella Auctt*.); 3) conglomerati e sabbie

gialle ad *A. islandica* di ambiente di spiaggia, 4) sabbie e ghiaie a laminazione incrociata (Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata *Auctt*.); 5) argille a *Venerupis senescens*, (Argille a *Venerupis Auctt*.); 6) sabbie salmonate di ambiente eolico (Sabbie salmonate *Auctt*.). Queste distinzioni compaiono pressochè identiche in tutti gli studi successivi (Bellotti *et alii*, 1994; Marra & Rosa, 1995; Milli, 1997; Marra *et alii*, 1998). Per ciò che concerne l'età, Kotsakis *et alii* (1992) hanno proposto che la porzione basale sia attribuibile al Pleistocene inferiore per la polarità magnetica inversa riscontrata nella Argille ad *Helicella* e precisamente alla fase fredda corrispondente allo *stage* isotopico 22 per l'associazione faunistica contenuta, mentre Marra *et alii* (1998) propongono che sia correlabile con gli *stages* 20-19. La polarità diretta delle Argille a *Venerupis* indicherebbe il passaggio al Pleistocene medio, corrispondente ad un intervallo compreso tra gli stages isotopici 19 e 17, confermata anche dalla datazione di un livello di tefra a 753±17 ka (Marra *et alii*, 1998). Tra la parte bassa e la parte alta della formazione di Ponte Galeria sarebbe dunque presente una superficie di *unconformity* legata ad una oscillazione del livello marino, superficie già segnalata da Conato *et alii* (1980).

Nell'area del Foglio affiorano solo i termini superiori attribuibili al Pleistocene medio ed indicati qui e nel Foglio 374 "Roma" come membro della Pisana (cf. Funiciello & Giordano 2008a,b)

1.3.1.1.1. - Membro della Pisana (**PGL_3**)

Litofacies conglomeratico-sabbiosa (PGL_{3a}). Ghiaie in matrice sabbioso-quarzosa giallastra, generalmente poco cementate, costituite da ciottoli eterometrici, arrotondati e appiattiti, calcarei (80%) e silicei della serie sabina meso-cenozoica, con diametro massimo di 12 cm, a stratificazione parallela e incrociata a basso angolo. All'interno sono presenti lenti sabbiose a laminazione incrociata, e argillose. Verso l'alto le ghiaie passano gradualmente a sabbie medio-grossolane con frequenti lenti ghiaiose. Possono essere presenti fossili di lamellibranchi e gasteropodi e fori di litodomi. Anche l'embriciatura dei clasti mostra una direzione di paleocorrenti prevalenti verso sud-ovest. Ambiente fluvio-deltizio. Lo spessore medio è di circa 14 m (Spinaceto, Fosso di Malafede) e le quote di base sono poste in media sui 6 m s.l.m. (Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata *Auctt*).

Litofacies argilloso-sabbiosa (PGL_{3b}). Alternanze irregolari di argille e argille sabbiose grigie, limi quarzosi da grigi a avana, più sabbiosi verso il tetto. I livelli sabbiosi presentano laminazioni da piano-parallele ad incrociate e presenza di miche e pirosseni. Ambiente da lagunare a litorale; abbondanti i resti di *Cerastoderma Lamarkii, Ostrea edulis* e *Venerupis senescens*. Spessori massimi di 20 m nella zona di Monti della Caccia presso Spinaceto. La superficie di base affiora lungo il Fosso di Malafede ed è posta a circa 20-30 m s.l.m. (Argille a *Venerupis senescens Auctt*.)

Pleistocene medio p.p.

1.3.2. - Sintema Flaminia (**LMN**)

La superficie di base del sintema Flaminia si presenta come una superficie di *unconformity* molto articolata, ad alto rilievo e che ospita al suo interno i primi depositi fluviali e fluvio-palustri dominati dalla componente vulcanoclastica (formazione di S. Cecilia) e dai primi depositi da eruzioni ignimbritiche di grande volume provenienti dai Colli Albani (unità di Tor de' Cenci). L'evento paleogeografico più importante che si realizza con questa superficie è l'assunzione da parte del Tevere di un corso circa identico a quello attuale. Il paleo-Tevere che scorreva infatti verso SE, come testimoniato dai depositi di Fosso della Crescenza affioranti nell'adiacente Foglio 374 "Roma", viene ora risospinto verso nord e forzato a reincidere l'alto di Monte Mario per trovare uno sbocco al mare (cf. Giordano *et alii,* 2002c; Parotto, 2008; Funiciello & Giordano 2008a,b). E' probabile che questo evento si sia realizzato per la messa in posto degli ingenti volumi di materiali vulcanici nella zona dei Colli Albani che hanno progressivamente ostruito il corso del Tevere.

Dal punto di vista della datazione, la superficie corrisponde alla Fase erosiva Flaminia di Ambrosetti & Bonadonna (1967), da cui il nome scelto per il sintema ed è posta a circa 700 ka, in accordo anche con le datazioni dei depositi più antichi dei vulcani albano e sabatino.

1.3.2.1. - Formazione di S. Cecilia (**CIL**)

Nell'areale del Foglio la formazione di S. Cecilia è presente sia in facies fluviale in riva sinistra del Tevere, come riempimento di una superficie di erosione ad alto rilievo, sia lungo la costa con sedimenti di transizione. La facies fluviale è costituita alla base da un conglomerato formato da ciottoli principalmente calcarei in matrice sabbiosa, con feldspati, pirosseni e analcime e livelli ricchi in pomici arrotondate giallastre e grigie. Superiormente si passa a limi sabbiosi e sabbie limose con livelli ghiaiosi, che diventano abbondanti verso l'alto. E' presente localmente un deposito cineritico grigio scuro, con impronte di frustoli vegetali, massivo, con lapilli accrezionari di piccole dimensioni dispersi nella matrice e cristalli millimetrici di analcime, di spessore massimo 1,5 m, attribuibile all'"unità di Trigoria" (De Rita *et alii*, 2002b). Sopra il deposito cineritico sono presenti delle sabbie quarzose rubefatte con abbondanti pirosseni e piccole pomici giallo-grigiastre. Lo spessore massimo è di circa 25 m. Nell'areale di Pomezia - Torvaianica la facies costiera è costituita da alternanze di sabbie silicee, depositi sabbioso-conglomeratici vulcanoclastici a stratificazione incrociata a basso angolo e depositi piroclastici, grigio-giallastri cineritici, da massivi e caotici a stratificati, caratterizzati dalla presenza di pisoliti di cenere (lapilli accrezionari) riferibili alla Successione dei Tufi Pisolitici di De Rita *et alii* (2002b). Nella zona di Ciampino è segnalata la presenza di lave nella stratigrafie di alcuni sondaggi in un intervallo correlabile con la formazione di S. Cecilia. La formazione di S. Cecilia corrispon-

de ai depositi identificati come "*Lacustrine and Marshy deposits*" al tetto della Formazione di Ponte Galeria da Conato *et alii*, 1980, e poi chiamati "*S. Cecilia Unit*" da Marra *et alii*, 1998, che li hanno correlati allo *stage* isotopico 15. Essi rappresentano i depositi di alluvionamento della valle del Tevere successivi alla fase erosiva relativa allo *stage* isotopico 16; la quota di massimo alluvionamento è posta oggi a circa 50 m s.l.m.

Pleistocene medio p.p.

1.3.2.2. - Unità di Tor De' Cenci (**TDC**)

Deposito piroclastico, grigio-giallastro, cineritico, da massivo e caotico a stratificato, caratterizzato dalla presenza, sia nella matrice che in livelli stratificati, di pisoliti di cenere (lapilli accrezionari) fino alle dimensioni di 3 cm. Lo scheletro (< 10%) è composto da scorie e litici lavici in genere di dimensioni inferiori ai 3 cm. Nella matrice sono presenti cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite (<=1% vol). Alla base è presente un deposito cineritico grossolano composto interamente di scorie ben classate di dimensioni medie 1-2 mm, con spessori massimi di 10 cm. Nei primi metri di spessore sono frequenti impronte di tronchi d'albero isoorientate e suborizzontali (Fig. 2). Spessori massimi 10-15 m. Il de-

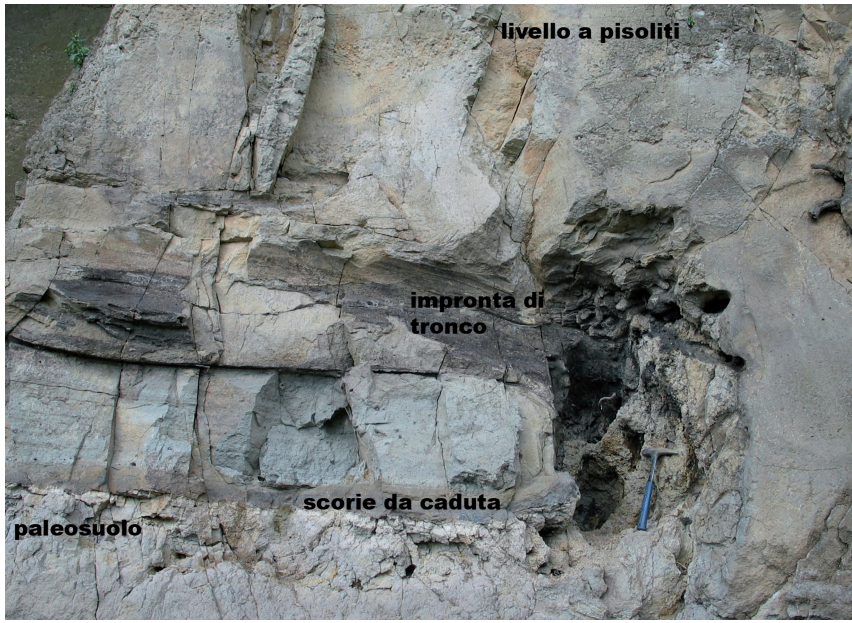


Fig. 2 – *Unità di Tor de'Cenci presso il Fosso di Trigoria. Si notino le impronte di alberi sradicati ed orientati nel senso del flusso (da destra verso sinistra).*

posito è riferibile ad una eruzione freatomagmatica di grande volume con meccanismi di deposizione da caduta (livello di scorie basale) e da colata piroclastica dell'apparato Vulcano Laziale (Tufi Antichi e Tufi Pisolitici *Auctt. p.p.*; I colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988; unità piroclastica di Tor de Cenci di Rosa, 1995; Tufo di Trigoria-Tor de Cenci di Palladino *et alii*, 2001; *Tor de Cenci unit* di De Rita *et alii*, 2002b).

Nella zona di Pratica di Mare questa unità poggia su un ridotto spessore di sabbie silicee di ambiente eolico e fluviale di bassa energia. Palladino *et alii* (2001) indicano una composizione K-foiditica con un contenuto in SiO_2 molto basso tra il 42 ed il 44 %. Affiora tra Pomezia e Acilia. L'unità è datata con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ a 561± 1 ka (Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

1.3.3. - Sintema Villa Glori (**VGL**)

I depositi del sintema Flaminia sono incisi da una superficie ad alto rilievo che è evidente soprattutto nel settore nord del Foglio, lungo il corso del Tevere, dove è possibile osservarla, in riva sinistra, nella zona di Trigoria, lungo il Fosso di Malafede. Le quote più basse della superficie sono piuttosto costanti e variano tra i 15 ed i 20 m s.l.m. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere in questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 14. Villa Glori, la località di riferimento di questo sintema, è situata nel Foglio 374 "Roma".

1.3.3.1. - Formazione di Valle Giulia (**VGU**)

I depositi appartenenti a questa unità sono in discordanza angolare su quelli delle unità precedenti. Sono costituiti da sabbie, limi e argille, a luoghi travertinizzati, a cui si intercalano banconi di travertini fitoclastici e localmente depositi vulcanoclastici. L'ambiente di deposizione è fluvio-palustre. Sono compresi all'interno di questa unità livelli decimetrici di lapilli pomicei bianco-giallastri correlabili ai "Tufi stratificati varicolori di Sacrofano" affioranti nell'areale del Foglio 374 "Roma", ed attribuibili a depositi di ricaduta dell'apparato vulcanico Sabatino (Granturchi *Auctt*.). Lungo il Fosso di Malafede, in sponda destra, in corrispondenza del quartiere di Tor de' Cenci, alla base della successione sono presenti dei depositi sabbiosi clasto-sostenuti, contenenti lapilli scoriacei (60%), analcime e pirosseni, e livelli argilloso-limosi composti da cenere fine che, con molta probabilità rappresentano il rimaneggiamento sineruttivo dell'unità del Palatino (vedi § successivo).

Lungo la via Cristoforo Colombo si osservano alcuni livelli vulcanoclastici sabbioso-ghiaiosi costituiti da scorie grigio-violacee, analcime, pirosseni e litici lavici a testimonianza di un'attività stromboliana non conosciuta. Lo spessore di questa unità è variabile da pochi metri fino ad un massimo di 20 m. Valle Giulia,

la località di riferimento di questa formazione, è situata nel Foglio 374 "Roma". Il nome di questa unità è stato introdotto in Marra & Rosa (1995) e corrisponde in parte alla Formazione di S. Cosimato *p.p*. di Conato *et alii* (1980). Per ciò che concerne l'età questa unità è riferita all'alto stazionamento del livello marino relativo allo *stage* isotopico 13 (Marra & Rosa, 1995) testimoniato anche dalla presenza di fossili relativi a faune salmastre segnalate già da Ponzi (1872).

Pleistocene medio p.p.

1.3.3.2. - Unità del Palatino (**PTI**)

Deposito piroclastico di colore grigio-nerastro, massivo, litoide, a matrice cineritico-lapillosa, scoriacea con abbondante leucite analcimizzata, biotite e rari pirosseni e scheletro (10%) costituito da lapilli scoriacei e litici lavici e olocristallini. Localmente sono presenti clasti di ghiaie calcaree del substrato e frequenti impronte di tronchi d'albero. Alla base è presente un livello di lapilli fini scoriacei e cristalli di leucite analcimizzata con spessore massimo 10 cm da ricaduta. Verso l'alto, a luoghi, è intercalato un livello cineritico ricco di lapilli accrezionari, spesso 20 cm. Spessori dell'unità fino a 5 m. Il chimismo di questa unità è indicato come fono-tefritico in Trigila *et alii*, (1995) e come tefritico in Scherillo (1941). Tufi Antichi e Tufi Pisolitici *Auctt. p.p.* L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbritica a componente freatomagmatica dell'apparato Vulcano Laziale (Fig. 2) ("*Pisolitic tuff succession" p.p*., De Rita *et alii,* 2002). L'età radiometrica indica 533 ±5 ka (Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

1.3.4. - Sintema Torrino (**TNO**)

La superficie di base del sintema Torrino è esposta in tutto l'areale del Foglio. La morfologia ed il rilievo di questa superficie variano fortemente a seconda della paleogeografia. I depositi sottostanti sono incisi fortemente da una superficie ad alto rilievo che è evidente lungo il corso del Tevere, alla base dell'unità delle Pozzolane Rosse. Lontano dalle valli principali, ossia in zone di paleoalto e/o interfluvio, questa superficie si presenta da planare a basso rilievo, generalmente suborizzontale e caratterizzata da estesi paleosuoli. La superficie è correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 12.

1.3.4.1. - Lave di Vallerano (**LLL**)

La lava si presenta di aspetto variabile da grigio scura, a pasta vetrosa con rari fenocristalli di leucite fino a 7-8 mm di diametro, compatta ed a frattura concoide, a grigio-chiara, a pasta microcristallina e micro-vescicolata, con rari

cristalli di leucite e clinopirosseno augitico (2-3 mm) con frattura scheggiosa. Gli spessori massimi da sondaggio raggiungono i 30 m. Superiormente è presente una facies scoriacea di autobreccia. La lava è a luoghi attraversata da bande scoriacee di origine freatoamagmatica sviluppatesi per l'entrata della colata in un bacino lacustre. I depositi lavici fanno parte di un vasto *plateau* (lave di Vallerano, lave della Selcetta, lave di Casal Brunori, lave dell'Acquacetosa, lava della Cecchignola di Fornaseri *et alii*, 1963; De Rita & Rosa, 1991) deposto all'interno di una depressione di origine tettonica nella zona di Vallerano lungo la Via Laurentina, il cui margine meridionale è orientato circa NO-SE. Queste lave sono a tutt'oggi oggetto di un'intensa coltivazione. La lava è nota da dati di sondaggio anche a monte verso la zona centrale del vulcano dei Colli Albani (Fig. 3)(Giordano *et alii,* 2000). La composizione chimica è leucitite nefelinica melilitica secondo Fornaseri *et alii* (1963) e variabile da tefritica a K-foiditica secondo Trigila *et alii* (1995). La datazione più attendibile per queste lave è circa 460 ka ottenuta sia con il metodo K/Ar (Bernardi *et alii*, 1982) che $^{40}Ar/^{39}Ar$ (460 ±4 ka, in Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

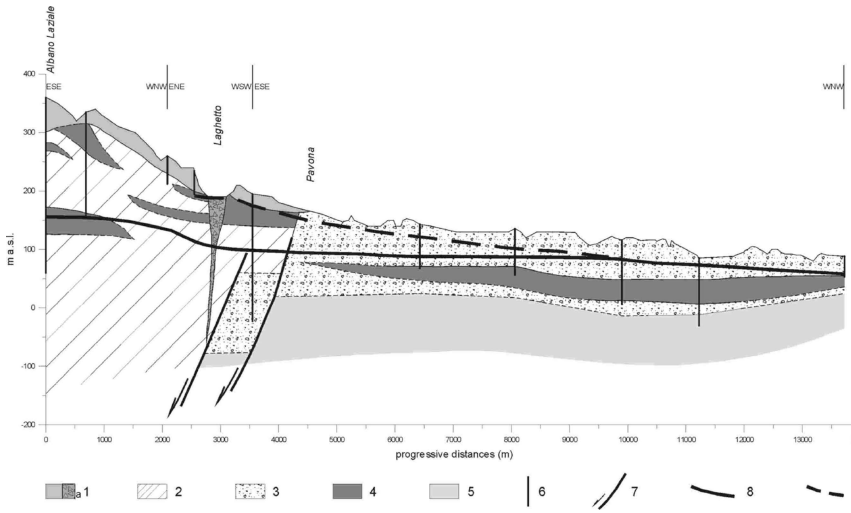


Fig. 3 – *Profilo schematico circa ONO-ESE attraverso l'areale del Foglio (da* Giordano *et alii*, 2000). *Le lave di Vallerano possono essere seguite in sondaggio fino alla zona prossimale. Si noti anche la zona di collasso calderico. Legenda: 1) depositi pre-vulcanici; 2); prodotti del Litosoma delle Faete; 3) ignimbriti del Litosoma Vulcano Laziale; 4) lave (da Pavona verso ONO Lave di Vallerano); 5) prodotti freatomagmatici del Litosoma Via dei Laghi; 6) pozzi; 7) faglie; 8) livello di falda acquifera nel 2000; 9) livello di falda acquifera negli anni '60-'70.*

1.3.4.2. - Unità di Campo Iemini (**IEM**)

Sabbie silicee giallastre medio-grossolane, da massive a stratificate, con stratificazione incrociata a basso angolo di ambiente fluviale di bassa energia ed eolico. Affiorano alla base delle Pozzolane Rosse nella zona di Campo Iemini presso Torvaianica - Ardea, a testimonianza di un ambiente costiero di retroduna. Spessore in affioramento fino a 5 m.

Pleistocene medio p.p.

1.3.4.3. - Pozzolane Rosse (**RED**)

Deposito piroclastico a matrice cineritica grossolana scoriacea, povero della frazione fine, in cui sono disperse scorie rosso-violaceo o nere mediamente vescicolate (intorno al 60% in volume) di dimensioni fino a 15 cm (10-30% vol), litici lavici, sedimentari termometamorfosati e olocristallini di dimensioni fino a 20 cm (5-20% vol) e abbondanti cristalli di leucite, clinopirosseno e biotite (1-5% vol). Massivo e caotico, da rosso a viola vinaccia a grigio scuro, a gradazione grossolanamente inversa, semicoerente. Alla base è localmente presente un livello centimetrico a concentrazione di litici (*ground layer*). Sono spesso presenti strutture da degassazione (*gas pipes*). Le migliori esposizioni dell'unità sono visibili in prossimità della Via Pontina. In alcuni casi l'unità si presenta decisamente litoide, caratterizzata da una chiara prevalenza fra i litici di quelli di tipo lavico, da un arricchimento in minerali femici di rilevanti dimensioni (fino a ½ cm di diametro) e dalla presenza di leucite vitrea; questa facies è stata osservata all'interno di Fosso della Marana ed a Fosso Tre Rami, nel settore sud-est del Foglio. Al tetto sono localmente presenti, nella zona tra Pomezia e Ardea, fino a 3 m di depositi stratificati cineritici e scoriacei da ricaduta. Il tetto dell'unità è alterato a suolo, localmente spesso fino a 3 m. La geometria del deposito è in genere tabulare su blanda paleotopografia. Il massimo spessore visibile in affioramento dell'unità è di circa 15 m. La composizione chimica è tefritica (Fornaseri *et alii*, 1963; Trigila *et alii*, 1995). Le datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano un'età di messa in posto di 457±4 ka (Karner *et alii*, 2001).

Questa formazione (Pozzolane rosse o Pozzolane di S. Paolo *Auctt*., Pozzolane inferiori in Fornaseri *et alii*, 1963; Seconda Colata Piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988b) è riferibile ad una eruzione ignimbritica centrale di grande volume dell'apparato Vulcano Laziale (Fornaseri *et alii*, 1963; De Rita *et alii*, 1988b; Giordano & Dobran, 1994a, b).

Pleistocene medio p.p.

1.3.4.4. - Formazione di Fosso del Torrino (**FTR**)

Ghiaie, sabbie e limi poligenici in facies fluviale e fluvio-lacustre a riempimento di canali, con elementi vulcanici derivanti prevalentemente dall'erosione

delle unità eruttive delle Pozzolane Rosse e delle Pozzolane Nere; silt calcarei a luoghi fortemente cementati e argille in alternanze irregolari che passano lateralmente a depositi di travertini fitoclastici e livelli cementati. Formazione di S. Cosimato *Auctt. p.p.* Spessore fino a 20 m.

Pleistocene medio p.p.

1.3.4.4.1. - Conglomerato Giallo (**FTR_1**)

E' costituito da depositi vulcanoclastici sabbioso-ghiaiosi, da classati a malclassati, generalmente malstratificati in banchi, localmente a stratificazione parallela e incrociata a basso angolo, costituiti da scorie arrotondate in genere gialle e rosse, litici lavici di dimensioni da centimetriche a metriche, e abbondanti cristalli di clinopirosseno, biotite e leucite analcimizzata (Fig. 4). All'interno del deposito si osservano spesso superfici di erosione. I vari livelli che costituiscono il deposito sono da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti con prevalenza dei primi. La gradazione può essere sia diretta sia inversa sia assente.

I clasti che formano lo scheletro sono costituiti da scorie nere e violacee (circa 30%), pomici giallastre (circa 20%), litici lavici (circa 20%), cristalli di pirosseni e biotite, rari olocristallini a leucite e pirosseno. Le percentuali possono variare anche sensibilmente nei vari livelli. Il deposito è pedogenizzato al tetto. L'unità



Fig. 4 – *Depositi da flusso iperconcentrato nel Conglomerato Giallo. Via Laurentina, Ponte della Mandriola.*

è confinata in alcune depressioni del settore NW del vulcano, al tetto delle Pozzolane Rosse e può raggiungere spessori fino a 15 metri. Buone esposizioni si osservano lungo il Fosso della Mandriola presso la Via Laurentina, dove sono presento blocchi lavici accidentali di diametro fino a 1 m.

Questa unità rappresenta una sequenza di *lahar* con meccanismi da flusso iperconcentrato e *debris flow*, passanti lateralmente a depositi fluviali. Conglomerato Giallo *Auctt*.

Pleistocene medio p.p.

1.3.4.5. - Lave di Fosso Tre Rami (**RMN**)

Lave grigio scure, compatte, a grana fine con frattura scheggiosa, da afiriche a microcristalline con rari fenocristalli di leucite e clinopirosseno (1-2 mm). Spessori fino a 10 m.

Tali lave sono state individuate all'interno di Fosso dei Tre Rami all'altezza di Podere Sassi Rossi e all'interno di Fosso Marana all'altezza di Podere Ottanta Rubbia, nella zona sudest del Foglio, lungo le pendici dell'apparato dei Colli Albani. La composizione varia da fono-tefritica a K-foiditica (Fornaseri *et alii*, 1963; Trigila *et alii*, 1995).

Pleistocene medio p.p.

1.3.4.6. - Pozzolane Nere (**PNR**)

Deposito piroclastico di colore nero, massivo e caotico a matrice cineritica scoriacea, con disperse scorie nere ben vescicolate, talvolta porfiriche a leucite (5-35% vol) di dimensioni fino a 15 cm, i litici, prevalentemente di tipo lavico, con subordinati olocristallini, piroclastici e rari sedimentari termometamorfosati (Turi, 1969), possono arrivare a 15 cm di diametro (1-10% vol); i cristalli sono rappresentati da leucite e clinopirosseno, subordinatamente da biotite, in percentuali che possono arrivare al 5%, ma che mediamente sono inferiori all'1%. Il deposito è generalmente semicoerente, localmente con *gas-pipes*. La parte alta dell'unità può presentarsi litoide per effetto della zeolitizzazione ed assumere un colore dal grigio-giallastro all'arancione-rossastro; in alcuni casi la zeolitizzazione può interessare abbondantemente l'unità (come nel settore sud-est del Foglio, a fosso Campoleone nei pressi di Colle del Serpente e di Quarto della Moda, presso il fosso della Pescarella in località Tenuta Montagnano). L'unità presenta una gradazione inversa nei primi 20-50 cm dalla base, mentre è generalmente non gradata o gradata grossolanamente inversa e poi diretta. Nei pressi dell'abitato di Campoleone e nella zona di Vallelata, alla base dell'unità è stato osservato un livello spesso 7-8 cm arricchito in litici e cristalli interpretabile come un livello da *ground-layer*. Localmente alla base si rinviene un orizzonte scoriaceo da ricaduta con spessore massimo di 30 cm, a granulometria cineritico grossolana-lapillosa, in cui si trovano oltre a scorie nere

(prevalenti) anche cristalli di leucite e clinopirosseno e resti di vegetali. Al tetto sono localmente presenti depositi vulcanoclastici che poggiano su superfici blandamente erosive di colore arancio-giallo caratterizzati da una matrice cineritica in cui si trovano disperse scorie nere centimetriche, litici lavici, leucite analcimizzata e clinopirosseni. Si tratta di depositi da *lahar* tipo *debris flow* derivanti dal rimaneggiamento sineruttivo dell'unità primaria. Spessori variabili da 5 a 20 m (Fig. 5). La composizione chimica di questa unità è tefri-fonolitica (Trigila *et alii*, 1995), mentre le datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano un'età di messa in posto a 407±4 ka (Karner *et alii*, 2001). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbritica di grande volume dell'apparato Vulcano Laziale (Pozzolane medie di Fornaseri *et alii* (1963); III colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988).

Pleistocene medio p.p.

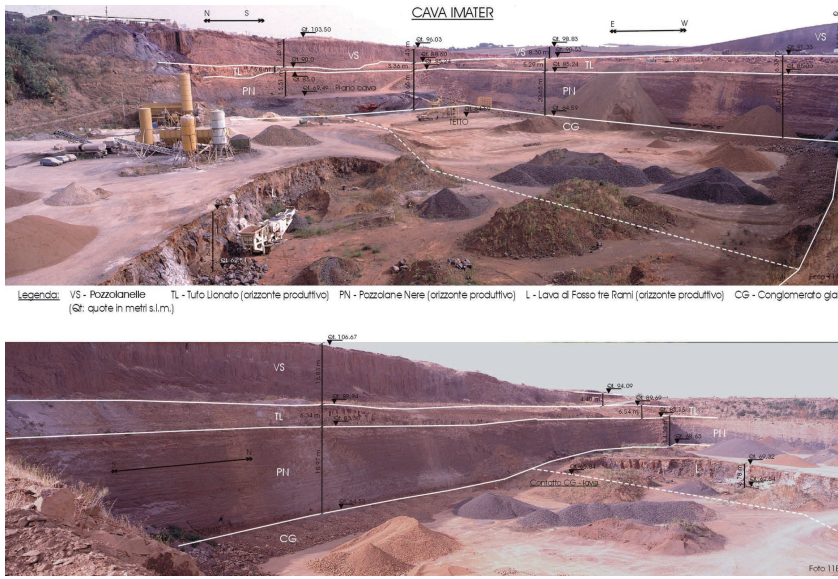


Fig. 5 – *Cava IMATER via di Fioranello, presso via Ardeatina nel quadrante NE del Foglio. Contatti e spessori tra Conglomerato Giallo (CG in figura), Lave di Fosso Tre Rami (L in figura), Pozzolane Nere (PN in figura) e Tufo Lionato-Pozzolanelle (TL-VS in figura).*

1.3.5. - Sintema Quartaccio (**QTA**)

La superficie di base del sintema Quartaccio (Giordano *et alii*, 2002c) è ben esposta in tutto l'areale del Foglio. La morfologia ed il rilievo di questa superficie variano fortemente a seconda della paleogeografia. I depositi dei sintemi

sottostanti sono incisi fortemente da una superficie ad alto rilievo che è evidente lungo la valle del Tevere, all'interno della quale si mette in posto la formazione di Villa Senni durante la fase erosiva. Lontano dalle valli principali, ossia in zone di paleoalto e/o interfluvio, questa superficie si presenta da planare a basso rilievo, generalmente suborizzontale e caratterizzata da estesi paleosuoli. La base è sotto il livello delle alluvioni attuali del Tevere. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 10. Questo sintema si correla con il sintema Barca di Parma, riconosciuto lungo la costa laziale più a nord nella zona di Tarquinia e Montalto di Castro (fogli 354, 353; De Rita *et alii*, 2004).

1.3.5.1. - Unità di Nuova California (**NCF**)

Sabbie silicee grossolane, con abbondanti pirosseni, a stratificazione incrociata a basso angolo, con resti di gasteropodi e lamellibranchi, di ambiente di spiaggia (Fig. 6). Queste sabbie affiorano lungo la costa nella zona di Ardea – Nuova California. Le sabbie di spiaggia sono interstratificate e passano lateralmente a sabbie fini e limi con alta componente cineritica, a *Cerastoderma Lamarkii (Reeves)*, di ambiente da fluviale di bassa energia a lagunare. Spessore fino a 10 m. Correlabili con questo intervallo stratigrafico sono state identificate in sondaggio alcune lave alla base della formazione di Villa Senni, nella zona di Campoleone e del Lago di Albano.

Pleistocene medio p.p.



Fig. 6 – *Sabbie a stratificazione incrociata dell'unità di Nuova California alla base del Tufo Lionato presso Ardea (nel quadrante SO del Foglio).*

1.3.5.2. - Formazione di Villa Senni (**VSN**)

La formazione di Villa Senni raccoglie due delle unità ignimbritiche più conosciute dell'area romana, note con vari nomi sia in ambiente accademico che geotecnico-edile, differenti per litofacies: il termine inferiore è noto come Tufo lionato o Tufo litoide *Auctt*., mentre il termine superiore, a seconda delle caratteristiche di facies, è noto come Pozzolanelle, Tufo di Villa Senni, Tufo a occhio di pesce, Pozzolane Superiori (Fornaseri *et alii*, 1963), IV colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (De Rita *et alii*, 1988). La continuità deposizionale tra i due termini è stata accertata per la prima volta da Rosa *et alii* (1993), e poi dettagliata in studi successivi (Rosa, 1995; Freda *et alii*, 1997; Watkins *et alii*, 2002; Giordano *et alii*, 2006). I due depositi ignimbritici relativi a questa unità affiorano diffusamente in tutto il *plateau* ignimbritico dei Colli Albani, e sono gerarchizzati come membro del Tufo Lionato (**VSN_1**) e membro delle Pozzolanelle (**VSN_2**) rispettivamente. La formazione di Villa Senni è riferibile all'ultima eruzione ignimbritica di grande volume del vulcano dei Colli Albani con meccanismi di colata piroclastica (**VSN_1**, **VSN_2**). Le età disponibili sono relativamente concordi e vanno da 338±8 ka (Radicati di Brozolo *et alii*, 1981), a 351 ka (Villa, 1992) a 357±2 (Karner *et alii*, 2001).

1.3.5.2.1. - Tufo Lionato (**VSN_1**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, localmente malstratificato, litoide per effetto della zeolitizzazione (Sersale, 1959a,b) e a luoghi con *gas-pipes*. E' caratterizzato localmente da fenomeni di intensa fessurazione. Sono spesso riconoscibili due facies sovrapposte: quella inferiore è di colore giallo, con una abbondante matrice cineritica nella quale si trovano scorie giallastre solitamente non più grandi di un cm, anche se talvolta possono comparire scorie da grigie a marroni di diametro ben maggiore (fino a 20 cm). I litici sono di tipo lavico e grandi al massimo 3-4 cm, con incidenza generalmente non superiore all'1%; i cristalli, piuttosto scarsi (in percentuali al massimo uguali all'1%) sono rappresentati da leucite sovente analcimizzata e da clinopirosseno. La facies gialla è visibile in affioramento nella zona tra Porta Medaglia, la via Laurentina e Ardea. Alla sua base è spesso osservabile un livello cineritico a stratificazione incrociata intepretabile come deposito da *surge*, spesso al massimo qualche centimetro. La facies sovrapposta è quella dal tipico colore arancione-rossastro, che si presenta più grossolana, con scorie da marroni a grigiastre che possono superare i 10 cm di diametro e superare come incidenza percentuale anche il 10%. Caratteristica a luoghi risulta la presenza di scorie tipo *spatter*, visibili nella zona intorno Via di Fioranello. I litici mediamente si aggirano attorno all'1-5% (con dimensioni massime pari a 5 cm) e sono costituiti da frammenti lavici prevalenti, mentre subordinatamente compaiono litici olocristallini ed occasionalmente carbonatici; i cristalli sono costituiti prevalentemente da leucite, clinopirosseno e subordinata

biotite, in percentuali generalmente non maggiori dell'1%. Le migliori esposizioni della facies arancione sono localizzate nella zona tra Via di Fioranello ed il Santuario del Divino Amore e nell'area tra la Via Pontina e Ardea. Occasionalmente sono presenti impronte di tronchi. In facies prossimale, nella zona di Campoleone, è visibile alla base una breccia co-ignimbritica. I massimi spessori del Tufo Lionato arrivano a 25 m. La composizione va da K-foiditica a tefrifonolitica (Trigila *et alii*, 1995).

1.3.5.2.2. - Pozzolanelle (**VSN_2**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, di colore variabile da marrone a marrone-arancio ma a luoghi anche violaceo o nerastro, da incoerente a litoide: in quest'ultimo caso esso può apparire simile a VSN_1. Generalmente questa unità piroclastica presenta una matrice scoriacea cineritico grossolana, in cui si trovano sparse scorie porfiriche a leucite, ben vescicolate da marroni a grigie, a nere delle dimensioni in genere dei lapilli, ma che possono ragiungere i 25 cm di diametro, in percentuali fino al 20%; litici lavici ed olocristallini e più raramente sedimentari di dimensioni fino a 10 cm ed in percentuali mediamente attorno al 5%, ma che possono raggiungere il 30%. Anche il contenuto in cristalli risulta abbondante: essi sono rappresentati da leucite spesso analcimizzata, che può essere presente in individui centimetrici e subordinatamente da clinopirosseno e biotite; il contenuto percentuale può superare il 10-15%. In alcuni casi, dove il Tufo Lionato è assente, VSN_2 si appoggia direttamente sul paleosuolo sottostante ed alla sua base si può osservare un deposito centimetrico da *ground layer*, arricchito in cristalli e litici e povero della frazione fine. A luoghi sono osservabili *gas-pipes*. Gli spessori di questà unità raggiungono i 30 m. La composizione va da da tefrifonolitica a fonotefritica (Trigila *et alii*, 1995; Freda *et alii*, 1997).

Litofacies Occhio di Pesce (**VSN_{2a}**) La facies prossimale e superiore del membro delle Pozzolanelle è caratterizzata da percentuali maggiori del 30% in volume di cristalli di leucite fino a 2 cm di diametro, che conferiscono al deposito il caratteristico aspetto punteggiato di bianco che nell'uso comune corrisponde alla denominazione "Occhio di Pesce". Si accompagna a questa abbondanza di cristalli una percentuale in genere > 15% di litici olocristallini di dimensioni decimetriche. Questa litofacies affiora nell'area di Cecchina, ossia nella zona più prossima alla caldera dei Colli Albani.

Breccia di Colle Fumone (**VSN_{2b}**) Nelle stesse aree di affioramento di VSN_{2a}, può essere presente una breccia, molto grossolana, priva della frazione cineritica, con blocchi lavici ed olocristallini >40% del deposito e scorie *spatter*, interpretabile come breccia co-ignimbritica. Questa litofacies affiora nella zona di Campoleone, lungo la valle Colonnelle, nei pressi di Marino, e nella zona di via di Fioranello (Fig. 7).

Pleistocene medio p.p.

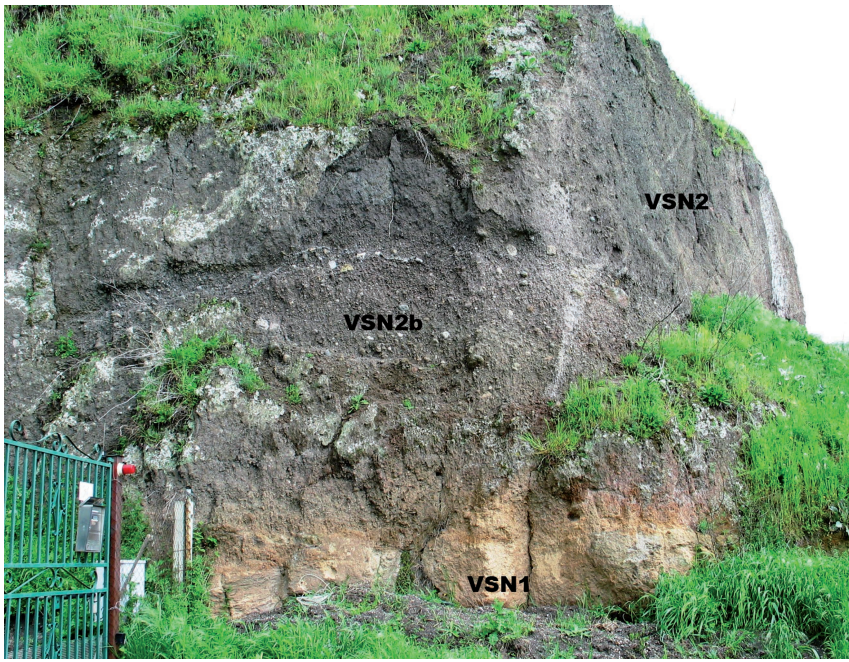


Fig. 7 – *Via di Fioranello, presso Via Ardeatina (quadrante nord-est del Foglio). Dal basso si riconoscono la facies litoide del Tufo Lionato (VSN_1), la breccia co-ignimbritica (VSN_{2b}) alla base delle Pozzolanelle (VSN_2).*

1.3.5.3. - Unità di Castelporziano (**CLZ**)

Sabbie medio-grossolane, prive di matrice, quarzose con granuli di selce, spesso a spigoli vivi, di dimensioni massime pari a 3 cm, e con miche, pirosseni e ossidi. Localmente sono presenti depositi cineritici rimaneggiati. Il carbonato di calcio è assente o concentrato in livelli concrezionati (probabilmente per pedogenesi). Alla base sono localmente presenti ghiaie silicee con dimensioni massime pari a circa 2-3 cm ed esigui spessori di argille compatte grigie o limi anche sabbiosi con patine di carbonato di calcio e frustoli vegetali. L'unità è interessata da intensi processi pedogenetici e di rimaneggiamento che obliterano quasi completamente le strutture interne. Dove è possibile effettuare osservazioni sono evidenti strutture tipiche di ambiente fluviale (barre, canali intrecciati, *sheet flow*). Locali rimaneggiamenti eolici spiegano le precedenti attribuzioni di queste sabbie a "sabbie eoliche", come già evidenziato in Arnoldus-Huyzendveld *et alii* (1991). L'unità affiora in una ampia fascia parallela alla costa e presenta una morfologia terrazzata ben evidente dall'estremo meridionale del Foglio fino al corso del Tevere, con superfici di tetto a quote variabili fra +50 e i + 100 m s.l.m. (zona di Monte d'Oro, Pomezia). Lo

spessore è valutabile intorno a 10-20 metri. La superficie di base di questa unità è erosiva subplanare. Affiora nelle sezioni Trigoria, Castel Porziano, Acilia, Pomezia Ovest, Torvaianica e Ardea. "Duna Rossa antica" *Auctt. p.p.*

Pleistocene medio p.p.

1.3.5.4. - Formazione Aurelia (**AEL**)

La formazione è costituita da sabbie quarzose da fini a grossolane ricche in analcime, con scorie color ruggine, pomici bianco-giallastre, clasti sub-angolosi di Tufo Lionato, calcarei e silicei, litici olocristallini e cristalli sciolti di pirosseni. Le sabbie presentano laminazione incrociata a basso angolo in facies fluviale di bassa energia e passano verso l'alto a limi argillosi in facies palustre, avana grigiastri con frustoli vegetali, abbondante analcime e concrezioni manganesifere e calcaree. In questi depositi si rinvengono localmente molluschi di ambiente continentale e/o salmastro (opercoli di *Bythinia* sp., *Cerastoderma* sp., *Tellina* sp.). Spessori fino a 20 m. Affiora nei pressi di Acilia e lungo la costa. L'unità è stata attribuita in letteratura alla aggradazione relativa all'innalzamento del livello marino tra lo *stage* isotopico 10 ed il 9, durato fino a circa 320 ka fa (Fluvio-lacustre *p.p.* di Ventriglia, 1971; Formazione Aurelia di Malatesta, 1978; PG5 di Milli, 1997; Unità Aurelia di Marra & Rosa, 1995).

Pleistocene medio p.p.



Fig. 8 – *Facies sabbiosa a stratificazione incrociata della formazione Aurelia presso Campo Iemini (quadrante sud-ovest del Foglio). Si noti il passaggio verso l'alto a livelli più chiari dominati dalla presenza di minerali vulcanici (analcime e pirosseni).*

1.3.5.5. - Formazione di Madonna degli Angeli (**FKB**)

Nei settori orientali del Foglio, tra Pavona e Campoleone, affiorano i depositi relativi agli apparati eccentrici peri-calderici del litosoma Tuscolano-Artemisio ed all'attività esplosiva del vulcano delle Faete, formatosi al centro della caldera del Vulcano Laziale successivamente all'eruzione della formazione di Villa Senni. I prodotti sono essenzialmente le porzioni distali di lunghe colate di lava e subordinatamente livelli di piroclastiti la cui area di provenienza è localizzata nei limitrofi fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli".

Litofacies lavica (**FKB$_a$**) - lave grigio scure, da tefritiche a K-foiditiche (Fornaseri *et alii*, 1963; Trigila *et alii*, 1995; Giordano *et alii*, 2006), da microcristalline a porfiriche, da compatte a vacuolari, con contenuto variabile di fenocristalli (1-10%) di leucite spesso in individui centimetrici, clinopirosseno ed occasionalmente olivina; fanno parte di questa formazione le colate di Capo di Bove (età compresa tra 292±6 ka, Bernardi *et alii*, 1982, e 277±2 ka, Karner *et alii* 2001), di S. Maria delle Mole, di Quarto Palaverta (o Lave del Divino Amore), di Quarto S. Fumia, di Tenuta Cancelliera, di Quarto Roncigliano, di Fontana di Papa, di Monte Due Torri (Fornaseri *et alii*, 1963).

Litofacies piroclastica (**FKB$_b$**) – alternanze di depositi di scorie e ceneri da ricaduta in livelli e bancate tabulari, pedogenizzati al tetto e depositi rimaneggiati associati sia a coni di scorie ed apparati eccentrici sia all'edificio centrale delle Faete.

I depositi piroclastici primari sono rappresentati da orizzonti da ricaduta in livelli scoriacei a granulometria cineritico grossolana-lapillosa costituiti da scorie da gialle (prevalenti) a grigio-verdastre (in percentuali solitamente attorno all'80-90 % e dimensioni massime di circa 1-2 cm), subordinatamente cristalli di leucite ed in misura ancora minore di pirosseno, biotite e litici lavici di dimensioni al massimo centimetriche; oltre a questi orizzonti si osservano livelli cineritici da marroni a giallastri a giallo arancio contenenti fino al 10% di leucite analcimizzata millimetrica, scorie sub-centimetriche ed occasionali litici lavici al massimo centimetrici. Questi livelli cineritici possono essere interessati da un'alterazione più o meno spinta, mentre altre volte si rinvengono dei livelli molto alterati alla cui base si riconoscono delle lenti scoriacee discontinue.

I depositi vulcanoclastici sono costituiti da livelli di colore dal marrone al brunastro al giallognolo, a granulometria da sabbiosa a limosa, massivi o malstratificati da flusso iperconcentrato, da colata di fango e/o da colluvio, con più rari livelli grossolani, sabbiosi e ghiaiosi a stratificazione incrociata di origine fluviale. I costituenti sono ceneri, scorie da gialle a grigie, cristalli di leucite e pirosseno, litici lavici olcristallini e tufacei. I livelli a granulometria sottile hanno una prevalente matrice cineritica in cui si trovano dispersi scorie da subcentimetriche a centimetriche, litici delle stesse dimensioni, cristalli millimetrici di leucite analcimizzata, di pirosseno e di biotite. Nei livelli più grossolani le scorie ed i cristalli aumentano la loro incidenza. Localmente si possono osservare dei livelli ghiaioso-sabbiosi ben canalizzati prevalentemente costituiti da litici e scorie con qualche unità percentuale di cristalli. Spessori massimi 20 m.

Pleistocene medio p.p.

1.3.5.6. - Formazione di Vitinia (**VTN**)

Alla base sabbie e ghiaie a laminazione incrociata a basso angolo, piano-parallela e convoluta in facies fluviale, organizzate in canali coalescenti, con intercalazioni di limi rossicci con patine di manganese e livelli pedogenizzati di tipo *glay*. Le sabbie e le ghiaie sono costituite quasi esclusivamente da materiale vulcanico: scorie vinaccia ad analcime, lave grigie microcristalline a leucite, abbondanti olocristallini ad analcime e pirosseno, livelli arricchiti in cristalli di analcime con nucleo in leucite e cristalli sciolti di pirosseno. La componente non vulcanica è rappresentata da cristalli di quarzo e qualche raro ciottolo di selce. Il grado di evoluzione dei clasti aumenta sensibilmente verso l'alto. Nella parte alta la granulometria diminuisce, si passa a limi sabbiosi di colore marrone rossiccio che mostrano una stratificazione piano-parallela appena accennata, in cui si intercalano frequenti apporti di materiale colluviale; si rinvengono: cristalli di analcime in percentuali fino al 20%, scorie marrone fulvo a pirosseni, scorie vinaccia con leucite, frammenti di selce, frammenti di limi, lamine di mica, cristalli di quarzo. Al tetto limi argillosi grigio avana ricchi in materia organica, impronte di foglie e vegetazione palustre; intercalazioni varicolori corrispondenti a livelli anossici, a luoghi con maggiore componente limosa e concrezioni calcaree. Dopo un ulteriore livello pedogenizzato l'unità si chiude con sabbie mal classate, quarzose decarbonatate con minuti frammenti di selce arrotondata. Lo spessore in affioramento è fino a 20 m. Affiora nella zona di Acilia.

L'unità di Vitinia è comunemente attribuita alla risalita del livello marino tra gli stadi isotopici dell'ossigeno 8 e 7, a circa 220-200 ka (Formazione di Vitinia di Caloi *et alii*, 1993; PG6 di Milli, 1997; Unità di Vitinia di Marra & Rosa, 1995) anche per la presenza di fossili di uccelli di clima relativamente freddo (Blanc, 1955) e di industria litica musteriana. Studi recenti (Giordano *et alii*, 2002c) hanno invece proposto che l'unità di Vitinia si sia deposta prima, durante la risalita secondaria del livello marino avvenuta a circa 280 ka, sulla base della natura per lo più paraconforme o blandamente erosiva della superficie che separa la formazione Aurelia da quella di Vitinia e soprattutto per la presenza al tetto, nell'areale del Foglio 374 "Roma", di pomici datate a 285±1 ka da Karner *et alii* (2001). In questo senso, l'abbondanza di materiale vulcanoclastico sarebbe relazionabile alla contemporanea attività del vulcano delle Faete, che invece si riduce fortemente di volumi e frequenza dopo i 270 ka (vedi Capitolo II, § 2).

Pleistocene medio p.p.

1.3.6. - Sintema Campo Selva (**PVS**)

La superficie di base del sintema Campo Selva è poco esposta nell'areale del Foglio. La morfologia ed il rilievo di questa superficie variano a seconda della paleogeografia. I depositi sottostanti sono incisi da una superficie ad alto rilievo lungo il corso del Tevere (zona di Acilia). Le quote più basse della superficie

affiorano presso Acilia, al di sotto del livello delle alluvioni attuali del Tevere ed è riconosciuta a circa 0 m s.l.m. da dati di sondaggio. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 8. Questo sintema si correla con il sintema Fiume Fiora, riconosciuto lungo la costa laziale più a nord nella zona di Tarquinia e Montalto di Castro (fogli nn. 354, 353, De Rita *et alii*, 2004).

1.3.6.1. - Unità di Tenuta di Campo Selva (**TSV**)

Sabbie medio-grossolane, prive di matrice, quarzose, con granuli di selce, miche, pirosseni e ossidi, decarbonatate. Localmente sono presenti livelli di ghiaie con dimensioni massime pari a circa 2-3 cm costituite prevalentemente da clasti di selce. Sono interessate da intensi processi pedogenetici. Lungo i tagli della Cava Tacconi, presso Torvaianica, è possibile osservare uno spaccato di oltre 10 metri di spessore di questa unità che viene descritto con dettaglio in Arnoldus-Huyzendveld *et alii* (1991). Questi autori riconoscono tre sub-unità che mostrano un'evoluzione da *facies* di spiaggia sommersa fino a *facies* costiere fluviali, lagunari e di duna. L'unità affiora in una ampia fascia parallela alla costa e presenta una morfologia terrazzata ben evidente tra Torvaianica e Pomezia Ovest, con superfici di tetto a quote variabili fra 30 m e 40 m s.l.m. Lo spessore complessivo è di oltre 10 m. La superficie di base di questa unità è erosiva. Affiora tra Acilia e Ardea ed è riferibile allo stadio isotopico 7.

Pleistocene medio p.p.

1.3.7. - Sintema Fiume Aniene (**ANE**)

La morfologia della superficie di base del sintema Fiume Aniene è molto prossima a quella della topografia odierna. Questo sintema corrisponde a quello indicato come Sintema Saccopastore in Giordano *et alii* (2002c). Le quote più basse della superficie sono al di sotto del livello delle alluvioni attuali del Tevere. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 6. Questo sintema si correla con il sintema Fiume Marta, riconosciuto lungo la costa laziale più a nord nella zona di Tarquinia e Montalto di Castro (fogli nn. 354, 353, De Rita *et alii*, 2004).

1.3.7.1. - Unità di Riserva della Macchia (**RDM**)

Sabbie medio-grossolane, prive di matrice, quarzose, con granuli di selce, miche, pirosseni e ossidi, decarbonatate; sabbie grigie e sabbie limose con clasti lavici e tufacei, frammenti di selce, scorie color vinaccia e cristalli di pirosseno e analcime. Limi e limi diatomitici ricchi di materia organica con impronte di molluschi decalcificati, a luoghi laminati. Argille fittamente laminate di colore grigio

marrone con abbondanti resti vegetali e molluschi (*Bythinia* sp., *Theodoxus* sp., *Corbicula fluminalis*, *Unio* sp.). Alla base sono localmente presenti ghiaie costituite quasi esclusivamente da clasti di selce con dimensioni massime pari a circa 2-3 cm. Sono interessate da intensi processi pedogenetici e di rimaneggiamento che obliterano quasi completamente le strutture interne. Ambiente costiero. I depositi di questa unità affiorano in una ampia fascia parallela alla costa e presentano una morfologia terrazzata ben evidente tra Ardea e Torvaianica e, verso nord, tra Castel Porziano e Acilia, con superfici di tetto a quote variabili fra 15 m s.l.m., a sud, e 25 m s.l.m., verso nord. Lo spessore è valutabile intorno a 10 metri.

Pleistocene superiore p.p. (Tirreniano)

1.3.8. - Sintema Fiume Tevere (**SFT**)

La morfologia della superficie di base del Sintema Fiume Tevere è relativa alle fasi erosive legate all'ultimo glaciale. Essa ospita le alluvioni del Tevere e quelle degli affluenti, depostesi in larga parte durante l'Olocene ed ancora in sedimentazione. Questo sintema raccoglie dunque il passaggio Pleistocene superiore-Olocene. I depositi dei sintemi sottostanti sono incisi da una superficie ad alto rilievo. La superficie di base al di sotto delle coltri alluvionali è ricostruibile in base ai dati di sondaggio che indicano quote fino a oltre -40 m s.l.m. (Funiciello *et alii*, 2005), a testimoniare la caduta del livello marino durante il Würm. Al di sopra delle piane alluvionali invece, la topografia della campagna romana attuale è molto poco modificata rispetto a quando è stata scolpita durante il periodo freddo. Nel quadrante est del Foglio la superficie è coperta e/o obliterata dai depositi freatomagmatici e vulcanoclastici dei *maar* del Litosoma Via dei Laghi (vedi Capitolo II, § 2.1.4) e dunque perde la sua continuità.

1.3.8.1. - *maar* di Ariccia

Nel settore orientale del Foglio è presente una porzione (circa la metà) del cratere freatomagmatico di Ariccia (Valle Ariccia). Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi relativo alla fase più recente del vulcano dei Colli Albani (vedi Capitolo II, § 2.1.4). Il cratere è posizionato lungo il fianco occidentale del vulcano, ha una forma ellittica con asse massimo circa N-S di circa 2,5 km e minimo (E-O) di circa 2 km. Il cratere ha un orlo continuo ed ha ospitato un lago fino probabilmente all'epoca romana (*lacus Turnus*). Nel V-IV secolo a.C. i Romani costruirono un tunnel drenante emissario del Lago di Nemi, che ne conferisce le acque all'interno della valle. L'interno del cratere ha un fondo piatto, a quote comprese tra 283 m s.l.m. e 318 m s.l.m., relativo al riempimento di depositi lacustri, che raggiungono quasi l'orlo craterico nel settore meridionale. La forma ellittica semplice ed il ritrovamento di una sola unità eruttiva associata a questo centro (vedi § successivo) fanno supporre che si tratti di un cratere monogenico.

1.3.8.1.1. - Unità di Ariccia (**ICA**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli di colore grigio, da cineritici a lapilloso-cineritici, a stratificazione incrociata con scorie millimetriche grigie e gialline, cristalli di leucite, clinopirosseno e biotite da millimetrici a submillimetrici, litici lavici e sedimentari carbonatici centimetrici, che si intercalano a livelli scoriacei lapillosi con scorie grigie (prevalenti) e rossastre con subordinati cristalli e litici. Blocchi lavici con diametro fino a 70 cm sono presenti nelle zone prossimali; il grado di zeolitizzazione di questi orizzonti è variabile poichè livelli incoerenti si alternano a livelli più compatti fino a litoidi. Verso l'alto il deposito passa a caotico e massivo, a granulometria prevalente cineritica, fortemente zeolitizzato nella zona prossimale, con abbondanti litici intrusivi, lavici e sedimentari (calcarei e terrigeni). La frazione juvenile è prevalentemente costituita da cenere e subordinatamente da scorie.

L'unità è riferibile all'eruzione freatomagmatica del *maar* di Ariccia con meccanismi di deposizione da ricaduta, da *base surge* e da colata piroclastica. Spessore massimo 30-40 m. Nel paleosuolo sottostante l'unità fu ritrovato un molare di *equus hydruntinus* (vedi Fornaseri *et alii*, 1963). Per questa unità esiste una sola datazione radiometrica a 203±1 ka (Freda *et alii*, 2006) la cui attendibilità è dubbia. "Peperino di Cecchina" *Auctt. p.p.* "Peperino di Ariccia" *Auctt.;* "Tufo di Ariccia" *Auctt.;* "Unità idromagmatica di Ariccia" (De Rita *et alii*, 1988).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.2. - *maar* di Valle Marciana

Nel settore nord-orientale del Foglio è presente il cratere freatomagmatico di Valle Marciana. Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi relativo alla fase più recente del vulcano dei Colli Albani (vedi Capitolo II, § 2.1.4). Il cratere è posizionato lungo il fianco settentrionale del vulcano, appena a sud-ovest dei centri freatomagmatici di Pantano Secco e Prata Porci, che affiorano nell'attiguo Foglio n. 375 "Tivoli". Il cratere ha una forma subcircolare con diametro medio di circa 1 km. Le pareti sono scoscese sul fianco orientale, sul cui orlo corre la Via Anagnina, con tagli spettacolari attraverso i depositi dell'eruzione. La forma semplice ed il ritrovamento di una sola unità eruttiva associata a questo centro (vedi § successivo) fanno supporre che si tratti di un cratere monogenico. La continuità dell'orlo craterico è interrotta a monte e a valle dall'incisione fluviale del Fosso dell'Acqua Marciana. La presenza di depositi lacustri suborizzontali terrazzati all'interno del cratere indica che tali reincisioni sono avvenute in epoca posteriore all'eruzione consentendo lo svuotamento del bacino lacustre formatosi inizialmente nel cratere.

1.3.8.2.1. - Unità di Valle Marciana (**MAK**)

Deposito piroclastico composto da livelli cineritici e lapillosi, tipicamente 5-20 cm di spessore ciascuno, a stratificazione incrociata e pianoparallela con frequenti bombe balistiche, litoide per zeolitizzazione nella facies prossimale, di colore da grigio chiaro a giallognolo. Gli xenoliti sono principalmente di natura vulcanica (lave e tufi) e sedimentaria (calcarei e terrigeni). Affiora estesamente intorno al cratere di Valle Marciana ed in particolare lungo la via Anagnina nei pressi di Grottaferrata, dove i livelli pianoparalleli sono frequentemente disturbati da impronte da impatto di bombe laviche. A sud del cratere i depositi di questa unità sono ricoperti da quelli freatomagmatici del centro di Albano in vari affioramenti. Nelle zone distali sono presenti depositi sabbioso-conglomeratici ad elementi vulcanici, da massivi a stratificati, da classati a mal classati in facies fluviale e da flusso iperconcentrato, relativi alla rimobilizzazione sin-eruttiva dell'unità. L'unità è riferibile all'eruzione freatomagmatica del *maar* di Valle Marciana con meccanismi di deposizione da ricaduta e *base surge*. Spessore massimo 30 m. Le datazioni radiometriche disponibili per questa unità non sono stratigraficamente accettabili (ca. 367±1 ka in Marra *et alii*, 2003). "Peperino di Valle Marciana" *Auctt.* "Unità idromagmatica di Valle Marciana" (De Rita *et alii*, 1988).

1.3.8.3. - *maar* di Laghetto

Il cratere di Laghetto, anche noto come cratere di Giuturna (Fornaseri *et alii*, 1963), è situato nel settore orientale del Foglio, ad ovest del cratere di Albano. Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi relativo alla fase più recente del vulcano dei Colli Albani (vedi Capitolo II, § 2.1.4). Il cratere è posizionato lungo il fianco occidentale del vulcano. Il cratere è una conca chiusa a forma di cuore, con un diametro massimo di circa 1 km. La forma doppia ed il ritrovamento di due unità eruttive separate da un paleosuolo associate a questo centro (vedi §§ successivi) indicano che si tratti di un cratere poligenico. Il cratere ha ospitato un lago fino all'anno 1611, quando fu fatto prosciugare sotto il pontificato di Paolo V.

1.3.8.3.1. - Unità di Quarto Laghetto (**KLG**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e livelli lapillosi a stratificazione pianoparallela e incrociata a basso angolo, con frequenti impronte da impatto di bombe e blocchi lavici balistici. In zona prossimale, all'interno del cratere di Quarto Laghetto, al di sopra di un livello cineritico a stratificazione incrociata di 1 m di spessore, è presente alla base una breccia massiva, caotica e malclassata, composta essenzialmente da blocchi lavici (diametro massimo 1 m) e occasionali olocristallini. Verso l'alto aumenta la frazione ci-

neritica e l'unità si presenta stratificata con aumento dei livelli a stratificazione pianoparallela. La frazione juvenile è composta di vetro molto zeolitizzato e scorie di piccole dimensioni, grigio scure, afiriche, poco vescicolate. Sono presenti *armored* lapilli. Tra i litici accessori, oltre alle lave ed ai calcari, sono presenti a vari livelli clasti di Tufo Lionato. Al tetto è presente un livello alterato a suolo di colore grigio-giallastro. L'unità affiora all'interno del cratere di Quarto Laghetto, al di sopra delle lave del Litosoma Faete. L'unità e riferibile alla prima eruzione freatomagmatica del *maar* di Laghetto con meccanismi di deposizione da ricaduta e *base surge*. Spessore massimo 40 m. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 70±1 ka (Marra *et alii*, 2003), mentre non esistono analisi chimiche disponibili. "Unità idromagmatica di Giuturna" *p.p.* (De Rita et al., 1988).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.3.2. - Unità di Pavona (**PVN**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi, con abbondanti blocchi lavici, a stratificazione incrociata e pianoparallela. Alla base è presente un livello cineritico centimetrico color avana con impronte iso-



Fig. 9 – *Unità di Pavona in facies prossimale, presso il bordo nordovest del cratere del maar di Laghetto. Si noti il livello di breccia intercalato alle facies cineritiche a stratificazione incrociata.*

orientate di erba seguito da una breccia in matrice cineritica grossolana, spessa circa 1 m, composta di litici lavici, sedimentari (calcarei e terrigeni), metamorfici (marmi), metasomatizzati (*skarn*) e intrusivi. L'unità passa verso l'alto a livelli cineritico-lapillosi organizzati in dune progradanti. La zeolitizzazione decresce verso l'alto dove compaiono nello scheletro ciottoli fluviali selciferi strappati al substrato sedimentario. L'unità affiora intorno al cratere di Laghetto, al di sopra dell'unità di Quarto Laghetto, ed in un raggio di circa 1-1,5 km dal cratere, coperta ad E dalle unità piu recenti del cratere di Albano. Per questa unità non esistono né datazioni, né analisi chimiche disponibili. L'unità è riferibile alla seconda eruzione freatomagmatica del *maar* di Laghetto con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta. Spessore massimo 25 m. "Unità idromagmatica di Giuturna" *p.p.* (De Rita et al., 1988).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.4. - *maar* di Albano

Nel settore nord-orientale del Foglio è presente una porzione (circa la metà) del cratere freatomagmatico di Albano. Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi ed è il centro più recente del vulcano dei Colli Albani (vedi Capitolo II, § 2.1.4). Il cratere è posizionato lungo il fianco occidentale del vulcano e presenta un allungamento circa NO-SE, con una forma ellittica complessa, che descrive approssimativamente un "otto" svasato. L'asse massimo è di circa 3,5 km e la larghezza di circa 2 km nella porzione settentrionale e 2,75 km nella più larga porzione meridionale. Il cratere ha un orlo continuo che decresce di quota da SE, dove raggiunge i 560 m s.l.m. presso Palazzolo (Fig. 10; nell'adiacente Foglio 388 "Velletri"), verso NO, dove, poco a nord di Monte Cucco, raggiunge la quota minima di 367,5 m s.l.m. Il cratere ospita il Lago Albano di Castelgandolfo, che con i suoi -167,5 m è il lago craterico più profondo d'Europa. Il lago ha conosciuto oscillazioni di livello ed esondazioni fino al IV secolo a.C. quando i Romani costruirono un tunnel drenante emissario, che ha, da allora, mantenuto le acque a 293 m s.l.m. (attualmente circa 4 m più basso). I versanti interni del cratere sono molto acclivi, con pendenze spesso superiori ai 35° e sede di movimenti franosi sia per *topping* che da *debris flow*. La forma complessa ed il ritrovamento di almeno sette unità eruttive associate a questo centro (vedi §§ successivi) indicano che si tratta di un cratere poligenico.

1.3.8.4.1. - Unità di Montagnaccio (**TGO**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela, di colore dal grigio chiaro all'avana, a vario grado di zeolitizzazione, con occasionali bombe laviche e impronte da impatto balistico. In zona prossimale, all'interno del cratere di Albano, è pre-

sente alla base un livello cineritico bianco di pochi centimetri con impronte di erba iso-orientate che indica messa in posto per flusso, seguito da circa 1,5 m di breccia caotica, massiva, malclassata, in matrice cineritico lapillosa (60%) con frammenti di cristalli di leucite, pirosseno e mica, costituita da blocchi lavici (>50%; diametro massimo, 35 cm), sedimentari (0-10% marne; 10-20% argille; 10% carbonatici), metasomatici (10% *skarn*), intrusivi olocristallini a leucite pirosseno e biotite (ca. 5-7%). I livelli cineritico-lapillosi sovrastanti formano dune di ampiezza e lunghezza d'onda metrica. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, alla base della successione freatomagmatica. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 69,4±0,6 ka (Freda *et alii*, 2006). L'unità è riferibile alla prima eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 13-15 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "I unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

Pleistocene superiore p.p.



Fig. 10 – *Il* maar *di Albano visto verso SO. Alla base delle scoscese pareti del cratere affiorano le lave e le piroclastiti del litosoma delle Faete, coperte dai prodotti delle unità freatomagmatiche che hanno formato il cratere.*

1.3.8.4.2. - Unità di Coste dei Laghi (**DSN**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata a basso angolo e pianoparallela, molto zeolitizzati e litoidi nella facies prossimale; nei livelli cineritici sono presenti lapilli accrezionari. La frazione juvenile è dominante (> 70%), composta in prevalenza da vetro zeolitizzato nella frazione cineritica e subordinatamente da scorie grigio-scure di dimensioni millimetriche. I cristalli di leucite, pirosseno e biotite rappresentano in genere l'1-5% del deposito. Verso l'alto aumentano i livelli con blocchi lavici fino a 60 cm di diametro e impronte da impatto. Tra i litici accessori sono presenti in proporzione subordinata litici calcarei non ricristallizzati. Al tetto è presente un livello cineritico alterato con tracce di ossidazione. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Montagnaccio, ed in lembi occasionali lungo i fianchi esterni del cratere, coperta dalle unità piu recenti, ad esempio lungo la Valle delle Petrare, presso la stazione FF.SS. di Marino. L'unità è riferibile alla seconda eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 28-30 m. "Peperino" *Auctt*. *p.p*.; "II unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.4.3. - Unità di Corona del Lago (**KRL**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela, fortemente zeolitizzati e litoidi nella porzione inferiore dell'unità, con abbondanti lapilli accrezionari. Alle base è presente un caratteristico livello cineritico ricco in lapilli scoriacei neri (30-40%), molto zeolitizzato; al di sopra sono presenti livelli cineritico-fini, di color grigio scuro, con abbondanti lapilli accrezionari e *armored lapilli*, a stratificazione piano-parallela. La gradazione nei primi metri è grossolanamente inversa, con aumento delle granulometrie lapillose fino a raggiungere, a circa 10 m dalla base, le dimensioni di una breccia matrice sostenuta, con litici lavici (>80%) di dimensioni massime di 60 cm e subordinatamente tufacei, carbonatici, olocristallini che affiora nel settore NO del cratere. Verso l'alto la granulometria diminuisce nuovamente verso alternanze di livelli cineritici e cineritico-lapillosi, a stratificazione e laminazione piano-parallela e, a luoghi, incrociata con dune, di colore giallo-avana. Sono presenti lapilli accrezionari concentrati nei livelli più cineritici ed occasionali blocchi balistici con impronte da impatto. Al tetto della successione è presente un deposito caotico e massivo cineritico, matrice sostenuto (90%), incoerente, grigio-marrone, spesso fino a 5 m, con dispersi lapilli di scorie grigie ben vescicolate e di litici lavici. I cristalli sono abbondanti e composti di pirosseno, leucite e mica. Al tetto è presente un paleosuolo poco sviluppato. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Coste dei Laghi,

ed è ben rappresentata in un raggio di 2-3 km dal cratere, coperta dalle unità piu recenti. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 68,6±1,1 ka (Freda *et alii*, 2006). L'unità è riferibile alla terza eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge,* da ricaduta e da *lahar* (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 40 m. "Peperino" *Auctt*. *p.p*.; "III unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.4.4. - Unità del Cantone (**STL**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi, a stratificazione pianoparallela e incrociata, da parzialmente a completamente zeolitizzati, con frequenti impronte da impatto (Fig. 11). Alla base sono presenti aggregati di cenere grossolana (*ash pellets*), mentre verso l'alto aumenta la percentuale di litici lavici e carbonatici, delle dimensioni dei lapilli e dei blocchi. Circa alla metà del deposito è presente un livello di breccia di 20-50 cm di spessore, ricchissimo di xenoliti di natura sia superficiale che profonda, con lapilli e bloc-



Fig. 11 – *Unità del Cantone presso la Via dei Laghi, ove si presenta con una litologia cineritico grossolana-lapillosa a stratificazione da piano-parallela ad incrociata e con frequenti impronte da impatto.*

chi di lave, tufi, sedimentari calcarei e terrigeni, termometamorfici, metasomatici (*skarn*) e intrusivi olocristallini. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Corona del Lago, e si trova in lembi in un raggio di circa 1 km dal cratere, coperta dalle unità piu recenti. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 41,2±1,1 ka (Freda *et alii*, 2006), forse confrontabile con una datazione a 45 ka di Villa (1992). L'unità è riferibile alla quarta eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano (De Rita *et alii*, 1988) con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 8-10 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "IV unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

Pleistocene superiore p.p.

1.3.8.4.5. - Peperino di Albano (**MNN**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, eterometrico, grigio, litoide per zeolitizzazione, a matrice cineritica prevalente, costituita da vetro vulcanico minutamente frammentato e cristalli interi o in frammenti di leucite più o meno alterati in analcime, clinopirosseno e biotite, rari cristalli di granato "melanitico" (andradite titanifera) e magnetite; nella frazione juvenile sono presenti occasionalmente lapilli da grigio chiaro a giallino, ben vescicolati (vescicole >50%), con cristalli micrometrici di leucite euedrale. Il deposito è ricco fino al 10% di frammenti da millimetrici a pluridecimetrici di lave e tufi, di calcari e sedimenti terrigeni, di calcari termometamorfosati e ricristallizzati (marmi), di calcari metasomatizzati a *skarn* con granato, flogopite e clinopirosseno, di litici intrusivi olocristallini prevalentemente a leucite e clinopirosseno, ma anche di sanidiniti, pirosseniti, biotititi, di clasti a haüyna e pirosseno. Livelli di breccia sono presenti nelle zone prossimali a varie altezze nel deposito, dove i litici possono raggiungere e superare le dimensioni di 1 m di diametro, e possono presentare impronte da impatto. Il deposito, nella sua facies tipica, è massivo e litoide, con spessori fino a 35 m, dove confinato in paleovalli (per esempio come a Fosso delle Petrare, vicino l'abitato di Marino; Fig. 12). Possono essere presenti resti vegetali carbonizzati e calchi di animali (Meli, 1822). Lungo i fianchi del *maar* di Albano e sugli alti topografici si presenta invece stratificato e di spessore ridotto, fino a massimo 10 m. Questo deposito è stato ed è ancora coltivato come pietra ornamentale e da costruzione. L'unità affiora estesamente sull'orlo del cratere di Albano, al di sopra dell'unità del Cantone, ed è ben rappresentata in un raggio di 2-3 km dal cratere, solo parzialmente coperta dalle unità piu recenti. Il lembo incanalato lungo il Fosso delle Petrare, verso NO, raggiunge i 10 km dal cratere verso Roma. Alcuni lembi di questo prodotto si presentano in giacitura a franapoggio all'interno del cratere di Albano, dove è presente alla base una breccia a litici di dimensioni fino ad 1 m di probabile origine co-ignimbritica. Tali lembi rappresentano la "ricolatura" del Peperino di Albano e definiscono dunque che la forma interna del cratere non è di molto arretrata dall'eruzione di questo prodotto. La composizione è K-foiditica (De Benedetti *et alii*, 2008). Le datazioni sono varie. La prima fu 29.7± 0.4 ka effettuata con il metodo ^{14}C

su tronchi di *Ulmus* e *Quercus ilex* inglobati nel deposito (De Vries, 1958 in Fornaseri & Cortesi, 1989). Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano invece per questo prodotto un'età di 36±1 ka (Freda *et alii*, 2006), anche se altri metodi indicano età più recenti (19 ka in Mercier, 1993; <23 ± 6,7 in Soligo *et alii*, 2003).

Nelle zone distali, sia verso NO (zona Ciampino) sia verso OSO (Fosso di S. Palomba, Rio Torto, Fosso di S. Procula) sono presenti estesi lembi caratterizzati dalla *Litofacies sabbioso-conglomeratica* (MNNa), ossia depositi conglomeratico-sabbiosi, da matrice- a clasto-sostenuti, ad elementi vulcanici, con alternanze di livelli massivi e stratificati, con strutture di deposizione da pianoparallele ad incrociate, di spessore massimo di 6,5 m. Le caratteristiche petrografiche, sedimentologiche e la giacitura complessiva indicano che tale deposito è penecontemporaneo al Peperino, di cui rappresenta la rimobilizzazione in facies di *lahar* con meccanismi da *debris flow* e flusso iperconcentrato (Giordano *et alii*, 2002b).

L'unità si può relazionare alla quinta eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano (Giordano *et alii*, 2002a,b; Porreca *et alii*, 2003, 2008) con meccanismi di deposizione da colata piroclastica, *base surge* e *lahar* (MNNa). Spessore massimo 30 m. "Peperino di Albano" *Auctt. p.p.*; "Colate piroclastiche fredde del cratere di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

Pleistocene superiore p.p.



Fig. 12 – *Facies massiva* valley pond *del Peperino di Albano, presso Valle Petrare dove è ancora cavato come pietra ornamentale*.

1.3.8.4.6.- Unità di Villa Doria (**SDV**)

L'unità di Villa Doria (Fig. 13) è costituita da due livelli distinti. Il livello basale, di spessore 10-100 cm, è massivo, litoide, a matrice cineritica (90%) e presenta alla base impronte di erba orientate nella direzione del flusso. La matrice cineritica è composta di vetro vulcanico e scorie grigie di diametro massimo 2 mm, individui e frammenti di cristalli di leucite più o meno alterata, abbondanti miche della serie flogopite-annite, granato (andradite titanifera). Gli xenoliti sono essenzialmente lave (diametro massimo 10 cm), calcari decarbonatati, *skarn* e intrusivi. Il livello intermedio è costituito da livelli stratificati di cenere grossolana agglutinata in *ash-pellets* e *armored lapilli* sferici o subsferici, di dimensioni > 2mm, e ϕ_{max}= 2 cm. I livelli ad *ash-pellets* e *armored lapilli* sono in genere privi di matrice fine, hanno spessore individuale massimo di 4-5 cm e definiscono stratificazioni incrociate a basso angolo e ampie dune (λmax > 10 m). Gli xenoliti sono scarsi. Al tetto è presente una superficie erosiva con presenza di materiale rimaneggiato. L'unità affiora estesamente intorno ad Albano Laziale e sulle pendici nord e ovest del *maar* di Albano. Il livello basale ha una ampia distribuzione areale (almeno fino a 10 km dal bordo craterico, Funiciello *et alii*, 2003) mentre il livello superiore non è presente oltre i 2-3 km dal cratere. L'analisi al microscopio della frazione juvenile delle ceneri mostra forme *blocky* tipiche dell'interazione acqua-magma che, insieme alla presenza di cenere agglutinata, indica un'origine freatomagmatica. Lo spessore complessivo raggiunge i 6 m. L'analisi chimica indica composizioni tra K-foiditiche e tefri-fonolitiche (De Benedetti *et alii*, 2008). L'unità è relativa ad un'eruzione del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione prevalente da *base surge*. Per questa unità non esistono datazioni disponibili. L'unità di Villa Doria è stata denominata precedentemente come "Unità SD" (Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005).

Pleistocene superiore p.p.??



Fig. 13 - *Unità di Villa Doria in facies stratificata, presso la Tangenziale di Albano.*

1.3.8.4.7. - Unità di Albalonga (**UAL**)

Deposito piroclastico da massivo e caotico a malstratificato in bancate, grigio-giallastro, a matrice cineritica prevalente, con cristalli di pirosseno, leucite e biotite ed abbondanti (>10%) lapilli e blocchi lavici, carbonatici, metamorfici (marmi), metasomatizzati (*skarn*) e intrusivi. Il deposito è in genere litoide per zeolitizzazione. Nella parte basale sono presenti abbondanti scorie nere di dimensioni fino a 20 cm di diametro, con haüyna, leucite e pirosseno. Alla base è spesso presente un caratteristico livello ben classato di pomici gialle e bianche, afiriche o scarsamente porfiriche (haüyna, granato "melanite"), di massimo 20 cm di spessore (zona dell'abitato di Albano). Questo livello basale può essere interpretato come da caduta. L'unità affiora principalmente nel settore intorno al paese di Albano, e più diffusamente nell'attiguo Foglio 388 "Velletri". Per questa unità non esistono datazioni disponibili. L'unità è relativa all' ultima eruzione attualmente nota del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione prevalente da colata piroclastica. Spessore massimo 10 m. L'analisi chimica indica una composizione K-foiditica (De Benedetti *et alii*, 2008). "Peperino di Albano" *Auctt. p.p.*; "unità PHF" di Funiciello *et alii* (2002, 2003) e Giordano *et alii* (2005).

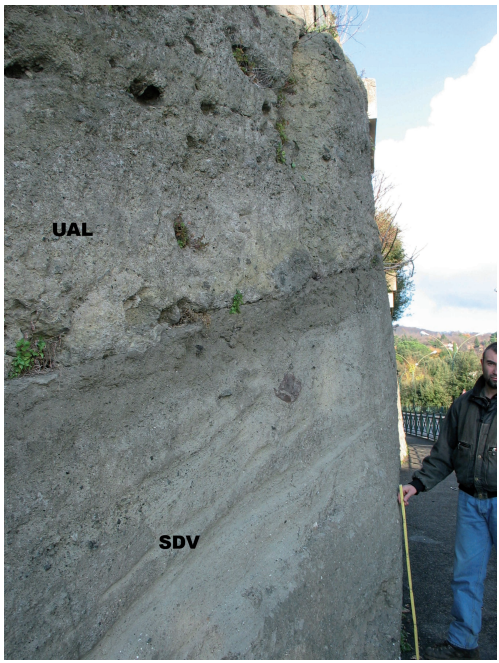


Fig. 14 – *Contatto stratigrafico tra Unità di Villa Doria in facies stratificata e Unità di Albalonga in facies massiva presso il paese di Ariccia. La superficie di unconformity è in questo affioramento segnata inoltre dalla presenza di impronte d'erba alla base di UAL, mentre non è visibile il livello di pomici da caduta, probabilmente eroso durante la messa in posto del flusso piroclastico.*

Pleistocene superiore p.p.??

1.3.9. - LA SUCCESSIONE PLEISTOCENICO SUPERIORE p.p.-OLOCENICA

Con il passaggio tra Pleistocene superiore e Olocene, il reticolo idrografico inciso nel corso del periodo freddo würmiano viene progressivamente riempito di sedimenti fluviali e colluviali relativi all'innalzamento del livello marino. Oltre a

questi depositi l'area è interessata, nell'Olocene, da un forte processo di sovrasedimentazione nella zona di Ciampino legato agli episodi più recenti dell'attività vulcanica e peri-vulcanica del *maar* di Albano (Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005) e, non meno importanti dal punto di vista della modificazione del paesaggio nel corso degli ultimi 3000 anni, dagli ingenti movimenti di terra legati all'attività estrattiva e di ritombamento ed all'antropizzazione del territorio.

1.3.9.1. - Formazione del Tavolato (**TAL**)

La scarsità degli affioramenti presenti nella vasta area pianeggiante a nord del cratere di Albano ha costituito, fino alla redazione di questo Foglio, un limite per determinare l'estensione ed i caratteri dei depositi prodotti dall'attività più recente del vulcanismo Albano. Il rilevamento di dettaglio dell'area, reso possibile grazie agli scavi connessi alle estese opere di costruzione nell'area, ha permesso di stabilire la presenza di una complessa successione, spessa fino a 15 m, di depositi di origine da *lahar*, e di depositi fluviali, che hanno colmato le paleovalli del reticolo würmiano, conferendo la morfologia pianeggiante all'intera area della piana di Ciampino-Capannelle. Questa formazione rappresenta la scoperta più significativa per quanto concerne il vulcano dei Colli Albani, in quanto essa si riferisce a fenomeni di esondazione del Lago Albano nel corso dell'Olocene precedentemente non riconosciuti (Funiciello et alii, 2002, 2003; De Benedetti *et alii*, 2008). Il termine formazione del Tavolato è stato adottato in omaggio alle descrizioni di questi depositi fatte da Ponzi (1885; vedi anche Portis, 1893) poi sparite dalla letteratura geologica di tutto il '900.

La formazione è costituita di depositi vulcanoclastici in due facies prevalenti che si intercalano a varie altezze: livelli lentiformi a riempimento di paleocanali, costituiti di sabbie e conglomerati a minerali vulcanici, a stratificazione incrociata di origine fluviale e livelli malclassati, tabulari, da massivi a malstratificati, a matrice sabbiosa con clasti grossolani dispersi nella matrice, interpretabili come depositi di flusso iperconcentrato e da *debris-flow*. Al tetto è presente un deposito massivo, classato, composto di sabbia vulcanica, con pomici grigie ed abbondanti cristalli di leucite analcimizzata, flogopite e clinopirosseni, che rappresenta un deposito da *lahar* in facies di flusso iperconcentrato (unità HF3 in Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005). Il deposito si sovrappone ad un paleosuolo poco evoluto e presenta alla base pochi centimetri di cenere grigia a laminazione diffusa, con impronte di piante erbacee. Lo spessore di tale deposito non supera il metro e la parte superiore appare poco modificata rispetto alla morfologia originale. Sul paleosuolo alla base di questo deposito sono state effettuate due datazioni radiometriche con il metodo del radiocarbonio in due località differenti che hanno fornito età perfettamente confrontabili e dunque attendibili, rispettivamente di 5090 ± 100 anni e di 5150 ± 70 anni (Funiciello *et alii*, 2003). Questi dati, se calibrati, forniscono un'età di 5.8±0.1 ka (De Benedetti *et alii*, 2008).

I depositi di *lahar* della formazione del Tavolato sono riferibili ad eventi esondativi del Lago Albano, probabilmente da mettere in relazione alla forte attività di degassamento che ha prodotto, nel corso dell'Olocene, ripetuti episodi di innalzamento del livello del lago e di *roll-over*, con fenomenologie simili a quelle riscontrate in molti laghi craterici di vulcani attivi, come ai vulcani Nyos e Monoum in Cameroon.

Pleistocene superiore p.p.-Olocene

1.3.9.2. - Deposito lacustre (**SFT_{e2}**)

Depositi di riempimento dei laghi craterici di Valle Marciana, Quarto Laghetto, Valle Ariccia e sedimenti attuali di spiaggia del Lago Albano. Sono costituiti da depositi ad elementi vulcanici siltoso-sabbiosi alternati a livelli argillosi. Spessori >10 m.

Pleistocene superiore p.p.-Olocene

1.3.9.3. - Detrito di versante (**SFT_a**)

Depositi eterometrici e poligenici, variabili da brecce a sabbie grossolane, deposti ai piedi dei versanti derivanti da fenomeni gravitativi. Nell'areale del Foglio affiorano all'interno del cratere di Albano.

Olocene

1.3.9.4. - Deposito eolico (**SFT_d**)

Dune consolidate costituite di depositi sabbiosi grigi e giallastri. Sabbie generalmente poco classate costituite da granuli mediamente arrotondati di quarzo, selce, miche, ossidi di ferro e titanio e scarsissima calcite. Sono presenti, inoltre, quantità variabili fra il 10 e il 20% di pirosseni derivanti dall'erosione dei depositi vulcanici pleistocenici. In alcuni casi sono stati osservati foraminiferi bentonici interi o in frammenti. Nei pochi affioramenti di un certo spessore dove è stato possibile osservare tagli freschi, non sono state rilevate particolari strutture sedimentarie. Spessore valutabile fino a 10 metri. Affiorano tra, Lido di Castel Porziano e Torvaianica.

Olocene

1.3.9.5. - Deposito di spiaggia (**SFT_{g2}**)

Depositi sabbiosi grigi e giallastri. Sabbie classate a granulometria medio-fina quarzose, ricche in minerali vulcanici e magnetite. A seguito del ripascimento del litorale è presente anche una componente calcarea.

Affiorano nelle sezioni tra Lido di Castel Porziano e Torvaianica. Spessori tra 1 m e 10 m.

Olocene

1.3.9.6. - Deposito alluvionale ($\mathbf{SFT_{ba}}$)

Depositi siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi delle piane alluvionali. Nella pianura alluvionale del Fiume Tevere e delle valli laterali la litologia di questi depositi è nota da dati di sondaggio ed è prevalentemente costituita da depositi fini siltoso-argillosi alternati a livelli sabbiosi e a livelli di torbe a diversa profondità. Alla base sono frequenti livelli ghiaiosi e sabbiosi. Spessore fino a 60 m.

Sabbie, limi e limi argillosi ricchi in materiale vulcanico sono presenti lungo le valli principali drenanti verso il Tevere con spessori probabilmente superiori alla decina di metri. Comprendono le alluvioni dei corsi d'acqua minori, drenanti verso il Tirreno, e quelle presenti in una fascia parallela alla costa nelle sezioni Torvaianica e Pomezia Ovest, dove presentano spessori molto più limitati e una maggiore componente sabbiosa.

Olocene

1.3.9.7. - Deposito alluvionale in evoluzione ($\mathbf{SFT_{bb}}$)

Depositi alluvionali in evoluzione all'interno delle arginature artificiali del Fiume Tevere.

Si tratta di alternanze di sabbie, silt, argille e di livelli ricchi di materia organica. Spessore fino a 10 m.

Olocene

1.3.9.8. - Depositodi bonifica ($\mathbf{h_{1b}}$)

Depositi di colmata dovuti alle opere di bonifica storica di aree paludose di retro-duna. L'area costiera del Lazio è stata soggetta a numerose opere di bonifica che ne hanno modificato la morfologia. Attualmente i sedimenti che colmano queste aree sono per lo più costituiti da terreni limoso-sabbiosi, argille e limi torbosi di colore scuro ricchi in materia organica, a volte con concrezioni calcaree. Nell'area di Torvaianica ed Ardea questi sedimenti contengono *Cerastoderma* sp. Al di sotto di questi depositi sono presenti depositi palustri e lagunari. Dragone *et alii* (1967) descrivono depositi di sedimenti in facies palustre e lagunare costituiti da limi e argille gialle con livelli torbosi a malacofauna e argille grigie con molluschi di ambiente salmastro. Lo spessore dei depositi relativi ubicati nella sezione Castel Porziano è stato valutato in alcuni metri (Dragone *et alii*, 1967), probabilmente fino a 10 m.

Olocene

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

Depositi eterogenei dovuti all'ammassamento e allo spostamento dei materiali per rilevati stradali, ferroviari, terrapieni, colmate. Spessore fino a 30 m.

Olocene

2. - ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI

Come definito nella premessa del Capitolo II, l'organizzazione stratigrafica delle unità vulcaniche e vulcanoclastiche è stata inserita all'interno di uno schema di unità litosomiche definite da una precisa posizione stratigrafica e da una morfologia distinguibile che permette di identificare il centro (o i centri) di emissione. Nelle aree vulcaniche, infatti, la morfologia "è in genere ben relazionabile col tipo di attività, con il tipo di prodotti emessi e con i loro parametri fisici" (Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica, 1992). L'organizzazione stratigrafica in unità litosomiche è di fatto una novità per questa area vulcanica. Il Foglio "Albano Laziale", non è il luogo ideale per definire le unità litosomiche, per la cui definizione sarebbe opportuna una visione completa della geometria dei corpi rocciosi e delle superfici che li delimitano alla scala del vulcano. Così, le suddivisioni riportate in legenda si riferiscono, per quanto riguarda il vulcano dei Colli Albani, all'organizzazione stratigrafica come è stata definita a seguito dei rilevamenti che coprono l'intero areale del vulcano relativi, oltre che al Foglio 387 "Albano Laziale", ai fogli 374 "Roma", 388 "Velletri" e 375 "Tivoli", definite in Giordano *et alii*, 2006.

2.1. - Il Vulcano dei Colli Albani

Il Vulcano dei Colli Albani è un apparato centrale complesso quiescente, caratterizzato nel corso della sua evoluzione da importanti cambiamenti nello stile e nei tassi eruttivi, tali che anche i primi studiosi avevano organizzato la sua stratigrafia per periodi (Brocchi, 1820; Sabatini, 1900). L'attività vulcanica nell'area dei Colli Albani inizia a circa 600 ka (De Rita *et alii*, 1995) e si protrae fino all'Olocene (Funiciello *et alii*, 2003), caratterizzata da composizioni chimiche sempre relative alla serie ultra-potassica HKS (Trigila *et alii*, 1995; Boari *et alii*, in stampa). La prima monografia di tipo moderno edita da Fornaseri *et alii* (1963), proponeva una suddivisione in "Prodotti dell'attività iniziale", che comprendeva essenzialmente i prodotti freatopliniani e i grandi espandimenti lavici fino alle lave di Vallerano, seguito dal "Complesso dei Tufi inferiori", che includeva le Pozzolane rosse, le Pozzolane nere e la formazione di Villa Senni (composta da Tufo Lionato e Pozzolanelle), seguito ancora dall'"Attività del periodo Tuscolano-Artemisio", in cui si costruiva il bastione di scorie e lave peri-

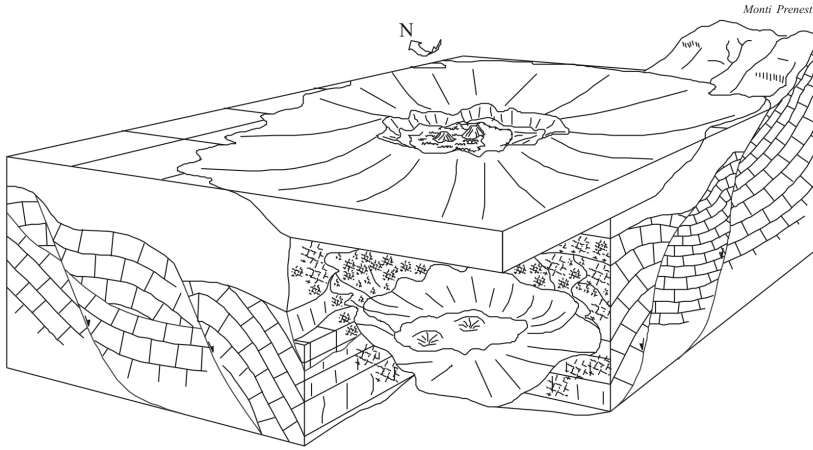
calderiche, ed infine l'"Ultimo periodo dell'attività centrale" relativo alla messa in posto dell'edificio delle Faete, seguito dall'attività degli Apparati eccentrici di Nemi, Albano, Ariccia, Valle Marciana ecc. Questo schema stratigrafico nelle sue grandi linee è rimasto pressoché immutato. De Rita *et alii* (1988, 1995) hanno accorpato tutta l'attività iniziale nella "Fase Tuscolano-Artemisia", introducendo una suddivisione di tipo temporale piuttosto che stratigrafica, caratterizzata dalle grandi eruzioni ignimbritiche e dai collassi calderici, con oltre 280 km^3 di materiali eruttati tra 600 ka e 350 ka, seguita dalla "Fase delle Faete" con la costruzione dell'edificio intracalderico delle Faete e volume calcolato di prodotti di circa 40 km^3 (Giordano *et alii*, 2006) ed infine dalla "Fase idromagmatica finale" con una ulteriore riduzione dei volumi emessi.

La ricostruzione in litosomi, o edifici, che viene qui presentata si basa sulle evidenze morfologiche, genetiche e strutturali delle successioni vulcaniche riconosciute ed è valida alla scala del vulcano, come ricostruita in Giordano *et alii*, 2006. I limiti dei litosomi non necessariamente coincidono con quelli identificati per le unità stratigrafiche a limiti inconformi riconosciute nell'area, a testimonianza che l'evoluzione del vulcano ha sì una relazione di prim'ordine con l'evoluzione regionale, ma in massima parte dipende, una volta instaurata una camera magmatica persistente, dall'evoluzione magmatica del sistema vulcanico (cf. De Rita *et alii*, 2000).

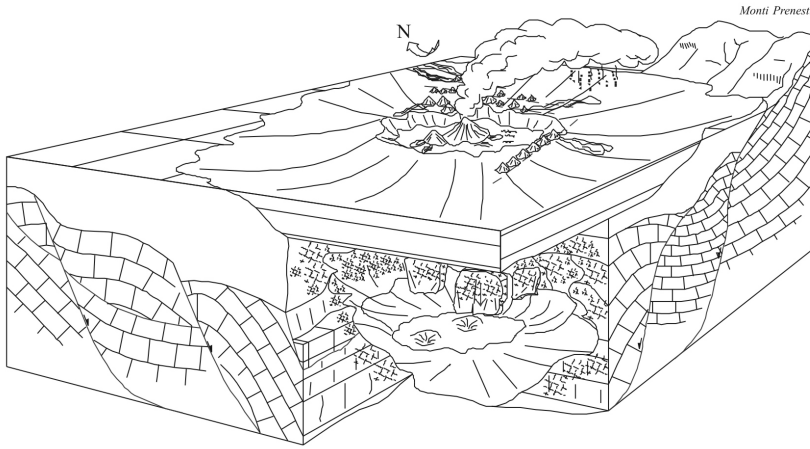
2.1.1. - *Il Litosoma Vulcano Laziale*

Il litosoma Vulcano Laziale raccoglie tutte le unità ignimbritiche principali eruttate dal vulcano, intercalate dagli espandimenti lavici e dai prodotti da ricaduta e di rimaneggiamento. Dal punto di vista morfologico questo litosoma corrisponde alla geometria tabulare ed aggradante determinata dalla messa in posto delle ignimbriti a basso rapporto d'aspetto (*low aspect ratio ignimbrites* come definite da Walker, 1983) riconosciute durante i rilevamenti (unità di Tor de' Cenci, unità del Palatino, le Pozzolane Rosse, le Pozzolane nere, la formazione di Villa Senni) che formano un *plateau* continuo con pendenze molto basse (2°-5°) distribuito a 360° intorno all'area calderica centrale che ne rappresenta la zona di provenienza (Fig. 15). I depositi ignimbritici, pur simili tra loro per geometria, possono essere suddivisi in due distinte successioni, per caratteristiche di facies e genetiche. Le prime ignimbriti hanno infatti uno spiccato carattere freatomagmatico rappresentato da granulometrie cineritiche fini, presenza di lapilli accrezionari e sviluppo significativo di facies stratificate intercalate alle facies massive, a testimonianza di flussi relativamente diluiti. Questa prima successione, comprendente l'unità di Trigoria (non rappresentata nel Foglio perché di spessore troppo esiguo in affioramento), l'unità di Tor de Cenci, l'unità del Palatino e l'unità di Casale del Cavaliere (affiorante nel Foglio 374 "Roma") è stata chiamata "successione dei Tufi Pisolitici" da De Rita *et alii* (2002b) e corrisponde ai Tufi antichi, grigi, pisolitici A*uctt*. Le caratteristiche del freatomagmatismo indicano che si tratta di

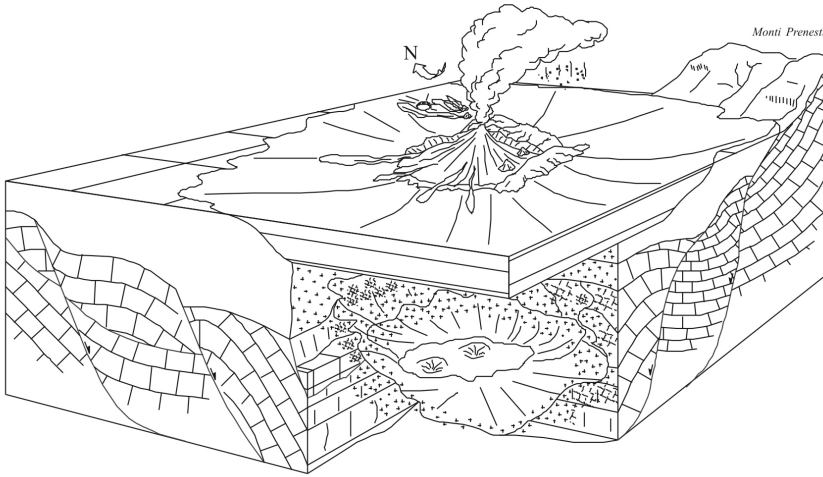
interazione con grandi volumi di acque superficiali, per cui gli autori ipotizzano che durante le fasi iniziali del vulcanismo albano, un grande lago, probabilmente connesso alla diversione verso SE che il Tevere subì a seguito dell'innalzamanto dell'alto di Monte Mario, fosse presente nella zona attualmente occupata dalla caldera (De Rita *et alii*, 2002b).



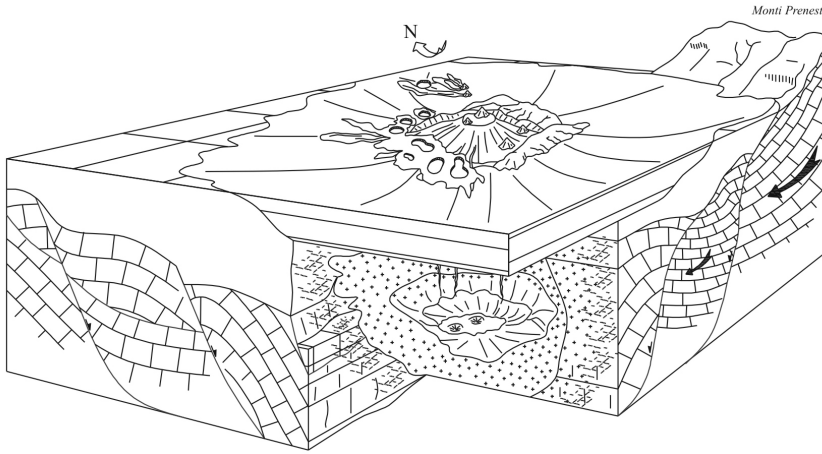
a) *Litosoma Vulcano Laziale*



b) *Litosoma Tuscolano-Artemisio*



c) *Litosoma Faete*



d) *Litosoma Via dei Laghi,*

Fig. 15 – *Ricostruzione delle della storia del vulcano dei Colli Albani, attraverso la formazione successiva dei quattro litosomi, a) il Litosoma Vulcano Laziale, b) il Litosoma Tuscolano Artemisio, c) il Litosoma Faete, d) il Litosoma Via dei Laghi (da* Giordano et alii, 2006)

L'esaurimento di questo lago causato dalla progressiva edificazione del Vulcano Laziale avrebbe poi determinato sia lo spostamento nuovamente verso nord del Tevere in posizione circa attuale, sia le caratteristiche pozzolanacee delle tre unità ignimbritiche superiori (Pozzolane Rosse, Pozzolane nere, formazione di Villa Senni; nell'insieme chiamate Complesso dei Tufi inferiori da Fornaseri *et alii*, 1963), che testimoniano processi di frammentazione magmatica senza una significativa interazione acqua-magma. I depositi da ricaduta e gli espandimenti lavici intercalati, come quello relativo alle lave di Vallerano, di fatto non modificano la morfologia tabulare del litosoma e si riconducono allo stesso centro di emissione. Calcoli volumetrici di dettaglio sono stati effettuati solo per le Pozzolane rosse cui sono attribuiti 34 km^3 di prodotti e 12 km^3 in *Dense Rock Equivalent*, e per l'unità delle Pozzolane nere, calcolata corrispondere a 8,7 km^3 DRE (Rosa, 1995). De Rita *et alii* (2002b) stimano inoltre che ognuna delle unità di Tor de Cenci, del Palatino e di Casale del Cavaliere possa corrispondere a volumi compresi tra 1 e 10 km^3. Inoltre, l'ultima unità ignimbritica del litosoma, la formazione di Villa Senni, presenta senz'altro i massimi volumi eruttati durante un singolo evento eruttivo durante questo periodo, ben maggiori di quelli relativi all'eruzione delle Pozzolane rosse. E' dunque ragionevole ipotizzare che la caldera come oggi si osserva nella zona centrale dei Colli Albani sia polifasica. Essa fa parte integrante del litosoma. E' da notare che gli xenoliti del basamento carbonatico-sedimentario meso-cenozoico presenti all'interno delle ignimbriti mostrano una netta transizione da calcari non ricristallizzati, nell'unità di Tor de Cenci, a completamente termometamorfosati nelle Pozzolane rosse, a skarn a granati nella formazione di Villa Senni, suggerendo che i progressivi collassi calderici abbiano determinato il progressivo sprofondamento delle successioni meso-cenozoiche che costituiscono il basamento del vulcano, all'interno della camera magmatica.

La superficie di base del litosoma è raramente esposta e solo nelle zone distali. Essa di fatto coincide con la base dei primi prodotti vulcanici sul substrato sedimentario. E' dunque una superficie articolata, ed è stata ricostruita essenzialmente da dati di sondaggio (De Rita *et alii*, 1992). La superficie di tetto del litosoma corrisponde invece con la superficie topografica a debole pendenza che caratterizza in tutta l'area il *plateau* ignimbritico.

Il litosoma Vulcano Laziale copre un areale di circa 1600 km^2 e corrisponde ad un complesso calderico simile ai Campi Flegrei, Sacrofano, Bracciano, Bolsena, ovvero Taupo (Nuova Zelanda) o Yellowstone (Stati Uniti d'America), privo cioè di uno stratovulcano centrale, ma caratterizzato essenzialmente da eruzioni parossistiche che determinano la formazione di un ampio recinto calderico poligenico, circondato da un cono a basso rapporto d'aspetto, molto esteso ma molto poco acclive. I tempi di ricorrenza medi delle eruzioni parossistiche, sviluppatesi tra circa 550 ka e 350 ka, si possono valutare intorno ai 40 ka, come desumibile dalle datazioni esistenti (Bernardi *et alii*, 1982; Voltaggio e Barbieri, 1995; Karner *et alii*, 2001). E' probabile che, in analogia con i complessi calderici attuali, durante i periodi tra un'eruzione parossistica e la successiva, l'attività fosse essenzialmente intracalderica effusiva o debolmente esplosiva, ed è per questo

motivo che le grandi ignimbriti nel *plateau* sono in genere separate da paleosuoli, mentre i prodotti vulcanici intercalati sono in genere assenti o di potenza assai limitata, almeno nel settore occidentale del vulcano. Fanno eccezione le lave di Vallerano, di Fosso Tre Rami ed i prodotti vulcanoclastici del Conglomerato Giallo. Al contrario, il settore orientale, sottovento rispetto alle correnti atmosferiche principali, presenta spessori mai ingenti ma cartografabili di prodotti di ricaduta intercalati (fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli").

Circa il nome scelto per questo litosoma, va notato che il termine Vulcano Laziale è stato, soprattutto nella letteratura fino agli anni '70, utilizzato in maniera interscambiabile con vulcano dei Colli Albani. Tuttavia i prodotti di questo litosoma rappresentano oltre il 90% dell'intero volume eruttato e dunque ben si identificano con la struttura principale del vulcano. L'altro termine disponibile in letteratura che include i prodotti del Vulcano Laziale è Fase Tuscolano-Artemisia di De Rita *et alii* (1988), entrato nell'uso comune a partire dagli anni '80-'90. Tuttavia la denominazione Tuscolano-Artemisia è relativa ad un periodo più ampio che include la formazione del Vulcano Laziale, ma non ne è esclusivo ed indica la località geografica relativa al successivo Litosoma Tuscolano Artemisio (vedi paragrafo successivo; cfr. "recinto Tuscolano-Artemisio" *Auctt.*).

2.1.2. - *Il Litosoma Tuscolano-Artemisio*

Il litosoma Tuscolano-Artemisio è stato descritto per la prima volta in Fornaseri *et alii* (1963) come "Recinto Tuscolano-Artemisio", da cui il nome scelto. Esso è costituito da un bastione continuo alto fino a qualche centinaio di metri formato da una serie di coni di scorie, scorie saldate e lave coalescenti, emessi da fratture concentriche alla caldera, che formano due sezioni ben distinte per direzione: la sezione del Tuscolano segue una direttrice NO-SE, che va dal Monte Tuscolo fino a Monte Castellaccio dove il sistema cambia direzione e piega bruscamente a SO formando la sezione dell'Artemisio (Fig. 15). Rientrano in questo litosoma anche le grandi colate laviche ed i coni di scorie che derivano dall'attività fissurale e monogenica definita da Fornaseri *el alii* (1963) "Attività esterna al recinto Tuscolano-Artemisio".

I prodotti di questo litosoma affiorano nel Foglio 387 "Albano Laziale" limitatamente al settore orientale con la formazione di Madonna degli Angeli.

I rilievi dei fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli" mostrano che questo litosoma poggia al di sopra di una superficie articolata che digrada verso l'esterno del vulcano dove è caratterizzata da un paleosuolo sviluppato al tetto della formazione di Villa Senni, mentre si presenta con forti pendenze verso l'interno della caldera. Queste relazioni fanno comprendere come la costruzione del litosoma Tuscolano-Artemisio, sebbene sottolinei la struttura calderica, non sia direttamente collegata con il suo collasso come ipotizzato da alcuni autori (De Rita *et alii*, 1995; Karner *et alii*, 2001), e conferma invece l'interpretazione di Fornaseri *et alii* (1963). Vi è anzi da dire che le relazioni stratigrafiche indicano che il versante interno della

caldera abbia subito un importante processo di arretramento (Giordano *et alii*, 2006), probabilmente sia di origine erosiva che vulcanotettonica, prima di essere suturato dai coni finali che costituiscono il bastione Tuscolano, alcune delle cui lave sono datate intorno ai 300 ka (Karner *et alii*, 2001). I prodotti più recenti di questo litosoma sono le lave dell'Osa-Saponara che originano dai centri "esterni" di Monte Falcone e Colonna (Aquilina, 1942; Fornaseri, 1948), allineati lungo una importante struttura fissurale orientata NO-SE (Foglio 375 "Tivoli") e che sormontano i prodotti freatomagmatici del cratere di Castiglione datato a circa 260 ka (Follieri *et alii*, 1988) .

Il significato di queste importanti struttura fissurali può essere compreso considerando che dopo l'ultimo collasso della caldera a seguito dell'eruzione della formazione di Villa Senni avvenuto circa 355 ka, l'attività vulcanica si riduce drasticamente di volume, indicando un cambiamento significativo nel sistema di alimentazione. Questo processo, accompagnato allo svuotamento della camera magmatica, può aver portato a deflazione ed alla risalita di magmi essenzialmente degassati o poveri di gas, i quali hanno dato origine alle eruzioni effusive o blandamente esplosive da cui origina la struttura del Tuscolano-Artemisio. Va peraltro notato che la porzione del Tuscolano a direttrice NO-SE è in asse alla struttura bordiera dell'alto di Monte Mario-Ciampino, con faglie immergenti verso NE e dunque permeabili alla risalita del magma durante periodi di deflazione della camera magmatica. Si può in questo modo inoltre spiegare la presenza di una struttura dicchiforme ad alta velocità proprio sotto la sezione del Tuscolano, rivelata da indagini di tomografia sismica (Chiarabba *et alii*, 1994, 1997). In questo senso il litosoma Tuscolano-Artemisio sarebbe l'espressione superficiale dell'intrusione di "*ring dikes*" *sensu* Anderson (1936).

2.1.3. - *Il Litosoma Faete*

Il litosoma Faete esprime il rilievo topografico costituito dall'edificio intracalderico delle Faete. Si tratta di uno stratocono regolare principale, che si eleva a partire dai circa 600 m s.l.m. del piano della caldera fino a 1000 m s.l.m., con versanti inclinati fino a 45°, lungo cui sono presenti alcuni coni di scorie avventizi di dimensioni minori. I prodotti eruttati sono essenzialmente scorie e lave relative ad attività di fontana di lava e stromboliana. Tali prodotti non affiorano nell'areale del Foglio 387 "Albano Laziale", ma sono presenti nell'adiacente Foglio 388 "Velletri". La successione stratigrafica riconosciuta presenta significative discordanze angolari, paleosuoli e depositi vulcanoclastici relativi a periodi di quiescenza che indicano come questo edificio si sia costruito attraverso fasi eruttive discrete. Il grande cratere sommitale, denominato Campi di Annibale, è stato interpretato come una struttura da collasso calderico e/o relativo ad eruzioni esplosive. L'attività di questo edificio si chiude con la formazione dei coni di scorie Colle Iano e Monte Cavo, lungo il bordo del cratere sommitali. Le datazioni disponibili mostrano età tra i 280 ed i 270 ka (Bernardi *et alii*, 1982; Voltaggio

& Barbieri, 1995; Karner *et alii*, 2001; Marra *et alii*, 2003), ed indicano che il litosoma si sia formato almeno in parte contemporaneamente all'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio. In realtà, tenuto conto dell'area della caldera e del volume della formazione di Villa Senni, è ragionevole ipotizzare che il collasso abbia comportato una subsidenza dell'ordine dei 500-1000 m e che dunque la porzione dell'edificio oggi in affioramento rappresenti solo le fasi finali di edificazione, mentre una porzione almeno altrettanto significativa sia presente nel sottosuolo della caldera e, almeno dal punto di vista cronologico, sia da considerarsi sincrona con le fasi iniziali dell'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio (Fig. 15), come testimoniato dalla presenza di livelli da ricaduta subpliniani provenienti dalle Faete all'interno della formazione di Madonna degli Angeli, del Tuscolano Artemisio (Giordano *et alii*, 2006).

Il chimismo delle lave eruttate da questo apparato è relativamente costante e non si discosta dai valori tipici dei prodotti dei Colli Albani, classificabili tra le tefriti, le fonotefriti e le K-foiditi (Fornaseri *et alii*, 1963; Trigila *et alii*, 1995; Boari *et alii*, in stampa).

2.1.4. - *Il Litosoma Via dei Laghi*

Il litosoma Via dei Laghi racchiude i prodotti dell'attività eccentrica essenzialmente freatomagmatica che ha caratterizzato la parte finale dell'attività vulcanica dei Colli Albani dopo la fine dell'edificazione dello stratovulcano delle Faete. Si tratta in realtà di un litosoma composito, costituito da tanti litosomi indipendenti quanti sono i *maar* che intersecano la struttura del vulcano, localizzati tutti lungo i versanti occidentale e settentrionale (Fig. 15). Essi sono sia *maar* monogenici, ossia relativi ad un'unica eruzione, che poligenici, ovvero costituiti dalla coalescenza di più crateri, ad indicare che la zona sorgente di queste eruzioni è ancora relativa alla presenza di una camera magmatica che consente la persistenza dell'alimentazione nel tempo. Sono monogenici i crateri di Ariccia, Valle Marciana affioranti in questo Foglio e quelli di Pantano Secco e Prata Porci (Foglio 375 "Tivoli") posti a nord, mentre sono poligenici quelli di Albano, Laghetto e Nemi, che affiora nel Foglio 388 "Velletri". Dal punto di vista morfologico il litosoma è dunque costituito da una serie di rilievi coalescenti relativi ai prodotti dei *maar*, caratterizzati da un basso rapporto d'aspetto morfologico (H/L), ossia da pendenze comprese tra 2° e 10°, ed interrotti bruscamente dalle ripide scarpate interne dei crateri da cui derivano. I prodotti di questo litosoma si appoggiano indifferentemente sui prodotti dei tre litosomi inferiori (Vulcano Laziale, Tuscolano-Artemisio, Faete). E' probabile che il carattere prettamente freatomagmatico delle eruzioni di questo periodo sia da attribuire essenzialmente alla ulteriore forte riduzione di volumi magmatici coinvolti, favorendo il raggiungimento del rapporto ideale di 1:3 acqua-magma per l'innesco di eruzioni freatomagmatiche (Sheridan & Wohletz, 1983). Il totale dei prodotti di questo litosoma è dell'ordine di grandezza di 1 km^3, con una riduzione di due ordini di grandezza rispetto al volume emesso nel periodo in cui si è formato il litosoma

Vulcano Laziale (600-350 ka) e di 1 ordine di grandezza rispetto a quello del periodo relativo all'edificazione dei litosomi Tuscolano-Artemisio e Faete (350-250 ka). I depositi più antichi di questo litosoma sarebbero datati a circa 200 ka (Marra *et alii*, 2003), mentre il limite superiore entra nell'Olocene, dato il ritrovamento di depositi freatici e da *lahar* sineruttivo datati fino a circa 5.8 ka all'interno della formazione del Tavolato (Funiciello *et alii,* 2003; De Benedetti *et alii*, 2008).

3. - TETTONICA e VULCANOTETTONICA

L'areale del Foglio 387 "Albano Laziale" è interessato da alcune strutture di importanza regionale e da evidenze dell'attività vulcanotettonica legata all'evoluzione del vulcano dei Colli Albani.

Nello schema tettonico (Fig. 16) è possibile identificare faglie a direttrice NE-SO legate al *graben* di Ardea, che attraversa tutto il Foglio, dalla costa verso la zona calderica. Questo *graben* è un bacino asimmetrico, stretto e allungato, subsidente almeno dal Pliocene, interpretato in Faccenna *et alii* (1994) come una struttura di trasferimento dell'estensione regionale che si espica lungo faglie a direttrice appenninica NO-SE. Lo spessore dei depositi plio-pleistocenici è stimato a 1600 m. L'assetto strutturale, ricostruito tramite l'analisi di sezioni sismiche nell'*offshore* di Ardea ha individuato la formazione di pieghe da *rollover* nell'*hangingwall* della faglia principale immergente a NO. I rilevamenti per il Foglio hanno confermato l'estensione e la natura del *graben* di Ardea e definto i limiti geometrici e temporali di attività. In particolare il sistema di faglie NE-SO a cinematica estensionale che borda il *graben* a nord-ovest è stato attivo almeno fino alla messa in posto dell'unità di Villa Senni, che risulta ribassato all'interno del *graben*. Attuamente inoltre, una fascia di intensa idrotermalizzazione e di manifestazioni a gas peri-vulcanici interessa l'area della Zolforata, situata in corrispondenza della proiezione delle faglie bordiere settentrionali del *graben*. Queste strutture rappresentano dunque ancora adesso vie preferenziali di risalita di fluidi vulcanici. Il terremoto di magnitudo 4.5 del 22 agosto 2005 nell'*offshore* della costa romana (fonte INGV), è localizzato lungo la prosecuzione della struttura trasversale di Ardea.

Faglia di Pratica di Mare. La Faglia di Pratica di Mare ha direzione NE-SO e rappresenta il limite nord occidentale del *graben* di Ardea. Evidenze di questa struttura sono osservabili lungo il fosso di Pratica di Mare, dove il membro di Pratica di Mare della formazione di Monte Vaticano presenta una stratificazione inclinata con giacitura media N 230°-20° interpretata dagli autori (Faccenna *et alii*, 1994) come un fenomeno di *rollover* connesso al movimento di una faglia a geometria listrica con analoga direzione; l'immersione sarebbe opposta al movimento principale diretto e dunque definirebbe un doppio *rollover* sia contro la faglia sintetica che contro quella antitetica. Il sovrastante membro di Campo Ascolano invece ha stratificazione sub-orizzontale. Ciò potrebbe significare che una parte del movimento della faglia sia avvenuto precedentemente alla deposizione di questa unità, in questo caso il rigetto della faglia, avvenuto tra la depo-

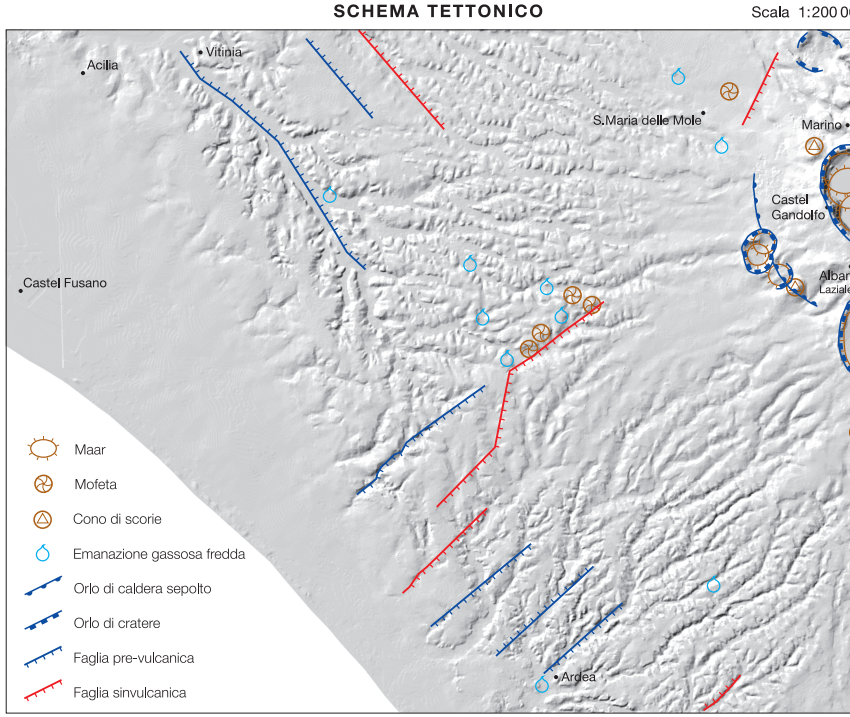


Fig. 16 – *Schema tettonico relativo al Foglio 387 "Albano Laziale"*

sizione del membro di Pratica di Mare e del membro di Campo Ascolano, non è valutabile perché tra le due unità potrebbero aver agito fenomeni di erosione di entità sconosciuta.

La facies del membro di Pratica di Mare in sinistra del fosso di Pratica di Mare, ossia nell'*hangingwall* della faglia, è molto più sabbiosa rispetto alla facies affiorante allo stesso livello in destra. Questo dato conferma l'esistenza dei fenomeni di erosione al tetto dell'unità.

Il limite fra il membro di Pratica di Mare ed il membro di Campo Ascolano è ribassato di circa 20 metri in sinistra del fosso di Pratica di Mare. Ciò indica che la faglia ha avuto in questo luogo un rigetto verticale di analoga entità dopo la deposizione del membro di Campo Ascolano.

Inoltre, il margine interno del terrazzo marino attribuito all'alto stazionamento relativo allo stadio isotopico 9 (unità di Castel Porziano) è ribassato di circa 10 metri a sud del fosso di Pratica di Mare.

Faglia del Rio Torto. La Faglia del Rio Torto presenta direzione NE-SO. Lungo il corso del Rio Torto, in riva destra, i depositi vulcanici si presentano basculati con giacitura N315°-32° ed appaiono fortemente tettonizzati con faglie alla mesoscala. La quota di tetto della superficie terrazzata relativa al terrazzo marino

dell'unità della Riserva della Macchia (Tirreniano) è più bassa di circa 10 m a sud del fosso del Rio Torto. Inoltre, a sud del lineamento del Rio Torto scompaiono le morfologie terrazzate relative agli stadi 7 e 9, a probabile testimonianza che mentre il resto della costa era in sollevamento, preservando i diversi ordini di terrazzi, la porzione interna del *graben* di Ardea era invece ancora in subsidenza relativa.

Altre faglie a direzione NE-SO sono state identificate principalmente dalla correlazione di dati di sondaggio che mostrano il ribassamento dei termini marini plio-pleistocenici verso SE fino all'altezza di Ardea, dove poi risalgono in quota verso il margine meridionale del *graben*, in direzione dell'alto di Anzio, dove affiorano lungo la costa ed i dati di sondaggio (sondaggio Latina 2) indicano uno spessore minimo di sedimenti pliocenici di 220 m (Faccenna *et alii*, 1994).

Nel settore nord-ovest del Foglio sono presenti strutture ad andamento appenninico che ribassano la successione sedimentaria e vulcanica verso nord-est di alcune decine di metri. L'elemento più importante è la Faglia del Fosso di Malafede, che controlla l'andamento rettilieo e parallelo alla costa del reticolo idrografico. Altre faglie parallele sono state identificate da sondaggio e delimitano il bacino all'interno del quale sono deposte le lave di Vallerano.

Faglia del Fosso di Malafede. La Faglia del Fosso di Malafede ha direzione NO-SE. I termini della litofacies argilloso-sabbiosa del membro della Pisana della formazione di Ponte Galeria sono ribassati di circa 20 m verso NE in destra del fosso. Il settore ad ovest del Fosso di Malafede, ossia la sinistra del fosso, approssimativamente tra Fosso della Santola a nord e Fosso di Capocotta a sud, è un alto del basamento prevulcanico. Questo alto non venne superato dalle principali colate piroclastiche dei Colli Albani, qui assenti o di limitato spessore. In particolare lungo il fosso di Capocotta è evidente che l'unità di Villa Senni, le Pozzolane nere e le Pozzolane rosse si appoggiano in *onlap* su un substrato costituito da sabbie fini quarzose. L'esistenza di tale alto sembrerebbe confermata da un sondaggio geognostico eseguito nei pressi di Castelporziano (Cassa Del Mezzogiorno, 1978 - Progetto Speciale 29, sondaggio n. 1 del Foglio 150 tavoletta III SO) che incontra 65 metri di sabbie, argille e conglomerati senza traccia delle unità piroclastiche del Pleistocene superiore. Va notato infine che lungo il corso del Fosso di Malefede il limite di letto dell'unità di Tor de Cenci risulta mediamente più alto di circa 10 metri sulla destra orografica del fosso di Malafede rispetto alla sinistra. Questa faglia è stata ipotizzata da Conato *et alii*, 1980. In località Trigoria, lungo la proiezione di questa faglia, sono presenti emanazioni di anidride carbonica e sulfuree legate a percolazione di fluidi perivulcanici

Lineamenti vulcano-tettonici

L'areale del Foglio è interessato da strutture vulcaniche associabili ad elementi vulcano-tettonici. Lo schema tettonico (Fig. 16) illustra la localizzazione dei centri eruttivi principali, tra cui si riconoscono i maar monogenici di Valle Marciana e Ariccia, i maar poligenetici di Albano e Laghetto ed i coni di scorie di Pascolare di Castello, Savelli Cordaro e Monte Giove. Questi centri sono lo-

calizzati in una ristretta fascia ad orientazione circa NO-SE che corrisponde sia alla proiezione in superficie dell'alto strutturale del basamento, noto come alto di Ciampino (Funiciello & Parotto, 1978), sia in corrispondenza del margine occidentale della caldera dei Colli Albani (Giordano *et alii*, 2006). In questo settore la caldera è sepolta al di sotto dei prodotti recenti del Litosoma Faete e del Litosoma Via dei Laghi. L'analisi delle stratigrafie di sondaggi perforati nell'area compresa tra Campoleone e Ciampino ha consentito di identificare una ristretta fascia in cui le ignimbriti del Litosoma Vulcano Laziale, cui la caldera è legata e che costituiscono il *plateau*, spariscono bruscamente verso est, mentre compare alle stesse profondità una complessa successione di lave e piroclastiti che dovrebbe rappresentare il progressivo colmamento del collasso calderico da parte dei prodotti dell'edificio delle Faete.

Le emanazioni gassose nell'area del Foglio sono principalmente localizzate lungo la struttura bordiera del *graben* di Ardea e lungo la struttura appenninica del Fosso di Malafede. Le manifestazioni nella zona di Cava dei Selci sembrano invece connesse ad una struttura ad andamento circa meridiano, localizzata al di sopra dell'alto di Ciampino.

III – AREE MARINE: ASSETTO TETTONICO, STRATIGRAFICO E MORFO-SEDIMENTARIO

Le conoscenze geologiche sulle aree marine del Lazio centrale sono basate su dati raccolti per scopi applicativi e di ricerca scientifica negli ultimi 30 anni circa. L'area marina del Foglio 387, per la sua modesta estensione, non è stata oggetto di studi specifici, ma è stata investigata con indagini, che pur includendola, si rivolgevano a settori di mare più ampi ove si concentravano tematiche geologiche di maggiore attrazione scientifica e a più ampio respiro.

Per la realizzazione del Foglio geologico l'area è stata caratterizzata con il fine di: (a) inquadrarla nell'ambito sia della struttura geologica della piattaforma continentale del Lazio centrale sia dell'assetto deposizionale del delta del Fiume Tevere di cui l'area costituisce la porzione meridionale; (b) definirne le caratteristiche locali attraverso il riesame di dati acquisiti per altri scopi, integrati con dati espressamente raccolti per la stesura del Foglio.

Per le strutture profonde sono state considerate evidenze sismiche nell'area e dati di perforazioni distanti alcune decine di km correlandoli tra loro ma anche con quanto riscontrato direttamente nell'area delle secche di Tor Paterno, presenti nel Foglio.

Per quanto riguarda i depositi più recenti del margine continentale, la sequenza deposizionale post-glaciale è stata descritta per come essa appare nell'adiacente Foglio 386 "Fiumicino". In quanto pedissequamente osservati su tutto il delta sottomarino, le unità che compongono questa sequenza sono certamente presenti anche nel Foglio 387 "Albano Laziale" ove, tuttavia, la sequenza deposizionale postglaciale non è stata completamente investigata per la scarsa penetrazione del segnale sismico nelle aree di piattaforma interna.

1. - CENNI STORICI

Bellotti & De Luca (1979) documentano gli effetti dell'erosione marina lungo il litorale del Lido di Ostia e ne analizzano le cause; tra le principali, il diminuito apporto solido del F. Tevere a seguito della realizzazione lungo il suo corso di due bacini idroelettrici che intrappolano sedimento.

Lecchi & Todisco (1980 sperimentano il telerilevamento da aereo per identificare i circuiti dispersivi degli inquinanti nell'area marina delle foci del F. Tevere. Il lavoro include la descrizione dell'area nonché aspetti teorici e risultati sperimentali della metodica impiegata.

Bellotti *et alii* (1981) registrano strumentalmente il basculamento dell'ala sinistra del delta tiberino ricollegandolo alla subsidenza.

Bortoluzzi *et alii* (1982) valutano l'influenza dei cicli bio-geochimici sui processi ecologici nell'area marina del delta del Tevere. Lo studio geomorfologico e sedimentologico individua tre facies deposizionali. Relazioni significative emergono tra la granulometria dei sedimenti e il loro contenuto di materia organica e nutrienti.

Caputo *et alii* (1983) identificano le variazioni della linea di riva in tempi recenti lungo la costa tra Capo Linaro e Anzio, riconoscendo i tratti litorali stabili, in erosione e in avanzamento nonchè le influenze dell'espansione antropica.

Fabbri *et alii* (1984) distinguono diverse zone sui fondali del delta del Tevere utilizzando un'analisi statistica multivariata che elabora insieme parametri granulometrici e chimico-fisici.

Bartole (1984) correla sezioni sismiche e dati di pozzo identificando nella piattaforma continentale laziale-campana quattro unità sismostratigrafiche appartenenti, dall'alto verso il basso: le prime due al ciclo neoautoctono del Neogene superiore-Quaternario; la terza alle successioni alloctone terziarie; e la più profonda alle sequenze carbonatiche meso-cenozoiche. Le ultime due unità presentano strutture di compressione (a vergenza principalmente N e NE) attribuibili ad una tettonica traslativa caratteristica della catena appenninica che ha coinvolto le piastre carbonatiche meso-cenozoiche e le loro più deformabili coperture terziarie.

Bellotti & Tortora (1985) eseguono indagini batimetriche e sedimentologiche sulla conoide sommersa tiberina spinte anche poco oltre il ciglio della piattaforma continentale. Il lavoro segnala fenomeni gravitativi sul prodelta e 13 incisioni poste sulla scarpata continentale superiore. Viene ipotizzato un collegamento dinamico tra processi deltizi e di mare profondo attraverso flussi di sedimento lungo le incisioni.

Marani *et alii* (1986) definiscono le caratteristiche della piattaforma continentale tra le foci del F. Tevere e il promontorio del Circeo servendosi di dati sismici e di carotaggi a gravità. L'attenzione è posta sulla sedimentazione versiliana e sui depositi dell'ultimo basso stazionamento del livello marino. Questi determinano un ampliamento uniforme di tutto margine continentale investigato, anche ove era ubicata presumibilmente la paleo-foce del F. Tevere. Ciò suggerisce una attiva ridistribuzione del sedimento fluviale lungo la costa würmiana.

Bellotti *et alii* (1986) riportano evidenze morfo-stratigrafiche e sedimentologiche

attestanti che la progradazione di alto stazionamento del delta del Tevere è iniziata all'interno di una baia (la paleovalle del F. Tevere) ed è continua poi in mare aperto con formazione della piana attuale a *beach-ridge*.

Belfiore *et alii* (1987) presentano i risultati di un analisi statistica multivariata che elabora insieme dati granulometrici, mineralogici e microfaunistici relativi a campioni raccolti di fronte al delta tiberino. Vengono riconosciute alcune zone con propri processi deposizionali e dedotte le modalità e gli assi principali del trasporto sedimentario.

Bellotti *et alii* (1987) e Bellotti *et alii* (1988) ricostruiscono l'andamento della superficie di inconformità alla base del delta olocenico del Tevere, utilizzando dati stratigrafici e di un rilevamento geoelettrico. Emergono relazioni significative tra la morfologia di questa superficie e la geometria e i processi formativi del delta emerso sovrastante.

Caputo *et alii* (1987) stimano il bilancio sedimentario lungo il litorale del delta tiberino dalle variazioni della linea di riva tra il 1950 ed il 1980.

Trincardi & Normark (1988) rilevano numerose ondulazioni sul fondale del prodelta del Tevere interpretandole, diversamente da altri autori, come generate dal moto ondoso.

Bellotti *et alii* (1989a) acquisiscono i dati di circa 300 sondaggi eseguiti sulla piana del delta del Tevere ricostruendo numerose sezioni stratigrafiche poste a graticcio (*fence diagram*). Le relazioni spazio-tempo tra le diverse facies sedimentarie sono utilizzate dagli autori per dedurre l'evoluzione tardo-quaternaria e sub-attuale del delta.

Bartole (1990) definisce l'assetto strutturale del margine tosco-laziale correlando alcune sezioni sismiche con le successioni dell'Appennino settentrionale e centrale, affioranti o ritrovate in perforazione. L'Autore riconosce cinque unità sismiche che attribuisce alle unità metamorfiche toscane, alla Falda Toscana e ai Complessi Liguridi su cui poggiano in trasgressione due unità postorogene divise da una discordanza regionale di età medio-pliocenica: una unità di sin-rift (di età messiniano-basso Pliocenica) e a una unità post-rift, delimitate tra loro da una discordanza regionale di età medio-pliocenica.

Chiocci (1991) ricostruisce l'assetto stratigrafico della piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale identificando i processi deposizionali che l'hanno determinato. Inoltre ipotizza un basculamento tettonico verso nord del margine continentale, attivo da almeno 250.000 anni e tuttora agente.

Chiocci & Normark (1992) prendono in esame diverse generazioni di *gullies* presenti negli strati progradanti del margine continentale antistante al delta del Tevere. Constatando la migrazione delle *gullies* durante il Quaternario, deducono un basculamento del margine per subsidenza differenziata.

Bellotti *et alii* (1993) elaborano matrici di dati granulometrici di periodo diverso evidenziando le variazioni sedimentologiche che avvengono nel tempo sui fondali del delta del Tevere. Queste sono molto forti sul fronte deltizio ove l'interazione tra processi fluviali e del moto ondoso è massima e molto variabile anche in tempi brevi.

Chiocci & La Monica (1994) ricostruiscono da numerosi profili sismici la stratigrafia tardo-quaternaria della piattaforma continentale del Lazio, localizzando inoltre alcuni depositi trasgressivi utilizzabili per il ripascimento dei litorali attuali.

Bellotti *et alii* (1994) e Bellotti *et alii* (1995) applicano i principi di stratigrafia sequenziale per identificare i depositi di *lowstand*, *trangressive* e *highstand systems tracts* appartenenti alla sequenza deposizionale tardo-quaternaria del delta del Tevere. Dalle relazioni spazio-temporali tra depositi del delta emerso e sottomarino ricostruiscono l'evoluzione paleoambientale dell'area estesa fino all'attuale.

Chiocci & Milli (1995) realizzano un diagramma cronostratigrafico della sequenza deposizionale del delta del Tevere basato su correlazioni tra evidenze stratigrafiche in aree marine e terrestri. I dati sorgente provengono da sondaggi, rilievi sismci e includono anche datazioni con radiocarbonio nonché desunte da evidenze archeologiche e storiche.

Tortora (1995) definisce la distribuzione dei sedimenti sul fondale del delta del Tevere ed i processi che ne sono causa. I parametri granulometrici, elaborati con analisi statistiche (*cluster*), identificano sei zone marine il cui sedimento è descritto sinteticamente attraverso grafici probabilistici.

Bellotti & Tortora (1996) restituiscono in carta la distribuzione del sedimento sul fondale del delta tiberino e della piattaforma antistante. Il lavoro fornisce schemi sulla dinamica sedimentaria attuale; il fronte deltizio è descritto come zona di transito degli apporti fini del F. Tevere e il prodelta superiore come zona di massimo accumulo.

Chiocci *et alii* (1996) rilevano con dati ecografici e sismici vistose ondulazioni su un'area di circa 100 km^2 del prodelta del Tevere. Queste evidenze derivano da moderati scollamenti del fondale lungo superfici concave spinte nel sottofondo fino a 30 m. La loro genesi è legata agli alti tassi sedimentazione e forse a stimoli da parte di terremoti.

La Monica & Raffi (1996) eseguono indagini sedimentologiche su buona parte della piattaforma continentale del Lazio restituendo in tre carte la distribuzione del sedimento sul fondale. Le indagini riguardano anche numerosi tratti di litorali che vengono caratterizzati dal punto di vista granulometrico e batimetrico.

Tommasi *et alii* (1998) caratterizzano dal punto di vista geotecnico i depositi argillosi del delta sommerso del Tevere accertando relazioni significative tra il loro comportamento meccanico e l'ambiente di deposizione.

Mikhailova *et alii* (1998) ricostruiscono l'evoluzione del delta del Tevere durante degli ultimi 2.500 anni sulla base di dati di vario tipo. Il lavoro mette in luce strette relazioni tra processi idrologici, processi morfo-sedimentari, variazioni del livello marino e cambiamenti antropogenici.

Tortora (1999 sperimenta l'impiego della *trend surface analysis* sui fondali del delta sommerso del Tevere applicandola a dati granulometrici. La dinamica sedimentaria attuale viene dedotta attraverso carte dei valori di tendenza e residui per diversi ordini di interpolazione polinomiale.

Mikhailova *et alii* (1999) valutano le interazioni tra masse d'acqua dolce e salata alle foci del F. Tevere e ne discutono il ruolo sui processi dinamici di formazione dell'apparato deltizio.

Chiocci (2000) analizza oltre 10.000 km di profili sismici ad alta risoluzione per identificare le caratteristiche di sei sequenze deposizionali di 4° ordine formatesi durante l'ultimo milione di anni nel Pleistocene medio superiore sulla piattaforma continentale laziale.

Amorosi & Milli (2001) confrontano le caratteristiche morfo-stratigrafiche del delta del Po e del Tevere riconoscendo numerose similarità nei meccanismi di formazione di questi due apparati.

Minorenti *et alii* (2006) studiano i processi eolici nei campi dunali di due aree contigue di Castelporziano: la Tenuta Presidenziale e i Cancelli Comunali. Gli autori stimano i tassi del trasporto eolico considerando il regime regionale dei venti e le variazioni nel tempo della granulometria e topografia delle dune. I risultati raggiunti includono anche considerazioni circa l'impatto da parte del turismo locale.

Silenzi *et alii* (2006) descrivono le caratteristiche morfodinamiche e ambientali dell'area costiera di Castelporziano, inquadrandola nell'ambito dell'evoluzione del delta tiberino di cui evidenziano aspetti salienti. La progradazione della cuspide degli ultimi 2.500 anni viene documentata utilizzando dati archeologici, fonti bibliografiche, e, per il periodo recente, le variazioni della linea riva.

Bellotti *et alii* (2007) descrivono l'evoluzione del delta del Tevere riproducendo in carta le mutazioni del paesaggio durante l'Olocene. Lo studio si avvale di indagini morfo-stratigrafiche, analisi micropaleontologicihe, analisi sui pollini, e datazioni 14C.

2. - METODOLOGIE E DATI UTILIZZATI

Le caratteristiche batimetriche, morfologiche, sismostratigrafiche e sedimentologiche dell'area marina del Foglio 387 "Albano Laziale", sono state ricostruite utilizzando diverse fonti di dati (Fig. 17): rilievi con ecoscandaglio a singolo fascio (*singlelbeam*); rilievi con ecoscandaglio multifascio (*multibeam*) a copertura totale del fondale; rilievi con sonar a scansione laterale (*side scan sonar*) a copertura totale del fondale; rilievi di sismica monocanale ad alta risoluzione (*Sparker*, *Uniboom* e *Sub Bottom Profiler*); rilievi di sismica multicanale a grande penetrazione (*Airgun*); campionamenti del fondo marino con benna e operatori subacquei.

I rilievi con ecoscandaglio a singolo fascio sono stati eseguiti negli anni '80 dall'Istituto Idrografico delle Marina (I.I.M.) per scopi di cartografia nautica. Trattasi di rilievi con acquisizione di circa 25 punti quotati per km^2 localizzati con molta precisione. Questi dati sono stati elaborati ottenendo un modello digitale del fondale. Inoltre sono stati impiegati per calibrare la scadente localizzazione delle corse di sismica monocanale originariamente rilevata con sistema Loran C.

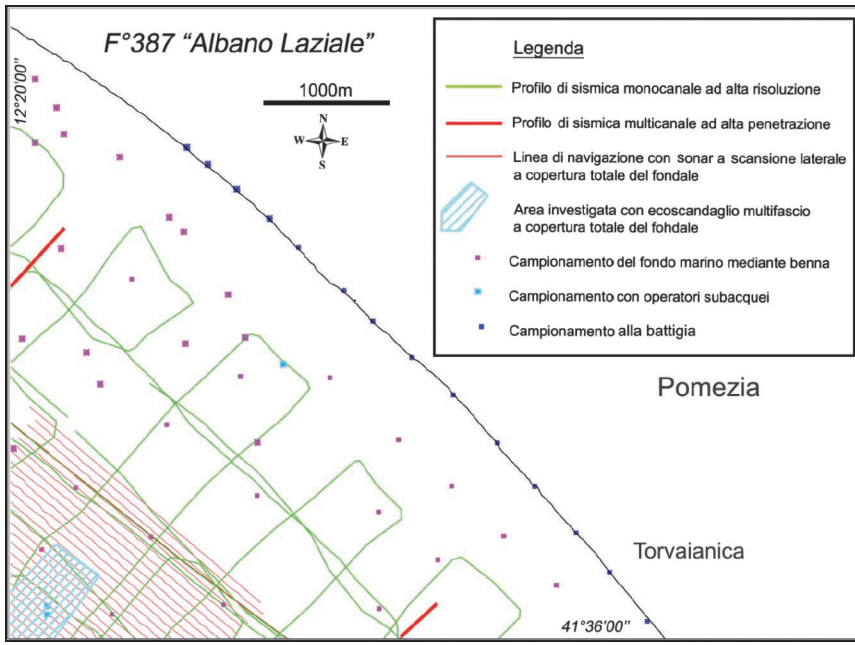


Fig. 17 - *Localizzazione dei dei dati geofisici e sedimentologici nelle aree marine, utilizzati per la realizzazione del Foglio.*

I rilievi con ecoscandaglio multifascio (circa 4 km^2) e sonar a scansione laterale (circa 40 km^2) a copertura totale del fondale, sono stati eseguiti nel 1998 dall'Ispettorato Centrale Difesa del Mare (oggi Servizio Difesa del Mare) del Ministero dell'Ambiente (oggi Ministero dell'Ambiente per la Tutela del Territorio e del Mare) nell'ambito di studi per l'istituzione della riserva marina delle Secche di Tor Paterno (Secca di Mezzo) ubicata nel settore sud-occidentale del Foglio.

Il rilievo con ecoscandaglio multifascio consiste nell'emissione di un fascio di onde acustiche molto ampio lungo piano trasversale alla rotta (attorno a 120°) e stretto lungo quello parallelo (da 0,5° a 1,5°). L'incidenza dei fronti d'onda creati dall'emissione di questi impulsi sul fondo, porta alla generazione di onde retrodiffuse (*backscatter*) che vengono rilevate dai trasduttori ricevitori, consentendo di ottenere un profilo batimetrico trasversale alla rotta di navigazione; la giustapposizione di più profili trasversali, opportunatamente interpolati, porta alla ricostruzione di una matrice tridimensionale di informazioni che rappresenta la batimetria dell'area investigata.

Il principio di funzionamento del sonar a scansione laterale è simile a quello dell'ecoscandaglio multifascio, con l'emissione da parte di uno strumento trainato in profondità di un ventaglio di onde acustiche ad elevata frequenza (fra 100 e 500 kHz) orientato trasversalmente alla rotta di navigazione. La ricezione

degli echi retrodiffusi dal fondo marino - in minor o maggior entità in funzione essenzialmente dell'inclinazione e della "rugosità" del fondale (correlata al tipo di sedimento) - fornisce un'immagine acustica in pianta del fondale stesso. Con i rilievi *side scan sonar* è possibile quindi rilevare e cartografare con dettaglio anche la presenza di biocostruzioni e di accumuli di sedimento grossolano.

I profili di sismica monocanale ad alta risoluzione (circa 600 km) e i campionamenti del fondo marino con benna (32 prelievi) e operatori subacquei (nelle secche) sono stati eseguiti nel corso degli ultimi 30 anni, per scopi scientifici, dall'Università di Roma "La Sapienza" (Dipartimento di Scienze della Terra) e dal CNR (C. S. per la Geologia Tecnica e C. S. Quaternario e Evoluzione Ambientale, oggi Istituto per la Geologia Ambientale e la Geoingegneria).

Le prospezioni di sismica a riflessione monocanale consistono nel generare in prossimità della superficie onde acustiche, con frequenze da 3.000-4.000 Hz a 300-500 Hz, che si propagano nell'acqua e penetrano nel sottofondo marino. Grazie alla ricezione degli echi riflessi dalle discontinuità del fondo e del sottofondo è possibile ricostruire la stratigrafia del fondale espressa in tempi (msec).

La risoluzione e la profondità di penetrazione sono funzione dalla frequenza e dell'energia dell'impulso. Tra le sorgenti sismiche utilizzate, lo *Sparker* (1.000 joule e 200-1.000 Hz) ha una penetrazione massima di alcune centinaia di metri e una risoluzione di una decina di metri, mentre il *sub bottom profiler* (5 joule e 3.500 Hz) ha una penetrazione di qualche decina di metri e una risoluzione di alcuni decimetri.

I campionamenti del fondo marino eseguiti con benna e le analisi granulometriche successive hanno permesso di restituire in carta la distribuzione areale del sedimento. Le ispezioni e i prelievi con operatori subacquei hanno invece fornito informazioni sulla morfologia di dettaglio degli affioramenti rocciosi e sulla loro litologia anche al disotto delle concrezioni biogene che li ammantano. I campioni di spiaggia (17 prelievi) sono stati raccolti manualmente sulla zona di battigia.

La struttura profonda dell'area è stata dedotta consultando anche 3 profili di sismica multicanale a grande penetrazione eseguiti dall'AGIP (per conto del Ministero dell'Industria) negli anni '70 per l'esplorazione petrolifera. I principi di funzionamento sono simili a quelli della sismica monocanale tranne che, operando con basse frequenze (qualche centinaio di Hz) e con un alto numero di ricevitori, la prospezione raggiunge diversi km di profondità.

3. - UNITÀ APPENNINICHE

La struttura profonda del margine continentale del Lazio centrale, in cui si inserisce l'area del Foglio, è stata ricostruita dall'analisi di profili di sismica multicanale per esplorazione petrolifera correlati con i pozzi Matilde 1 (pozzo *offshore* localizzato circa 80 km a nord-ovest) e Latina 2 (pozzo *onshore* localizzato circa 27 km a sud-est), la cui localizzazione è riportata in figura 18.

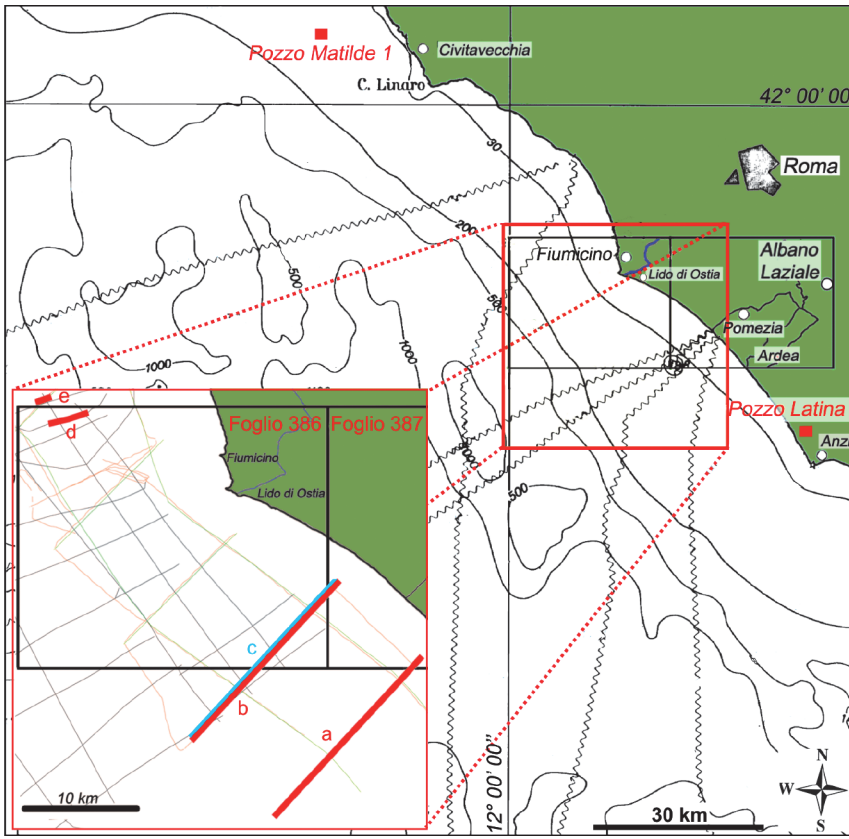


Fig. 18 - *Localizzazione dei profili sismici ici (in rosso) riportati nelle figure e delle due perforazioni citate in 3.3.*

Nei profili di sismica a riflessione multicanale si riconoscono due unità riferibili rispettivamente alle formazioni mesocenozoiche appenniniche e alle coperture alloctone più interne (fig. 19, record in basso). Entrambe le unità sono strutturate in *thrust* con uno stile tettonico compressivo tipico delle unità appenniniche e sono state disarticolate da una tettonica distensiva riferita all'apertura del bacino tirrenico (Bartole, 1990).

La più profonda di queste due unità è stata correlata da Bartole (1990), a nord con la **Falda Toscana** presente per più di 1.000 m nel pozzo Matilde 1 e a sud con le **Unità Umbro-Sabine** rilevate alla base del pozzo Latina 2. Il passaggio tra la Falda Toscana e le Unità Umbro-Sabine risulta indeterminabile su base sismica e potrebbe essere situato proprio in corrispondenza della zona di studio.

Al di sopra della Falda Toscana, o delle Unità Umbro-Sabine, è presente un'unità molto estesa arealmente. Bartole (1990) la correla ai complessi

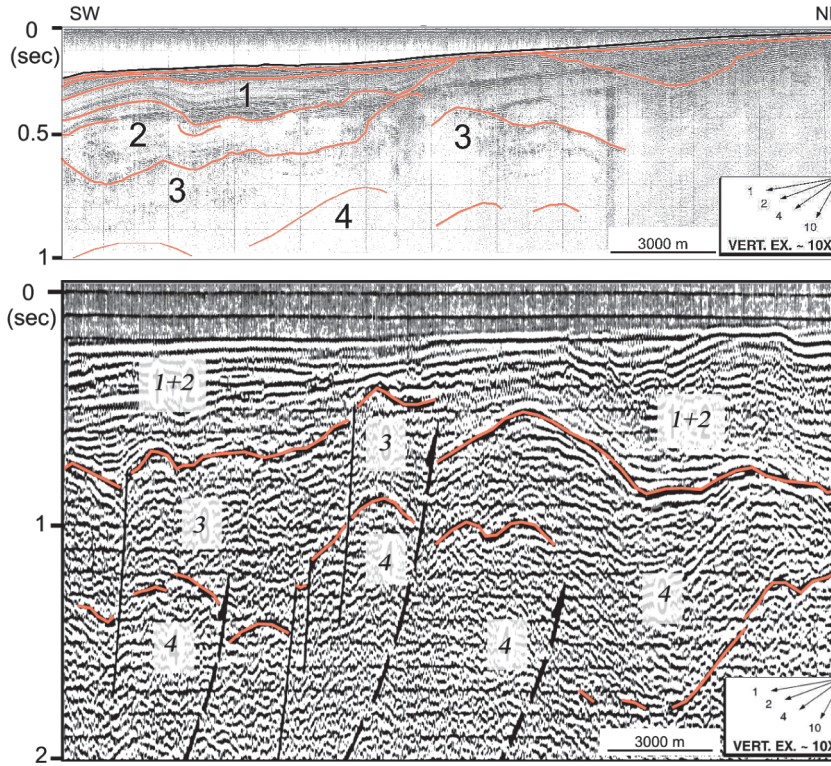


Fig. 19 - *Profili sismici coincidenti (b e c in fig. 18): in alto, ad alta risoluzione e in basso ad alta penetrazione (da Bartole, 1990). Si osservano le unità che costituiscono il margine continentale del Lazio centrale. Dal basso verso l'alto: Falda Toscana/Unità Umbro-Sabine (4); Sicilidi-Liguridi (3); unità di sin rift (2); unità di post rift (1).*

Sicilidi-Liguridi che nel pozzo Matilde 1 sono costituiti interamente dalla serie della Pietraforte, spessa circa 2.000 m, quindi molto più di quanto rilevabile in affioramento.

Nei profili di sismica a riflessione ad alta risoluzione questa unità appare risalire sino a formare un alto strutturale che arriva ad affiorare sul fondale dando luogo alle Secche di Tor Paterno (Secca di Mezzo). I campionamenti qui effettuati da operatori subacquei hanno recuperato ciottoli sciolti e frammenti di roccia in posto entrambi costituiti da un'areanaria fine di colore bruno-ocraceo per alterazione. Le analisi composizionali (quarzo, plagioclasio, calcite, dolomite e miche, con litoclasti carbonatici e metamorfici) e tessiturali (scheletro sabbioso con abbondante matrice, forse da alterazione) attribuiscono l'arenaria alla formazione della Pietraforte (G. Civitelli, com. pers.), i cui affioramenti più meridionali si rinvengono nell'area tolfetana, a sud di Civitavecchia e nei

dintorni di Santa Marinella. In particolare l'arenaria dovrebbe appartenere alla facies pelitico-arenacea 2, descritta da Civitelli & Corda (1982) come una delle 5 litofacies costituenti la formazione della Pietraforte.

Pur con le incertezze derivanti dalla conoscenza incompleta della stratigrafia della Secca di Mezzo e dai pochi campioni ivi raccolti, il ritrovamento di rocce dei complessi Sicilidi-Liguridi in una località distante oltre 50 km dall'affioramento più meridionale sino ad oggi conosciuto, conferma le interpretazioni stratigrafico-strutturali della sismica multicanale che individuano un alto strutturale proprio in corrispondenza dell'area occidentale del Foglio.

4. - UNITÀ POSTOROGENE

Le unità di basamento carbonatico e le coperture alloctone sono fortemente tettonizzate e in parte erose al tetto. Al di sopra di esse si sviluppano 2 cicli sedimentari: il più antico è strettamente controllato nelle geometrie e spessori dalla tettonica distensiva (unità di *sin rift*); il più recente (unità di *post rift*) è una struttura progradante che accresce il margine continentale nel tardo Pliocene e nel Pleistocene.

L'orizzonte sismico che separa questi due cicli è una inconformità erosiva mediopliocenica di importante significato geologico in quanto rilevata su tutto il margine continentale laziale. Nell'area del Foglio, tale inconformità è ben apprezzabile nelle sezioni sismiche ad alta risoluzione (fig. 19 profilo in alto e fig. 20) e molto meno in quelle ad alta penetrazione (fig. 19 profilo in basso).

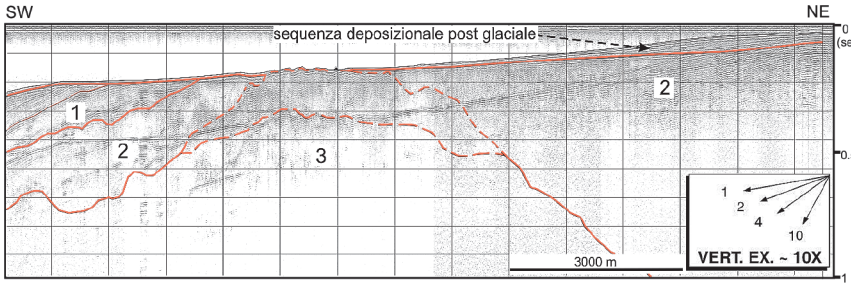


Fig. 20 - *profilo sismico ad alta risoluzione perpendicolare al margine continentale (a in fig. 18). Si osserva come il basamento acustico (3), riferibile alla formazione "Pietraforte", risalga fino a subaffiorare o affiorare sul fondo del mare (in tratteggio due interpretazioni possibili del dato sismico). Le unità (2) e (1) sono rispettivamente di sin rift e post rift.*

L'**unità di sin rift** presenta in genere spessori molto variabili in quanto dipendenti dalla morfologia molto articolata delle sottostanti unità tettonizzate. Il fatto che gli spessori siano massimi nelle aree di basamento depresso e minimi o nulli nelle aree di alto strutturale su cui si sono effettuate le perforazioni, non ha permesso di campionare l'unità sismica e di attribuirla quindi ad una formazione

geologica certa. Tuttavia in base alle sue caratteristiche giaciturali (riflettori con terminazioni *onlap* sul basamento e geometria interna divergente) ed alla facies acustica caratteristica, l'unità di *sin rift* è stata correlata alla formazione Gessoso-Solfifera di età messiniana-basso pliocenica (Bartole, 1990).

L'**unità di post rift** è rappresentata generalmente da una potente serie clinostratificata che costituisce la parte superiore e più esterna della piattaforma continentale. La parte bassa dell'unità di *post rift* è comunque progradante ma con geometrie interne articolate che riflettono l'inomogeneità del bacino. I riflettori hanno una facies ad alta ampiezza e alta continuità, ad indicare un ambiente marino relativamente distale; inoltre sono deformati da blande pieghe che riflettono l'andamento delle strutture del substrato. Deboli flessure e faglie con limitato rigetto sono presenti in corrispondenza delle pieghe dell'unità di *post rift*.

La parte alta della successione ha un assetto maggiormente progradante ed è meno deformata; al suo interno si individuano una serie di superfici di inconformità prodotte dalla ripetuta emersione della piattaforma a seguito delle oscillazioni del livello marino del Pleistocene medio-superiore.

Correlazioni con la curva di oscillazione del livello del mare a scala globale, permettono di utilizzare queste superfici per 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), similmente a quanto realizzato per il Foglio 353 "Montalto di Castro" e illustrato in Chiocci (2000).

5. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST GLACIALE

Le unità *post rift*, o laddove queste mancano le più antiche unità mesocenozoiche, sono troncate al tetto da una netta inconformità erosiva formatasi durante l'ultimo basso stazionamento del livello marino dello *stage* isotopico 2 (circa 20.000 anni fa), e poi rielaborata durante la risalita eustatica conseguente alla deglaciazione. Al di sopra di questa inconformità si sviluppano le propaggini meridionali della sequenza deposizionale post-glaciale del Fiume Tevere, riferibile ad un ciclo eustatico di 4° ordine non ancora terminato (*sensu* Vail & Mitchum 1978), analizzata in dettaglio in Bellotti et al. (1989).

L'inconformità erosiva è quasi ovunque planare e debolmente immergente verso mare (0,3-0,5 gradi). In piattaforma è in forte discordanza angolare con le unità sottostanti (fig. 21) ed è pertanto ben identificabile sismicamente; oltre il ciglio della piattaforma, situato circa 13 km a sud-ovest del limite meridionale del Foglio, l'inconformità diviene una superficie di conformità correlata con andamento concordante rispetto alla stratificazione sottostante.

Al di sopra dell'inconformità erosiva sono identificabili quattro unità sismiche (fig. 22):

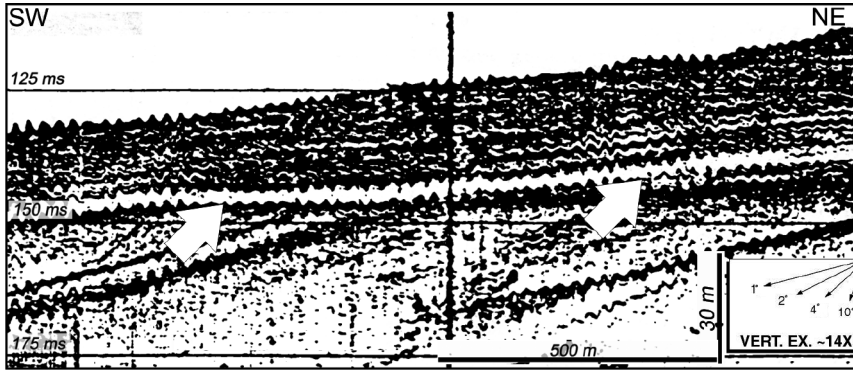


Fig. 21 - *Profilo sismico (e in fig. 18) ad altissima risoluzione (Sub Bottom Profiler 3.5 KHz). Le frecce bianche indicano la netta discordanza angolare e la facies acustica ad alta ampiezza e continuità che caratterizzano la superficie di inconformità alla base della sequenza deposizionale post-glaciale.*

1. un ***lag* trasgressivo basale**, prodotto dall'erosione associata alla migrazione *roll-over* del litorale durante l'innalzamento del livello marino (Tortora & Cowell, 2005a,b). L'unità giace direttamente sulla superficie di inconformità ed è caratterizzata da una configurazione dei riflettori interni che varia da caotica ad estremamente discontinua, con facies acustiche ad ampiezza variabile e bassa continuità. Tale unità è riferibile a materiali grossolani, residui del riciclaggio del sedimento verso terra operato dalla trasgressione. La loro tessitura grossolana è sismicamente testimoniata da piccoli fenomeni di diffrazione e da una diminuzione della penetrazione che arriva a volte a mascherare la sottostante superficie di erosione. Il *lag* trasgressivo è rilevabile nei profili sismici solo a profondità inferiori a 110-115 metri dall'attuale livello del mare e ha spessori estremamente limitati (inferiori al metro) e disomogenei.
2. un **cuneo sedimentario trasgresivo** che appare acusticamente trasparente (privo di riflessioni interne) e con stile deposizionale drappeggiante. Questa unità è costituita da peliti di piattaforma deposte con bassi tassi di sedimentazione durante la risalita del livello marino. L'unità rappresenta una serie condensata e, assieme al *lag* basale, costituisce il *system tract trasgressivo* della sequenza deposizionale post-glaciale, il quale è delimitato al tetto dalla superficie di massima sommersione (*maximun flooding surface)*.
3. un **primo cuneo sedimentario di alto stazionamento** che appare sismicamente stratificato e con facies acustica a forte ampiezza e ad elevata continuità. La configurazione dei riflettori interni è parallela e le modalità deposizionali si differenziano dall'unità sottostante in quanto, anziché mimare le irregolarità morfologiche della superficie di base, tendono ad uniformarle. Questa terza unità è stata attribuita (Bellotti

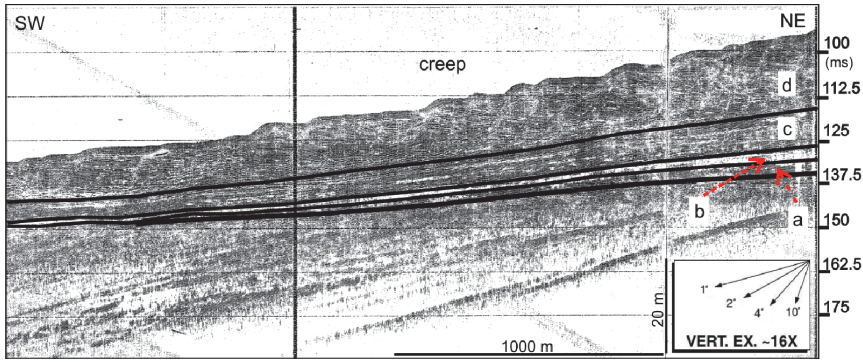


Fig. 22 - *Profilo sismico ad altissima risoluzione (d in fig. 18) con indicazione delle quattro unità che costituiscono la sequenza deposizionale post-glaciale del delta del Fiume Tevere: a) lag trasgressivo basale; b) cuneo sedimentario trasgressivo; c) cuneo sedimentario di alto stazionamento della prima fase di progradazione del delta; d) cuneo sedimentario della seconda fase di progradazione deltizia interessato da deformazioni visco-plastiche (creep) che creano ondulazioni sul fondale.*

et alii, 1994) alla prima fase di progradazione del delta, protattasi per un lungo periodo (circa 3500 anni) ma debolmente sostenuta dall'apporto fluviale, invece impegnato nel colmamento delle lagune costiere.

4. un **secondo cuneo sedimentario di alto stazionamento** che forma la maggior parte della conoide deltizia sottomarina. L'unità è finemente stratificata e con facies acustica simile a quella della unità sottostante. Inoltre è interessata sulla scarpata di prodelta (immediatamente a nord dall'area del Foglio) da fenomeni di deformazione viscoplastica dei depositi pelitici (*creep*) che determinano ondulazioni sul fondo e sottofondo marino con creste intervallate di 200-300 m (fig. 22). L'unità è attribuibile alla fase di progradazione rapida che sull'area emersa ha originato la piana a *beach ridge* del delta moderno a dominio ondoso (Bellotti *et alii*, 1994) e alla rapida avanzata della linea di riva negli ultimi 5 secoli (Chiocci & Milli, 1995).

Le unità 3 e 4 costituiscono insieme il *systems tract* di alto stazionamento della sequenza deposizionale post-glaciale.

Questa sequenza è spesso indeterminabile sui fondali costieri (fino a -20 m) a causa della presenza di sedimenti sabbiosi e concentrazioni di gas biogenico che impediscono la penetrazione del segnale sismico. Più esternamente, dove è invece ben identificabile, essa appare come un potente corpo sedimentario di geometria asimmetrica: maggiormente sviluppato nell'ala settentrionale del delta in quanto alimentata dal pennacchio torbido fluviale deflesso verso nord-ovest dalla persistente corrente geostrofica costiera. Gli spessori massimi superano nella parte assiale del delta i 45 m, mentre nelle aree marine del Foglio 387 raggiungono un valore massimo di 25 m.

6. - ASSETTO MORFOSEDIMENTARIO

Nell'area del Foglio, i depositi attuali e sub-attuali (appartenenti al *systems tract* di alto stazionamento) si possono ricondurre a tre unità: la spiaggia sottomarina; il fronte deltizio; la scarpata di prodelta superiore i cui limiti sono riportati in figura 23. Nell'area sono anche presenti alcuni affioramenti rocciosi noti come Secche di Tor Paterno (Fusco, 1959).

Le Secche di Tor Paterno consistono in tre carene rocciose che interrompono il fondale a sedimento sciolto: la Secca di Terra, la Secca di Mezzo e la Secca di Fuori, quest'ultima posta esternamente al Foglio ad una profondità di circa 100 m.

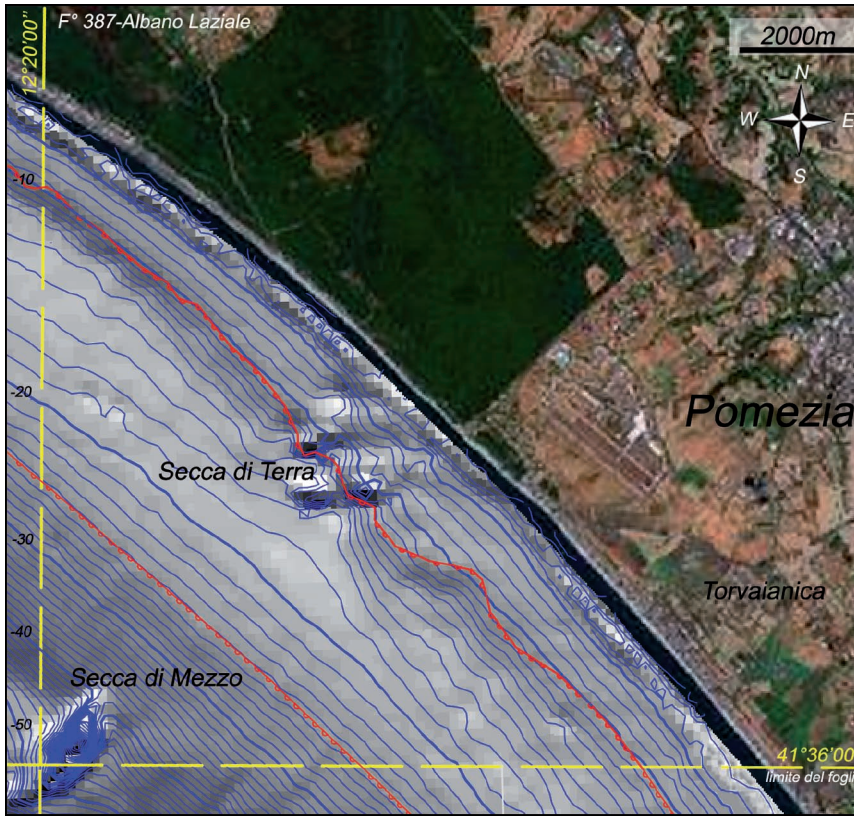


Fig. 23 - *Batimetria e rilievo ombreggiato del fondale ottenuti dall'elaborazione dei dati ecometrici monofascio dell'Istituto Idrografico della Marina. Si osservano sia le due rotture di pendio (linee in rosso) che delimitano la spiaggia sottomarina, il fronte deltizio e il prodelta superiore, sia le irregolarità del fondale delle Secche di Tor Paterno (Secca di Terra e Secca di Mezzo).*

La **Secca di Terra**, investigata con dati *singlebeam* dell'I.I.M e con immersioni dirette, è ubicata ad una profondità che varia tra 4 e 18 m. La secca, pur presentandosi piuttosto discontinua, è costituita da tre nuclei principali, due attraversati dall'isobata di 10 m e uno meno esteso e più costiero (fig. 23); soprattutto il loro perimetro è segnato da sbalzi di quota significativi, anche fino a 5-6 m. Le ispezioni subaquee hanno evidenziato la completa incrostazione delle rocce da parte di formazioni coralligene e la presenza di plaghe discontinue a Posidonia Oceanica.

La **Secca di Mezzo** è stata investigata con dettaglio con studi eseguiti per conto del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Mare, dalle Università di Roma "La Sapienza" (responsabile G. Ardizzone) e Tor Vergata-Co.N.I.S.Ma (responsabile E. Fresi).

I rilievi con ecoscandaglio multifascio e sonar a scansione laterale e ispezioni con operatori subacquei evidenziano come la Secca di Mezzo sia una struttura rocciosa continua di probabile origine tettonica che si erge per alcune decine di metri rispetto ai fondali incoerenti circostanti. La base della secca è compresa tra 50 e 70 m di profondità mentre la parte alta (che arriva sino ad un minimo di poco inferiore a 20 m) è colonizzata da praterie di Fanerogame marine che si alternano a formazioni di corralligeno (principalmente alghe rosse calcaree, briozoi e policheti, fig. 24), spesso infangato che incrosta anche i versanti più profondi.

L'alto morfologico della Secca di Mezzo si allunga per circa 2,5 km lungo una probabile direzione strutturale N47°E, presentando una larghezza massima di circa 800 m (fig. 25). Il suo versante sud-orientale è mediamente più acclive di quello sud-occidentale (pendenza massima di 8.5°) e lungo entrambi la pendenza diminuisce progressivamente procedendo da NE a SW.

Il versante sud-orientale è interessato da terrazzi morfologici ad andamento curvilineo, mentre lungo tutto il versante nord-occidentale sono presenti blocchi rocciosi di forma irregolare e dimensioni variabili che determinano un fondale articolato da dislivelli di qualche metro. È possibile che i blocchi siano stati prodotti dal crollo delle parti più rilevate della Secca. I blocchi più grandi (una decina di metri di larghezza e qualche metro di altezza) sono particolarmente



Fig. 24 - *Foto del fondale della Secca di Mezzo (Secche di Tor Paterno). Si osserva come gli affioramenti rocciosi siano completamente incrostati da formazioni coralligene (fotografia Letizia Argenti).*

concentrati in due aree poste rispettivamente nella parte più settentrionale e centrale del versante; l'area settentrionale è molto più estesa dell'altra.

L'attività biologica sui versanti della struttura produce una notevole quantità di bioclasti che si distribuiscono ai piedi della secca formando una fascia perimetrale di sedimento biogenico sabbioso-ghiaioso, ampia 100-300 m e ben distinguibile per la facies ad alto *backscatter* sonar.

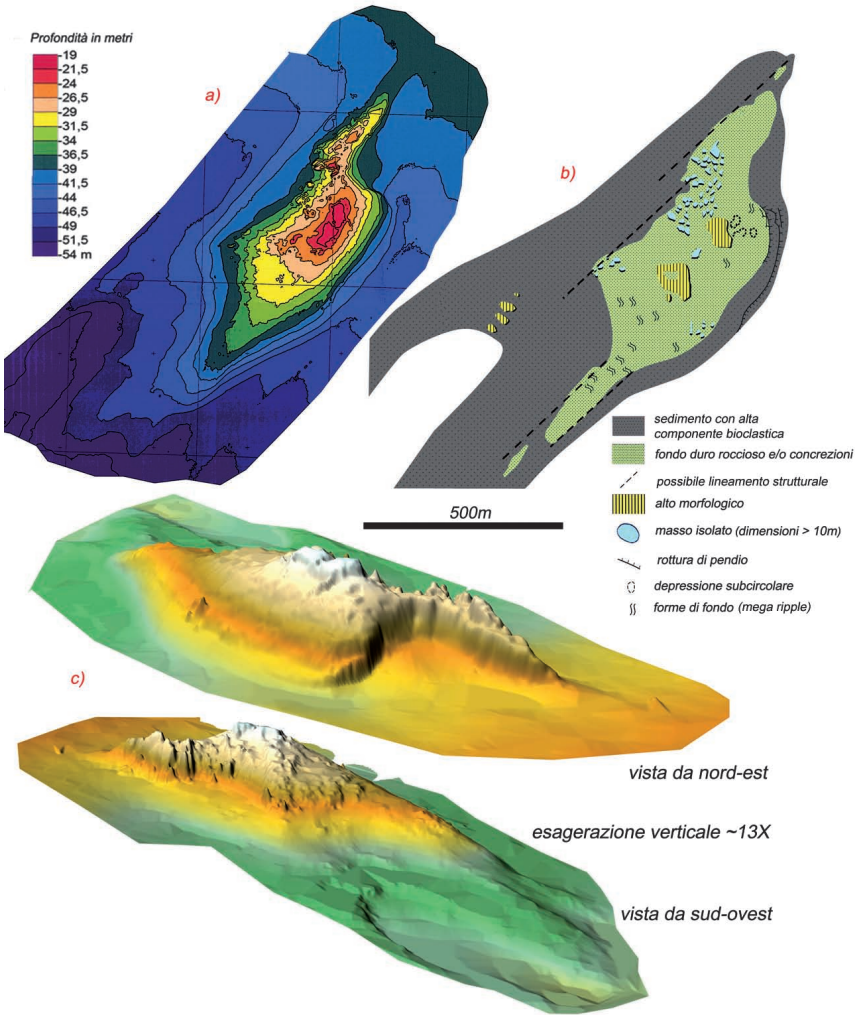


Fig. 25: Batimetria e morfologia della Secca di Mezzo (Secche di Tor Paterno) elaborate da dati ecoscandaglio multifascio e side scan sonar (a copertura totale del fondale) forniti dal Ministero dell'Ambiente: a) batimetria in scala di colori; b) carta morfologica; c) rilievo tridimensionale della secca con vista da sud-ovest e da nord-est.

7. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ DEPOSIZIONALI ATTUALI

7.1. - Depositi di spiaggia sommersa (g_8)

Presentano un profilo concavo a media pendenza (0,3°) ed è interessata nella porzione superiore (*upper shoreface*) da un sistema mobile di barra-truogolo con morfologie ritmiche nel tempo che, unitamente alle analoghe della zona di battigia-berma, sono tipiche di spiagge a comportamento morfodinamico intermedio (Short, 1979). I parametri di forma del profilo sono propri dei litorali in stato d'equilibrio (Dean, 1991; Pilkey *et alii*, 1993). La profondità di chiusura è intorno ai -10 m, così come risulta: a) dal livello di base del moto ondoso stimato (Hallermeier 1978; 1981) a mesoscala temporale (10-10^3 anni), sulla base del clima d'onda locale (dati trasposti dalla boa di Ponza: Regione Lazio, 2001); b) dagli indicatori granulometrici (*mud-line*) sia locali (limite tra sabbie e sabbie limose) sia riferiti all'intero delta del F. Tevere (Tortora, 1995; Bellotti & Tortora, 1996); c) dalla presenza lungo l'isobata di 10 m di un gradino morfologico (di 1-2 m) attribuibile ad una modesta rampa (*sensu* Tortora & Cowell, 2005b) a margine del prisma litorale; d) dalle sequenze stratigrafiche di alto stazionamento della piana esterna del delta tiberino ove il passaggio tra facies litorali e di transizione con la piattaforma è a circa -10 m (Bellotti *et alii*, 1995; Amorosi & Milli, 2001; Bellotti *et alii*, 2007).

Il sedimento è ovunque sabbioso (secondo Folk, 1954), molto ben classato e ben classato (secondo Folk & Ward, 1957), con diametro medio che ricade nell'intervallo granulometrico che Wentworth (1922) assegna alle sabbie medie (sedimento di battigia) e a quelle fini e molto fini (spiaggia sommersa media e inferiore). La componente mineralogica prevalente è rappresentata da quarzo, feldspati e frammenti carbonatici, con frazioni significative di detrito biogeno per lo più localizzate intorno alla Secche di Terra di Tor Paterno; i minerali femici hanno bassi tenori. Il sedimento fa parte della provincia petrografica costiera del delta del Fiume Tevere, i cui componenti caratterizzanti sono l'augite e i frammenti litici di siltite, selce e vulcaniti basiche (Cnr & Murst, 1997).

La dinamica sedimentaria è controllata soprattutto dai mari del III quadrante (Regione Lazio, 2001): quelli regnanti provengono dai settori 230°-250°N e 180°-200°N, e quelli dominanti (altezza d'onda significativa > 2 m) da libeccio e da mezzogiorno. L'apporto sedimentario lungo riva proviene principalmente da nord-ovest; in particolare dal Fiume Tevere a cui in passato si sono aggiunte le sabbie prodotte dall'erosione dell'apice deltizio (Aminti & Pranzini, 1990) e forse, più recentemente, anche parte di quelle riversate per i pascimenti del litorale di Ostia. La stabilità nel tempo della linea di riva (Cnr & Murst, 1997) indicherebbe un bilancio sedimentario in pareggio. Diversi lavori analizzano le variazioni storiche e recenti della linea di riva inquadrandole nell'ambito dell'evoluzione generale del delta del F. Tevere (Segre, 1967; Caputo *et alii* 1983; 1987; Caputo 1989).

7.2. - Depositi di fronte del delta (g_6)

Il fronte deltizio presenta un fondale piatto a bassissimo gradiente (0.16° nell'area del Foglio 387 "Albano Laziale") con ciglio transizionale esterno posto intorno a 23 m di profondità. Il sedimento, gradato con tessiture decrescenti verso il largo, consiste in sabbie-limose (Folk, 1954) con ridotta frazione argillosa (max. 11%) e con grado di assortimento variabile da ben classato a poco classato. Il diametro medio (3,4-5,4 phi) ricade nell'intervallo granulometrico che va dalle sabbie molto fini al silt medio (Wentworth, 1922). La componente mineralogica è molto simile a quella della spiaggia sottomarina, ma con una maggiore incidenza del quarzo e dei feldspati e minore dei frammenti litici, mentre ugualmente alta è la frazione bioclastica in vicinanza della Secca di Terra di Tor Paterno. La dinamica sedimentaria è controllata dal moto ondoso degli eventi estremi, che provvede ad espellere verso il largo (sul prodelta) i sedimenti fini momentaneamente deposti durante fasi di alluvionamento del F. Tevere concomitanti con i mari del IV quadrante che deviano verso sud-est l'apporto fluviale. La dinamica sedimentaria ha caratteri intermedi tra quella che si verifica sul fronte antistante l'apice del delta (Bellotti & Tortora, 1996; Tortora, 1999) e quella che avviene poco più a sud dell'area considerata e che è tipica della transizione tra spiaggia sottomarina e piattaforma continentale.

7.3. - Depositi di scarpata di prodelta (g_7)

La scarpata di prodelta - che nel Foglio geologico appare solo per la sua porzione superiore - ha un fondale a medio gradiente (0,4°) non interessato da deformazioni (*creep*) invece presenti sul prodelta delle zone più settentrionali (Bellotti & Tortora, 1985; Bellotti *et alii*, 1994; Tommasi *et alii*, 1998). Il sedimento, gradato verso il largo e poco classato, è sabbioso limoso e limoso sabbioso (Folk, 1954), con percentuali di sabbia, limo e argilla variabili rispettivamente tra 15-67%, 26-66% e 4-18%. Il diametro medio (3,8-6 phi) ricade nell'intervallo granulometrico che va dalle sabbie molto fini al silt medio (Wentworth, 1922). La componente mineralogica è molto simile a quella del fronte deltizio, con alta incidenza della frazione bioclastica in vicinanza della Secca di Mezzo di Tor Paterno. La scarpata di prodelta è caratterizzata da un alto tasso di deposizione per l'accumulo sia dei sedimenti medio fini espulsi dal fronte durante i maggiori eventi di tempesta sia di argilla saltuariamente deposta per decantazione dal pennacchio torbido del F. Tevere.

7.4. - Depositi bioclastici (g_{12})

Accumulo di sabbie e ghiaie bioclastiche prodotto dal disfacimento delle comunità bentoniche viventi sul substrato roccioso; sono presenti ai piedi delle secche di Tor Paterno (secche di mezzo)

IV – SINTESI DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA ALBANA

La struttura profonda dell'area è obliterata dalle coperture sedimentarie e vulcaniche che nel Pliocene e nel Quaternario hanno profondamente modificato il territorio. Tuttavia sia prospezioni sismiche a mare sia dati di perforazione indicano come il substrato del Foglio sia costituito dalla stessa successione meso-cenozoica che costituisce la catena appenninica; in particolare sono presenti unità carbonatiche in facies umbro-sabina, le cui segnalazioni più prossime sono il substrato del vulcano sabatino a nord e il monte Circeo a sud; al di sopra di queste sono presenti le coltri di flysch alloctoni in facies liguride che sono state per la prima volta segnalate nell'area in corrispondenza delle Secche di Tor Paterno mentre gli affioramenti subaerei più prossimi sono a Capo Dinaro, circa 50 km a nord ovest.

Le unità meso-cenozoiche sono strutturate in sovrascorrimenti risultanti dalle fasi orogenetiche mioceniche; successivamente le stesse unità sono state interessate da tettonica distensiva alto miocenica-pliocenica che ha portato alla formazione del bacino tirrenico, disarticolando il margine continentale. Nei bassi strutturali che così venivano creandosi si è avuta una sedimentazione clastica, fortemente controllata nelle geometrie e negli spessori dai movimenti tettonici che stavano agendo nell'area. Questa fase, definibile come di sin-rift, è di età miocenica-basso pliocenica. Gli affioramenti più prossimi sono nell'area dei Monti della Tolfa.

Nel corso del Pliocene terminano i grandi movimenti distensivi legati all'apertura del bacino tirrenico e, sia nelle aree oggi emerse sia nelle aree oggi sommerse, inizia la sedimentazione marina di mare aperto. I pochi dati di sottosuolo mostrano spessori fortemente variabili di facies argillose, dagli 875 m nel sondaggio Circo Massimo (Signorini, 1939), ai circa 300 m (sondaggio "Falcognana", AGIP dati inediti) depostisi su di un substrato articolato di tipo flyschoide (Funiciello & Parotto, 1978). La zona a *Globorotalia puncticulata* affiora, interessata da tettonica estensionale, lungo la dorsale di Pomezia, seguita

in discordanza dal Pliocene medio-superiore con *G. aemiliana* e *Globorotalia inflata*. Nel Foglio Albano, tutti i depositi pliocenici sono inclusi nella formazione di Monte Vaticano.

La fase tettonica che interessa i terreni pliocenici è legata alla formazione del bacino antiappenninico di Ardea (Faccenna *et alii*, 1994) con una cinematica essenzialmente estensionale.

Anche la successiva formazione di Monte Mario, del Pleistocene inferiore, affiorante in discordanza sulla formazione di Monte Vaticano, è dislocata verso sud-est.

La definitiva continentalizzazione dell'area romana avviene con la formazione della superficie di *unconformity* alla base del supersintema Aurelio-Pontino, all'interno del quale si depone la formazione di Ponte Galeria, a cavallo dell'inversione magnetica Matuyama-Brunhes (850-700 ka). La formazione di Ponte Galeria è relativa al delta di un Tevere che, provenendo da nord, portava clasti appartenenti alla serie meso-cenozoica sabina.

Nel Pleistocene medio-superiore le superfici di grado gerarchico maggiore e correlabili a scala regionale, sia a terra che a mare, sono legate alle variazioni eustatiche del livello marino, mentre l'azione della tettonica sviluppa superfici ad alto rilievo, ma localizzate nelle aree di alta deformazione. A terra le successioni sedimentarie rappresentano, in genere, gli alti stazionamenti del livello del mare, come suggerito dalle datazioni dei livelli vulcanici intercalati, mentre a mare rappresentano in genere i depositi di caduta eustatica e di basso stazionamento, come suggerito dalla facies acustica e dalla giacitura dei depositi, che indicano un ambiente deposizionale di scarpata continentale. In piattaforma, la successione sedimentaria altopleistocenica è interrotta da superfici di *unconformity* che delimitano sequenze deposizionali di 4° ordine che in questo studio non sono state ricostruite in dettaglio in quanto presenti solo nei settori più esterni della piattaforma, al di fuori dei limiti del Foglio Albano. A terra queste unità costituiscono il sintema Flaminia, depostosi tra circa 650 e 550 ka, ossia tra lo stadio 17 ed il 15. A partire da questo momento nei settori emersi inizia la crescita del vulcano dei Colli Albani che rappresenta l'elemento morfostrutturale principale dell'area (vedi § 2.2.1). Il successivo sintema Villa Glori (stadio 13) accoglie, oltre alla sedimentazione del Tevere e quella vulcanoclastica, anche ingenti volumi di travertini a testimonianza di una tettonica attiva con dislocazioni dell'ordine dei 20 m e di un importante sistema idrotermale legato all'inizio del vulcanismo. Nel successivo sintema Torrino (stadio 11) sono inclusi i maggiori volumi di prodotti vulcanici, con la messa in posto di vaste coltri ignimbritiche ed espandimenti lavici (lave di Vallerano, Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere). Durante questo periodo la tettonica regionale è relativamente quiescente. Il sintema è tagliato dalla superficie relativa all'abbassamento del livello del mare durante lo stadio 10 entro cui si depone il sintema Quartaccio, con alla base le unità ignimbritiche della formazione di Villa Senni, cui è legato il collasso finale della caldera dei Colli Albani. Subito

dopo la messa in posto della formazione di Villa Senni si ha l'ingressione marina relativa allo stadio 9 che porta, lungo la costa, alla formazione di una superficie di abrasione al tetto dell'ignimbrite, coperta da sabbie di spiaggia, duna e retroduna dell'unità di Castelporziano. Questa superficie, nell'area del Foglio 387 "Albano Laziale", è dislocata da faglie ad andamento NE-SO tra Pomezia e Castelporziano ed oggi si trova a quote comprese tra +50 m s.l.m.e +100 m s.l.m. (Giordano *et alii*, 2002c). Il sollevamento determina la formazione di una superficie erosiva tra la costa e la bassa valle del Tevere, che ospiterà fino a circa 280 ka la deposizione delle formazioni Aurelia e Vitinia la cui quota di tetto è compresa tra i 40 m ed i 60 m s.l.m. Questo terrazzo sutura, o quasi, le dislocazioni tettoniche tra Pomezia e Castelporziano, che determinarono un innalzamento relativo di 140±5 m in circa 70 ka, al tasso di circa 2 mm/a (Giordano *et alii*, 2002c). Successivamente la regione va incontro ad un sollevamento generalizzato che, in concomitanza con le oscillazioni del mare, ha consentito la conservazione di terrazzi incassati sia lungo la costa che lungo la valle del Tevere. I sedimenti relativi allo stadio 7 si trovano oggi solo lungo costa tra 30 m e 40 m s.l.m., mentre non sono presenti lungo la valle del Tevere in quanto reincisi dalla superficie che ospita i depositi relativi allo stadio 5 (sintema Fiume Aniene), oggi riconoscibili tra quota 15 m e 25 m s.l.m. Il tasso calcolato regionale di sollevamento è di 0.2 mm/a in accordo con quanto noto per il litorale laziale a nord di Roma (De Rita *et alii*, 2004) ed i dati pubblicati relativi al Tirreniano (Giordano *et alii*, 2002c).

stadio isotopico	SINTEMA	unità litostratigrafica	quota superificie (m s.l.m.)	livello del mare rispetto all'attuale (m)	età (ka)	sollevamento (m) min	sollevamento (m) max	tasso di sollevamento max-min (mm/anno)	interpretazione
5	Fiume Aniene	Riserva della Macchia	tetto (15-25)	5	130 - 120	10	20	0,21-0,08	sollevamento regionale
7	Campo Selva	Tenuta di Campo Selva	tetto (35-45)	-2	230-190	12	37	0,61-0,11	sollevamento regionale
8,5	Quartaccio	Vitinia/Aurelia	tetto (55-60)	-3	ca 285 ka	10	25	0,38-0,08	sollevamento regionale
10		Nuova California	base (80)	-120	ca 350 ka	135	145	2,2-1,8	sollevamento locale

Fig. 26 - *Tassi di sollevamento calcolati sulla base della quota attuale di superfici stratigrafiche che indicano paleo-livelli del mare. (Modificato da* Giordano *et alii., 2002c).*

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - GEOMORFOLOGIA

Il settore costiero del Foglio "Albano Laziale" è costituito da un'ampia fascia circa parallela alla costa limitata a nord dal corso del Tevere, ad est dal corso del fosso di Malafede e a sud dal fosso del Rio Torto. L'elemento geomorfologico caratterizzante questo settore è la presenza di tre ordini principali di terrazzi marini sviluppati ad ovest e di una zona più interna caratterizzata dall'inviluppo di più paleosuperfici sub-orizzontali che si estendono verso l'interno, assieme ai depositi correlati, fino oltre il corso del fosso di Malafede.

I terrazzi marini possiedono una evidente continuità laterale lungo tutta l'area indagata, pur avendo una limitata estensione verso l'entroterra. Le loro quote vanno da 15-25 metri per il terrazzo più basso dell'unità Riserva della Macchia (RDM) attribuito allo stadio isotopico 5e (Tirreniano) fino a quote di 50-60 metri s.l.m. per il terrazzo marino più alto dell'unità Aurelia (AEL) attribuito allo stadio isotopico 9.

Il settore più interno è invece caratterizzato da una serie di paleosuperfici più o meno estese collocate a quote variabili fra i 50 e i 100 metri s.l.m.. Si tratta di superfici deposizionali connesse all'unità di Castel Porziano (CLZ). La quota delle diverse paleosuperfici digrada evidentemente dalla zona di Pomezia (Monte d'Oro) verso nord e verso sud, e le scarpate che le separano risultano più o meno evidenti. In prossimità del Tevere un'ultima scarpata ad andamento NE-SO, parallelo al corso del fiume, limita ad ovest una paleosuperficie attribuita alla deposizione delle sabbie di tetto della formazione di Vitinia.

Lungo il basso corso del fosso di Malafede e del fosso del Rio Torto sono presenti lembi di terrazzi fluviali a quote intorno ai 15-20 metri s.l.m., che sono stati correlati con i depositi attribuiti allo stadio isotopico 5e (Tirreniano).

Lungo il medio e alto corso del fosso di Malafede si osservano invece lembi di terrazzi fluviali posti a quote intorno ai 50 metri con morfologie ben conservate, che sono stati correlati, tentativamente, con i depositi attribuiti allo stadio isotopico 7.

La zona a sud del Rio Torto presenta alcune particolarità geomorfologiche connesse alla natura dei depositi affioranti e, soprattutto, al particolare assetto tettonico. Si tratta infatti di una zona che ha subito persistenti movimenti negativi, anche in tempi relativamente recenti, dove affiorano principalmente unità vulcaniche. Diversamente dal settore settentrionale in cui il reticolo idrografico è poco sviluppato e i corsi d'acqua scorrono paralleli fino al mare senza confluire gli uni negli altri, qui il reticolo appare dendritico e ben sviluppato e tutta la rete idrica del settore confluisce in tre collettori principali che sono il Rio Torto, il Fosso Grande e il Fosso della Moletta.

Inoltre, superato il Rio Torto, le sabbie delle unità di Castel Porziano e della Tenuta di Campo Selva sono ridotte a sporadici lembi e la continuità dei terrazzi marini relativi è interrotta, ad eccezione del terrazzo più basso, attribuito allo stadio isotopico 5e (Tirreniano).

Le pendici del vulcano

Spostandosi verso il settore orientale del Foglio, le quote salgono progressivamente fino a circa 500 m s.l.m. lungo le pendici del vulcano dei Colli Albani. In particolare si tratta dei centri periferici freatomagmatici di Albano, Ariccia e Laghetto, caratterizzati da pendii dolci e regolari sui versanti esterni e ripidi, con pendenze anche maggiori di 45°, lungo i versanti interni dei crateri. In particolare nel caso di Albano, i versanti interni sono attualmente soggetti a movimenti gravitativi. I crateri definiscono valli endoreiche, che nel caso di Laghetto e Ariccia sono completamente riempite di sedimenti e dunque presentano una morfologia pianeggiante, mentre nel caso di Albano si ha la presenza del lago craterico più profondo d'Italia (-173 m) a testimonianza delle eruzioni recenti di questo apparato. La zona di raccordo tra la fascia costiera e quella degli apparati freatomagmatici è caratterizzata dall'esteso *plateau* ignimbritico, dove le basse pendenze (< 5°) e le caratteristiche di permeabilità ed erodibilità delle unità ignimbritiche pozzolanacee che lo costituiscono, favoriscono l'incisione di un reticolo dendritico ben organizzato. La morfologia è qui caratterizzata da creste molto ampie e subpianeggianti che in genere si raccordano con i fondovalle con pendii irregolari e pendenze dolci dove insistono su materiali poco coerenti (pozzolane) ed invece ripidi dove sono interessati materiali lapidei (tufi litoidi e lave). L'ampia cresta tra Pomezia e Tor Tignosa rappresenta lo spartiacque principale tra i fossi a nord del Foglio, che drenano verso il Tevere con linee di drenaggio preferenziale NO-SE, circa parallelamente alla costa per la presenza dell'alto di Castelporziano, ed i fossi all'interno del *graben* di Ardea (Fosso Grande, Rio Torto), che invece presentano andamento preferenziale circa NE-SO, e drenano direttamente verso il Tirreno.

2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DEI COLLI ALBANI
(a cura di G. Capelli e R. Mazza)

Il Foglio 387 "Albano Laziale" è interamente interessato dalla porzione occidentale della unità idrogeologica dei Colli Albani. Per questo motivo si dà cenno alle caratteristiche di questa importante struttura nel suo complesso.

Tra le varie unità idrogeologiche del dominio vulcanico laziale, quella albana presenta i limiti a contorno meglio definiti. Si tratta, infatti delle aste fluviali dei Fiumi Tevere, Aniene, Astura e della costa tirrenica. Per un piccolo settore il drenaggio è rivolto anche verso il bacino del F. Sacco. L'assetto geologico strutturale determina la presenza di un acquifero centrale posto, per lo più, al di sopra dei 200 m s.l.m., sostenuto dalla sequenza a bassa permeabilità identificabile con il "Tufo Lionato" (VSN_1) e le 'Pozzolanelle" (VSN_2) e di un acquifero basale ospitato dai depositi che compongono il vulcano strato (Lotti & Associati, 1999). Il complesso acquifero superiore, fortemente ricaricato, anche per la presenza di vaste aree semiendoreiche, alimenta i laghi e drena verso la più estesa falda regionale basale.

Lo studio della circolazione idrica nel sistema acquifero dei Colli Albani è stato avviato con l'analisi della cartografia idrogeologica storica (Blanc *et alii*, 1961; Mouton, 1977; Cassa per il Mezzogiorno, 1978; Boni *et alii*, 1981; Boni *et alii*, 1988; Ventriglia, 1990; Capelli *et alii*, 1998; Lotti & Associati, 1999; Capelli *et alii*, 2000; Capelli & Mazza, 2005; Capelli *et alii*, 2006). Successivamente, sulla base dei dati prodotti in una campagna realizzata nel 2002, è stata ricostruita la morfologia della falda basale, utilizzando dati rilevati alla scala 1:10.000 (Fig. 27), per un'area più ampia riguardante l'intera Unità Idrogeologica Albana (Capelli *et alii*, 2005). L'andamento del tetto della zona satura risulta fortemente influenzato dai fattori geologici della struttura vulcanica e dalla morfologia del tetto del substrato a bassa permeabilità. In alcuni settori del territorio studiato la singolare morfologia del tetto dell'acquifero regionale è da imputare alla dinamica indotta da prelievi particolarmente elevati.

I Laghi di Albano e di Nemi costituiscono al contempo il livello di base di definiti alti piezometrici e un potenziale imposto per le falde più depresse da essi alimentate, ovvero i laghi sono simultaneamente fenomeni sorgivi e fonte di ricarica per molti acquiferi, soprattutto di tipo confinato.

A ridosso dei rilievi carbonatici i rapporti tra falda basale delle vulcaniti e falde carsiche non sono ancora ben chiari. Dal punto di vista teorico le coltri terrigene plio-pleistoceniche marine, depostesi in trasgressione sulle sequenze carbonatiche, dovrebbero isolare idraulicamente le due circolazioni.

Nel settore considerato la presenza di numerosi acquiferi sospesi rende complessa l'interpretazione dei dati piezometrici. All'interno dell'Unità Idrogeologica Albana la circolazione regionale ha un andamento centrifugo rispetto al settore centrale delle caldere. Nei settori periferici, in cui prevale l'assetto di vulcano-strato, essa è condizionata dalla morfologia del tetto della serie pre-vulcanica.

La circolazione sotterranea dell'Unità Albana, verso sud-est, contribuisce al

sostentamento delle pressioni degli adiacenti acquiferi pontini. Ciò è favorito dal fatto che la serie vulcanica, sotto limitati spessori di sedimenti fluvio-lacustri, si estende per una decina di chilometri verso i Comuni di Sermoneta e Latina.

Nei Colli Albani le sorgenti più importanti sono quelle di tipo lineare di subalveo. Le emergenze localizzate, salvo alcune eccezioni, erogano volumi assai modesti e sono localizzate in corrispondenza di orizzonti a più bassa permeabilità, quali tufi e lave compatte o paleosuoli. Esistono tuttavia alcune manifestazioni che raggiungono le centinaia di litri al secondo. Anche i laghi, compresi quelli bonificati, sono delle sorgenti che canalizzano il loro flusso negli emissari artificiali di epoca romana. Tra le emergenze vanno annoverate numerose manifestazioni minerali, termali e gassose (Camponeschi & Nolasco, 1982). Ai nostri giorni molte sorgenti non sono più attive, comprese quelle in alveo e gli emissari dei laghi, a seguito dei rilevanti abbassamenti della falda basale e della scomparsa di molti acquiferi sospesi. Altre non sono più visibili, perché captate con bottini o pozzi. Alcune, soprattutto in ambito urbano, sono persino state interrate dalle colmate realizzate per lo sviluppo urbano.

La potenzialità delle falde albane è proporzionale all'estensione e alla continuità degli affioramenti delle rocce a bassa permeabilità, spesso a geometria lenticolare. Non a caso numerosi pozzi rivelano la presenza di almeno 6-7 falde acquifere in comunicazione idraulica, poste a quote comprese tra i 400 e i 200 m s.l.m. e presentano notevoli discontinuità nei livelli idrici.

Nell'area albana si riscontra che la maggiore produttività dei pozzi è associata agli orizzonti sabbiosi e/o ghiaiosi sovrastanti le argille di base o a livelli pozzolanacei ("Pozzolane Rosse" e "Pozzolane Nere") giacenti sui tufi antichi o direttamente sulle argille del substrato. Non è rara anche l'esistenza di una falda contenuta nelle sabbie intercalate alle argille siciliane o ai sedimenti lacustri limosi.

È da segnalare, infine, la presenza di particolari orizzonti produttivi, rappresentati dalle lave sovrastanti le Pozzolane Nere. La notevole fratturazione e il loro incassamento in paleo-valli fa sì che questi corpi costituiscano un orizzonte preferenziale per il deflusso di grandi quantitativi di acqua.

L'Unità Idrogeologica dei Colli Albani alimenta quattro bacini idrogeologici la cui falda sostiene i 17 corsi d'acqua perenni riportati nella figura 28:

a) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante meridionale*, ha un andamento allungato da nord a sud. Nel settore settentrionale di questo bacino la circolazione non è più rivolta verso il Fiume Sacco, ma verso alcune depressioni dinamiche della piezometrica. Lungo il margine con i Monti Lepini, questi sembrano alimentare in alcuni tratti l'Unità Albana. Le acque sotterranee riescono a dare ancora un contributo alla portata del Fosso Spaccasassi e del Fiume Astura nel suo tratto terminale.
b) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante occidentale* dal Maschio dell'Artemisio, posto nel settore centrale della struttura, si estende fino alla costa tirrenica e comprende il Lago di Nemi. Il contributo degli acquiferi al reticolo di superficie e al lago è attualmente fortemente ridotto.

La piezometrica presenta importanti depressioni piezometriche dinamiche e nei settori costieri la piezometrica raggiunge valori negativi.

c) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-orientale* si estende dai rilievi centrali posti a nord-est delle caldere, ai Monti Prenestini ad est, all'alto strutturale di Ciampino-Roma ad ovest, al Fiume Aniene a nord, dove sono presenti marcati bassi piezometrici di origine dinamica. La falda basale alimenta i settori terminali del reticolo di superficie fornendo anche un sostanzioso contributo alla portata del Fiume Aniene.

d) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-occidentale* si estende dai rilievi centrali delle Faete, verso la città di Roma, il Fiume Tevere (Capelli *et alii*, 2002), fino al suo delta ed alla foce del Rio Torto e comprende le principali depressioni calderiche, tra cui quella del Lago di Albano. Il territorio presenta una altissima densità di perforazioni e si riscontrano nella piezometrica numerose depressioni dinamiche. Nella zona del delta tiberino il tetto dell'acquifero principale è stabilmente posto ad alcuni metri al di sotto del livello marino. La falda basale alimenta i tratti terminali dei corsi d'acqua perenni, alcuni dei quali penetrano nel tessuto urbano dell'Urbe fino all'imbocco dei grandi collettori fognari.

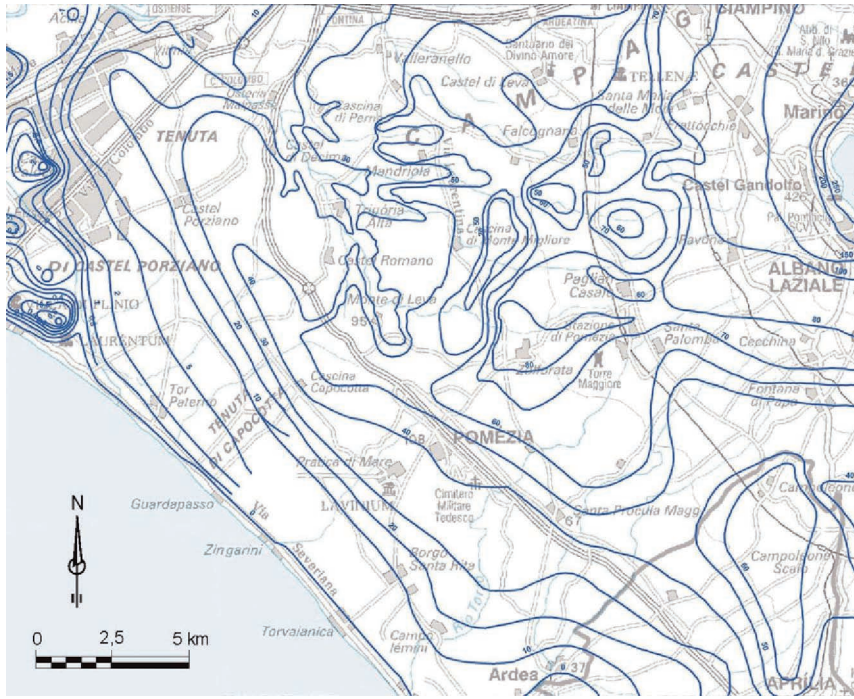


Fig. 27 – *Carta delle linee isofreatiche nell'area del Foglio "Albano Laziale".*

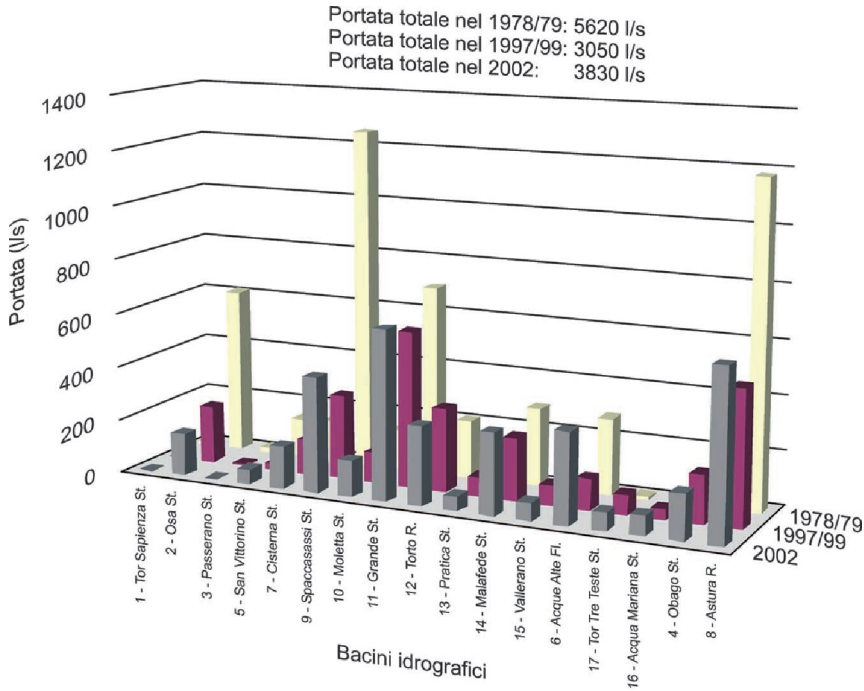


Fig. 28 - *Variazione delle portate totali misurate negli anni tra il 1978 ed il 2002 nei 17 bacini effluenti il vulcano dei Colli Albani (da* Capelli *et alii, 2000).*

3. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ VULCANICHE (*a cura di G. Diano*)

Nell'area del Foglio "Albano Laziale" affiorano diffusamente i prodotti vulcanici dei Colli Albani e solo limitatamente le formazioni sedimentarie rappresentate da argille, sabbie e ghiaie.

L'inizio delle indagini tecniche su tali depositi risale al secolo scorso, in particolare l'analisi geotecnica delle rocce vulcaniche fu inizialmente determinata dalla ricerca di materiali da costruzione; in questa ottica si colloca la monografia sulle vulcaniti del Lazio di Penta (1956). Ad essa fanno seguito numerosi studi ad indirizzo geotecnico ispirati anche da altre specifiche e locali problematiche, quali ad esempio quella del reperimento e sfruttamento delle risorse minerarie (Spada, 1966), quella delle cavità sotterranee in ambito urbano (Santoro & Federici, 2002), quella della stabilità di versanti (Iacurto

& Priori, 1995), oppure ancora le ricerche riguardanti la conservazione di monumenti (De Casa *et alii*, 1999).
Per quanto riguarda le formazioni sedimentarie, anch'esse inizialmente sono state studiate ed analizzate per il loro sfruttamento in veste di materiali da costruzione, in particolare come inerti per la confezione di calcestruzzi e malte e per la preparazione di mattoni e laterizi in genere e, conseguentemente, sono state coltivate in maniera intensa sia nell'areale in esame, ma soprattutto nell'attuale area urbana della città di Roma e presso il settore in destra del Tevere - tra Roma e il fosso di Ponte Galeria - dove ancora oggi rappresentano un bacino estrattivo tutt'altro che estinto.
In particolare le coltivazioni hanno interessato soprattutto le argille azzurre plioceniche (MVA) - affioranti presso l'alto di Castelporziano - le ghiaie e le sabbie pleistoceniche e infine le ghiaie e le sabbie delle alluvioni fluviali (Ventriglia, 1990).

Il primo approccio sistematico riguardante la caratterizzazione geotecnica sia dei terreni vulcanici che delle formazioni sedimentarie si deve a Ventriglia che realizzò la monografia «*La Geologia della Città di Roma*» (Ventriglia, 1971) corredata da una carta geologica alla scala di 1:20.000 e da altre 5 carte tematiche sempre alla stessa scala; tale opera costituisce oltre che una sintesi sulla storia evolutiva del distretto vulcanico dei Colli Albani, anche un rilevante supporto geologico-tecnico necessario a tutti gli addetti ai lavori che operano a Roma. Recente è invece la pubblicazione del volume aggiornato e dedicato alla geologia della città di Roma (Funiciello, Praturlon, Giordano, 2008), ricco di tavole geologiche e tematiche.

Questo paragrafo sintetizza le caratteristiche geotecniche dei principali materiali vulcanici presenti nell'area in esame, ed in particolare i dati relativi ad alcune colate laviche, alle Pozzolane Rosse, alle Pozzolane Nere, al tufo e alle pozzolane della formazione di Villa Senni – unità appartenenti al litosoma Vulcano Laziale – e ad alcuni depositi freatomagmatici detti "peperini", appartenenti invece, al litosoma Via dei Laghi. Per la caratterizzazione geotecnica delle unità sedimentarie si rimanda invece a Funiciello, Praturlon, Giordano (2008) e a Bozzano (2008).

E' da mettere in evidenza che, mentre i tufi litoidi sono stati studiati sia dal punto di vista geologico-vulcanologico che meccanico (Penta, 1956; Lupino, 1969; Camponeschi *et alii*, 1982; Pezzola, 1996; De Casa *et alii*, 1999; Ventriglia, 1971, 2002), la letteratura geotecnica relativa alle pozzolane ed ai peperini è relativamente scarsa (Martinetti & Ribacchi, 1965; Berry & Sciotti, 1974; Ribacchi, 1986). Di recente sono stati condotti studi specifici mirati a determinare le caratteristiche strutturali e le proprietà meccaniche

delle Pozzolane Nere (Cecconi, 1999) ed alla caratterizzazione geomeccanica delle unità che costituiscono la formazione di Villa Senni (Diano, 2005). In particolare verranno illustrati i dati relativi ai depositi piroclastici che sono oggetto di attività estrattiva già da lungo tempo. Tale attività è disciplinata sia dalla L.R. n°27 del 5 maggio 1993, che dal *Piano stralcio delle attività estrattive* del bacino Ardeatina-Laurentina[1]. A tutt'oggi tale Piano rappresenta il secondo caso di regolamentazione dell'attività estrattiva per le cave, successivo solo al Piano stralcio del bacino Rio Galeria-Magliana che regolamenta uno dei principali bacini estrattivi della Regione Lazio.

Le cave hanno rappresentato, per lo svolgimento delle ricerche più recenti, un importante luogo di studio, sia per il reperimento di informazioni stratigrafiche e litologiche sulle unità vulcaniche affioranti, sia per il campionamento di materiale necessario alle analisi di *routine* di laboratorio che, soprattutto, per l'esecuzione di prove di caratterizzazione geomeccanica in sito.

Formazione di Villa Senni (VSN). La formazione maggiormente affiorante nel Foglio e di gran lunga la più utilizzata è la formazione di Villa Senni. Il membro basale, del *Tufo Lionato* (VSN_1; cfr § 2.1.3.5.2.1), può essere suddiviso in due litofacies geotecniche distinte in base sia ai caratteri morfologici e all'abbondanza dei componenti che da propri e particolari valori dei parametri geomeccanici; dal basso verso l'alto si hanno rispettivamente la facies gialla del Tufo Lionato (tl1) e la facies arancio-rossiccia (tl2) (Diano, 2005). La prima si presenta litoide, da coerente a molto coerente, con grado di porosità basso; l'altra è litoide, coerente, con grado di porosità medio. Nell'ambito della classificazione delle piroclastiti su base granulometrica e del grado di coesione, le facies ricadono entrambe nel campo dei ***lapilli tuff*** (Fisher & Schminke, 1984; Cas & Wright, 1987), secondo le abbondanze relative medie riportate in tabella 2.

Tab. 2 - *Composizione granulometrica delle facies tl1 e tl2 del membro del Tufo Lionato (VSN_1) (Diano, 2005).*

	facies tl1	***facies tl2***
piroclasti con dimensione dei blocchi (ϕ > 64mm)	10 %	5 %
piroclasti con dimensione dei lapilli (ϕ 64-2mm)	50 %	35 %
piroclasti con dimensione della cenere (ϕ <2mm)	40 %	60 %

Ciascuna facies è contraddistinta da un *range* di valori di resistenza a

1 - La Giunta regionale con Deliberazione n° 4490 del 30 luglio 1999 ha autorizzato il Comune di Roma a predisporre il Piano delle attività estrattive limitatamente all'area del bacino Ardeatina-Laurentina; a sua volta il Comune di Roma, con Delibera della Giunta Comunale n° 511 del 12 maggio 2000, ha affidato la redazione del Piano al Dipartimento X Politiche Ambientali ed Agricole.

compressione uniassiale (q_c)[2], moduli elastici tangente e secante (E_t, E_s)[3], densità media (ρ) e contenuto d'acqua naturale (*w*), riferiti a provini cilindrici con rapporto di forma, altezza/diametro, H/D>2 (tab. 3; DIANO (2005).

Tab. 3 - *Principali parametri fisico-meccanici delle facies tl1 e tl2 del membro del Tufo Lionato (VSN_1) (*DIANO, *2005).*

	facies tl1	***facies tl2***
resistenza a compressione uniassiale (q_c)	5.5 MPa	8.1 MPa
modulo elastico tangente (E_t)	1.8 GPa	2.7 GPa
modulo elastico secante (E_s)	0.9 GPa	1.7 GPa
densità media (ρ)	1.6 g/cm^3	1.6 g/cm^3
contenuto d'acqua naturale (*w*)	13.5 %	9.1 %

Nel membro superiore delle Pozzolanelle (VSN_2 *cfr* Capitolo II § 1.3.5.2.2) sono riconoscibili almeno quattro litofacies geotecniche distinte in base alle variazioni dell'abbondanza relativa tra i vari componenti, del grado di litificazione (tab. 5) e, infine, in funzione del livello stratigrafico entro la colata piroclastica; si ha: pz1 (facies delle Pozzolanelle *s.s.*), pz2 (facies litoide delle Pozzolanelle), pz3 (facies di breccia piroclastica) e pz4 (facies ricca in frazione cineritica).

La *facies pz1* è la più rappresentata in affioramento e rappresenta il corpo della colata piroclastica; si presenta da coerente a incoerente, con alto grado di porosità; presenta tipico colore grigio con variazioni sulle tonalità del grigio-verdastro.

La *facies pz2* ha carattere locale ed è presente solo presso la Tenuta di Torre Tignosa in località Selvotta; si presenta litoide, a struttura massiva, con tipico colore grigio-giallognolo. La sua genesi è legata probabilmente ad attività idrotermale i cui fluidi hanno interagito con la pozzolana segregando nelle porosità del materiale delle idrotermaliti litoidi (solfati, fosfati, ...) che hanno originato un deposito cementato: i minerali di segregazione idrotermale sono disposti a cemento di frammenti di clasti litoidi preesistenti.

La *facies pz3* rappresenta la breccia piroclastica: in questa facies è compresa sia la *breccia di Colle Fumone* (VSN_{2b}), ossia una breccia co-ignimbritica,

2 - Rappresenta il valore di resistenza massimo che un materiale può sopportare prima della rottura.

3 - Il modulo tangente è definito come il gradiente della curva tensione-deformazione limitatamente al tratto lineare; il modulo secante è definito come il gradiente della retta che nella curva tensione-deformazione approssima il tratto con andamento non lineare compreso tra il punto di passaggio campo elastico/campo elasto-plastico e il valore di rottura.

intercalata tra il Tufo Lionato e le Pozzolanelle che le facies più grossolane presenti all'interno del corpo dell'ignimbrite. Tale facies è distribuita nel settore NO del distretto vulcanico dei Colli Albani.

La *facies pz4* è riferibile alla porzione di "tetto" dell'ignimbrite delle Pozzolanelle.

Tab. 4 – *Composizione granulometrica delle facies pz1, pz2, pz3 e pz4 del membro delle Pozzolanelle (VSN_2) (*Diano, *2005).*

	facies pz1	***facies pz2***	***facies pz3***	***facies pz4***
piroclasti con dimensione dei blocchi (ϕ > 64mm)	2-3 %	1-2%	30 %	1 %
piroclasti con dimensione dei lapilli (ϕ 64-2mm)	60-80 %	85 %	70 %	25-30 %
piroclasti con dimensione della cenere (ϕ <2mm)	10-40 %	15 %	<1 %	70-75 %
classificazione (Fisher & Schminke, 1984)	*lapillistone/ lapilli tuff*	*lapillistone*	*tuff-breccia*	*lapilli tuff/ tuff*

Si riportano di seguito i valori medi dei principali parametri meccanici di riferimento: resistenza a compressione uniassiale (q_c), moduli elastici tangente e secante (E_t, E_s), ampiezza del campo elasto-plastico ($\varepsilon_p/\varepsilon_s$)[4], densità media ($\rho$) e contenuto d'acqua naturale (*w*), anche in questo caso riferiti a provini cilindrici con rapporto di forma, altezza/diametro, H/D>2 (Diano, 2005) (tab. 6).

Tab. 5 - *Principali parametri fisico-meccanici delle facies pz1, pz2 e pz4 del membro delle Pozzolanelle (VSN_2) (*Diano, *2005).*

	facies pz1	***facies pz2***	***facies pz4***
resistenza a compressione uniassiale (qc)	2.3± 0.6 MPa	7.8± 2.5 MPa	0.8 MPa
modulo elastico tangente (Et)	1.1± 0.4 GPa	3.2± 1.1 GPa	0.3± 0.1 GPa
modulo elastico secante (Es)	0.5± 0.1 GPa	1.5± 0.8 GPa	0.1± 0.06 GPa
campo elasto-plastico ($\varepsilon_p/\varepsilon_s$)	42 %	15 %	52 %
densità media (ρ)	1.7 g/cm^3	1.7 g/cm^3	1.6 g/cm^3
contenuto d'acqua naturale (w)	7.9 %	9.1 %	8.5 %

La facies qui denominata pz4 è stata esaminata dal Ventriglia (2002) ed indicata come tufo di Villa Senni (tab. 6).

4 - Rappresenta il valore, espresso in percentuale, della deformazione elasto-plastica, in cui le deformazioni sono in gran parte irreversibili, rispetto a quella puramente elastica caratterizzata, invece, da deformazioni reversibili.

Tab. 6 - *Caratteristiche tecniche delle Pozzolanelle (*Ventriglia*, 2002).*

Località	Caratteristiche fisiche					Caratteristiche granulometriche			Caratteristiche meccaniche		Caratteristiche di compressibilità						
	Prof. (m)	peso specifico (g/cm³)	peso di volume (g/cm³)	acqua naturale (%)	sat. (%)	G (%)	S (%)	L (%)	prove di taglio		σ (kg/cm²)	0.25-0.50	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16
									c (kg/cm²)	φ	Modulo edometrico E' (kg/cm²)						
Fermata Metro Anagnina	10	2.54	1.79	34	97	40	46	14	0	40°		87	58	68	112	180	277
	20		1.63	42		27	52	21	0	50°							
	31	2.50	1.78	31	95	47	39	14	1.30	30°		50	51	74	111	183	309

Anche per la facies pz1 (VSN_2) sono state eseguite ad opera del Ventriglia (2002) numerose analisi di laboratorio su campioni di pozzolana prelevati in varie località: ad est della città di Roma, presso le zona di Annunziatella e di Torrenova, nella zona meridionale di Roma, nella zona della Cecchignola e di Pomezia.
I risultati sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche Fisiche

		valori più frequenti
peso specifico reale (g/cm³)	2.56 - 2.94	2.66 - 2.68
peso dell'unità di volume (g/cm³)	1.40 - 1.95	1.50 - 1.69
contenuto naturale d'acqua (%)	15 - 60	28 - 40
porosità (%)	40 - 65	45 - 55
saturazione	0.70 - 1	0.80 - 0.92

Caratteristiche Granulometriche

		valori più frequenti
ghiaia (%)	0 - 35	12 - 30
sabbia (%)	20 - 90	40 - 65
limo (%)	5 - 55	15 - 45
argilla (%)	0 - 32	2 - 15

Caratteristiche di Consistenza

Limite di liquidità (LL)	16 - 44 %
Limite di plasticità (LP)	8 - 20 %
Indice di plasticità (IP)	13 - 20 %

Caratteristiche Meccaniche

Le prove di resistenza a compressione semplice hanno fornito valori del carico di rottura molto variabili e compresi tra 1.50 e 32 kg/cm² (σ 0.15 - 3.14 MPa)[5].
Le prove di compressione triassiale hanno fornito per l'angolo d'attrito il valore zero e per la coesione c_u valori compresi fra 0.35 e 1 kg/cm² (Ventriglia, 2002), come di seguito riportato (tab.7).

5 - Si ricorda che 1 kg/cm² equivale a 0.098 MPa.

Tab. 7 - *Valori della coesione e dell'angolo di attrito per la facies pz1 (VSN_2) (*Ventriglia*, 2002).*

Località di prelievo	***Coesione (kg/cm²)***	***Angolo d'attrito (ϕ°)***
Torrenova	0.05 - 0.1	25° - 27°
Torrenova	0.1 - 0.4	22° - 27°
L'Annunziatella	0.0 - 0.30	25° - 38°
L'Annunziatella	0.0 - 0.25	37° - 44°
Tor Bella Monaca	0.0 - 0.1	27° - 35°
Roma Sud Est	0.0 - 0.3	30° - 40°

Diversamente dalle Pozzolanelle, il Tufo Lionato è stato ripetutamente studiato ed analizzato in laboratorio in virtù delle buone caratteristiche tecniche che lo contraddistinguono e su campioni provenienti da varie località: sono stati così esaminati campioni provenienti da Monte Verde, da presso ponte Nomentano, da Pietralata, dalla Cecchignola, dalla zona di Pomezia, ecc. (Ventriglia, 2002).
Dal complesso di analisi eseguite, secondo l'autore, si possono ritenere acquisiti i valori delle caratteristiche tecniche di seguito riportati in forma sintetica.

Caratteri fisici

		valori più frequenti
peso spec. reale (g/cm³)	2.41 - 2.68	2.60 - 2.66
peso dell'unità di volume (g/cm³)	1.51 - 1.94	1.55 - 1.65
peso dell'unità di volume (g/cm³)	1.20 - 1.32	
porosità (%)	40 - 53	

Prove di compressione semplice

- materiale asciugato in stufa a 50°

resistenza alla rottura (kg/cm²)	88 - 239	115 - 130
assorbimento di acqua[6] (percento in peso)	1 - 10	

- materiale dopo 90 giorni di immersione in acqua

resistenza (kg/cm²)	10 - 45	20 - 35
umidità (%)	25 - 38	
coefficiente di compressibilità[7] (cm²/kg)	$6x10^{-6} – 3x10^{-5}$	

In De Casa *et alii* (1999), in cui viene studiato il Tufo Lionato nei monumenti romani, sono contenuti molti dati riguardanti le caratteristiche fisiche e meccaniche

6 - Il valore rappresenta la differenza del peso del campione immerso in acqua per 48 ore e di quello del campione essiccato in stufa a 50° diviso per quest'ultimo peso ed espresso in percento.

7 - Si indica come coefficiente di compressibilità l'inverso del modulo di elasticità longitudinale.

di tale litofacies, tuttavia non viene mai menzionata la facies particolare di provenienza (gialla o arancio-rossiccia). Le differenze tessiturali tra le varie facies del Tufo Lionato conducono a sensibili variazioni nei valori delle porosità, come si può vedere dai dati sintetizzati in tabella 8 e ottenuti secondo le norme ASTM D 4404-84 (1991). Vi sono facies come quella di Torre Angela con oltre il 52% di porosità ed altre come quella di Tor Cervara con il 26% (De Casa *et alii*, 1999).
Da un lavoro eseguito da Di Manna (1997), si ha un'indicazione sulla distribuzione delle dimensioni dei pori nel Tufo Lionato: sono stati analizzati 4 campioni di tufo provenienti dall'antico abitato di *Lavinium* (Pomezia) con un porosimetro a mercurio, secondo le procedure del Doc Normal 4/80 (1980), da cui risulta una porosità media del 30% (tab. 8).
Un parametro importante per la qualificazione dei materiali da costruzione, soprattutto per l'identificazione della presenza di discontinuità (fratture, giunti, porosità, ecc.) è la misura della velocità di propagazione delle onde elastiche.

Tab. 8 - *Sintesi dei dati riguardanti porosità, peso di volume, peso specifico e di imbibizione del membro del Tufo Lionato (VSN_1) (*De Casa *et alii, 1999).*

Luogo di provenienza	*n° di prove*	*Porosità (%)*	*indice dei vuoti*	*n°di prove*	*peso di volume (kN/m³) stato naturale*		*saturo d'acqua a 110°C*	*peso specifico (kN/m³)*	*imbibizione (%)*
Cecchignola	15	39.0 - 48.2 m = 42.5	0.64 - 0.93 m = 0.73	5	13.2 - 14.5 m = 14.1	15.8 - 17.3 m = 16.8	12.1 - 13.2 m = 12.8	23.3	30 - 32
Divino Amore	5	34.2 - 38.3 m = 36.2	0.52 - 0.62 m = 0.52	1	15.9	18.7	15	24.3	37 - 41
Torre Angela	15	50.0 - 55.9 m = 52.3	1.00 - 0.93 m = 1.10	4	12.5 - 13.1 m = 12.9	16.4 - 16.9 m = 16.7	11.6 - 12.2 m = 12	26.2	24
Campidoglio	1	38.6	0.63						23.2
XIII Are, Lavinium (Di Manna, 1997)	4	26.2 - 36.4 m = 30.1	0.36 - 0.57 m = 0.43					29.1	
Valleranello (Pezzola, 1996)	27	38.3 - 44.4 m = 39.3	0.62 - 0.80 m = 0.65	27	13.0 - 14.0 m = 13.5	17.3 - 18.5 m = 17.6		23.89	20.0 - 24.0 m = 21.3
Valleranello (Lupino, 1956)	5	m = 30.9	0.45		16.1 - 16.8 m = 16.5			23.6 - 24.1 m = 23.7	29.0
Tor Cervara (Marini, 1992)	1	25.9	0.35						25.3
Tor Cervara (Penta, 1956)	3	m = 32.3	0.48		15.2				16.0*
Tor Cervara, Rustica (Penta, 1956)					13.7 - 16.4				
Tufo di Monteverde (Vitali, 1993)	2	25.9 - 27.9 m = 26.9	0.35 - 0.39 m = 0.37		15.69				19.23

Tufo di Monteverde (Penta, 1956)	6				15.5 - 19.0				8.8*
Settecamini A (Ottaviani, 1988)	1	43	0.75	1			14.0	24.6	
Settecamini B (Ottaviani, 1988)	1	39	0.64	1			15.7	25.8	
Gallicano (Ottaviani, 1988)	1	37	0.59	1			16.1	25.6	
Ardea Tor S.Lorenzo (Camponeschi *et alii*, 1982)	14	51.5 - 52.0 m = 51.7	1.06 - 1.09 m = 1.08	14	14.2 - 15.9 m = 15.1	15.1 - 16.6 m = 15.9	11.4 - 13.1 m = 12.3	24.42 - 24.81	23.0 - 30.0
Pomezia (Lupino, 1968)	15	47.0 - 53.0	0.88 - 1.12	12	11.8 - 13.0 m = 12.4			24.13 - 25.99	24.9 - 37.6

* 48 h in acqua ed essiccato a 50°C.

Misure di velocità sia longitudinali (onde P) che trasversali (onde S) sono state eseguite su campioni prelevati presso Valleranello, in ottemperanza alle norme ASTM D 2845-90 (tab. 9) (De Casa *et alii*, 1999). Tra i vari caratteri tessiturali dei campioni che condizionano le velocità delle onde P ed S, la porosità sembra avere maggiore rilevanza: a campioni con maggiore porosità corrispondono velocità delle onde P ed S e moduli dinamici meno elevati.

Ancora in De Casa *et alii* (1999), sono state eseguite prove di compressione uniassiale ad espansione laterale libera su provini cilindrici, con diametri variabili da 60 a 80 mm, secondo le norme ASTM D 2938-86 e prove di trazione indiretta, secondo le norme ASTM D 3967-86.

Tab. 9 – *Velocità delle onde P ed S, modulo dinamico e coefficiente di Poisson in campioni di Tufo Lionato (VSN_1) (*De Casa *et alii, 1999).*

Luogo di provenienza	***n° di prove***	***onde P (m/s)***	***onde S (m/s)***	***modulo dinamico (GPa)***	***coefficiente di Poisson dinamico***
Cecchignola	10	2054 - 2486 m = 2327	1013 - 1383 m = 1164	3.88 - 6.57 m = 5.04	0.20 - 0.40
Divino Amore	11	1409 - 1879 m = 1617	875 – 1062 m = 902	1.99 - 3.87 m = 2.69	0.17 - 0.34
Torre Angela	4	2242 - 2870 m = 2524	1282 - 1458 m = 1351	6.89 - 9.06 m = 7.62	0.29 - 0.34
Valleranello (Pezzola, 1996)	27	1668 - 1995 m = 1788	-	-	-

I risultati riguardanti la compressione su provini secchi e saturi presentati da Penta (1956) e Lupino (1969) sono riportati in tabella 10, dove si evidenzia un accentuato peggioramento delle caratteristiche meccaniche del materiale all'aumentare del periodo di imbibizione e variabile da luogo a luogo.

Tab. 10 – *Risultati di prove di compressione su provini sia secchi che saturi di Tufo Lionato (VSN_1) (*De Casa *et alii, 1999).*

	provini secchi	***provini saturi (30 gg di immers. in acqua)***	***provini saturi (90 gg di immers. in acqua)***
n° di prove	2	2	2
Tor Cervara (*MPa*) (Penta, 1956)	6.63 - 7.51	2.88 - 4.89	-
n° di prove	5	5	5
Monteverde (*MPa*) (Penta, 1956)	8.14 - 23.44 m = 13.89	-	-
n° di prove	3	3	3
Villa Mancini (*MPa*) (Lupino, 1969)	m = 9.1	m = 4.24	m = 2.35
Fosso Trigoria (*MPa*) (Lupino, 1969)	m = 6.4	-	-
Tenuta Falcognana (*MPa*) (Lupino, 1969)	m = 7.69	m = 2.51	m = 3.61
Via della Solforata (*MPa*) (Lupino, 1969)	m = 4.16	m = 3.14	m = 1.57
Via della Solforata (*MPa*) (Lupino, 1969)	m = 14.9	m = 8.71	m = 9.96

In tabella 11 sono riportati i risultati di prove di resistenza meccanica presentati da De Casa *et alii* (1999), confrontati con altri dati di letteratura: secondo tali autori si osservano distinti campi di variazione dei valori a seconda del sito di prelevamento. I bassi valori riscontrati per i campioni prelevati presso il Divino Amore potrebbero essere legati al minimo contenuto in zeoliti, in tale sito, rispetto ad altre località e a diverse posizioni di prelievo entro la colata piroclastica.

Tab. 11 – *Risultati delle prove di resistenza meccanica con misura delle deformazioni effettuata in condizioni standard su provini cilindrici di Tufo Lionato. I valori dei moduli elastici e dei coefficienti di Poisson sono stati calcolati al 50% del carico di rottura (*De Casa *et alii, 1999).*

Luogo di provenienza	***n° di prove***	***resistenza a compressione (GPa)***	***coefficiente di Poisson***	***modulo secante (MPa)***	***modulo tangente (GPa)***	***resistenza a trazione (MPa)***
Cecchignola	4	8.40 - 10.90 m = 9.85	0.28 - 0.30	3.30 - 4.80	3.30 - 4.60	1.26 - 1.50
Divino Amore	5	3.70 - 5.70 m = 5.50	0.17 - 0.21	1.10 - 2.40	1.10 - 2.20	0.53 - 1.20
Torre Angela	3	11.0 - 16.6 m = 14.30	0.17	4.60 - 6.00	5.40 - 5.90	1.60
Valleranello 1 (Pezzola, 1996)	3	9.60 - 11.50 m = 10.73	-	1.65 - 2.29	2.43 - 3.31	-
Valleranello 2 (Pezzola, 1996)	5	6.30 - 7.70 m = 7.06	0.14 - 0.22	1.06 - 2.05	1.19 - 3.96	0.82
Valleranello 3 (Pezzola, 1996)	7	7.40 - 11.50 m = 9.00	0.14 - 0.21	2.65 - 5.12	3.27 - 5.30	-

Anche in Camponeschi *et alii* (1982), che presentano dati relativi a prove di compressione uniassiale e a trazione indiretta, si evidenziano bassi valori di resistenza per i campioni provenienti dal Divino Amore. In tabella 12 è riportato un confronto tra i dati presentati da De Casa *et alii* (1999) e da Camponeschi *et alii* (1982).

Tab. 12 – *Risultati delle prove di carico uniassiale e di carico di rottura a trazione indiretta su provini cilindrici di Tufo Lionato (*De Casa *et alii, 1999).*

Luogo di provenienza	***stato fisico***	***n° di prove***	***carico di rottura uniassiale (MPa)***	***n° di prove***	***carico di rottura a trazione (MPa)***
Cecchignola	stato naturale	6	5.58 - 11.05 m = 7.23	15	0.65 – 1.50 m = 1.09
	saturo d'acqua	5	4.16 - 7.46 m = 6.03	-	-
Divino Amore	stato naturale	6	3.60 - 5.06 m = 4.55	25	0.34 - 0.90 m = 0.62
	saturo d'acqua	4	2.52 - 4.06 m = 3.27	-	-

Torre Angela	stato naturale	1	11.44	15	0.35 - 2.29
	saturo d'acqua	1	8.40	-	-
Ardea Tor S.Lorenzo (Camponeschi *et alii,* 1982)	stato naturale	14	5.34 - 12.36 m = 9.42	17	1.47 - 2.04 m = 1.82
	essiccato a 18°C	14	2.50 - 10.30 m = 7.73	9	0.74 - 0.98 m = 0.84
	essiccato a 110°C	11	3.82 - 9.27 m = 6.92	19	0.21 - 1.04 m = 0.66
	saturo d'acqua	9	0.41 - 1.85 m = 1.24	-	-

Pozzolane Nere (PNR). Meno diffusi, rispetto agli studi sulla formazione di Villa Senni, sono quelli relativi alle Pozzolane Nere; si segnalano i dati fisico-meccanici riportati in Ventriglia (2002), con riferimento alle località di campionamento ed alle prove geomeccaniche eseguite.

Lo studio delle proprietà geotecniche della pozzolana nera è stato eseguito su campioni provenienti dal fosso di Vigna Murata, dalla zona della Cecchignola e dalla zona di Pomezia.

I risultati delle indagini di laboratorio, per le pozzolane provenienti dalla zona di Pomezia, sono sintetizzati di seguito.

Caratteri fisici

peso specifico dei granuli (g/cm^3)	2.60
peso dell'unità di volume (g/cm^3)	1.34
peso dell'unità di volume secco (g/cm^3)	1.21
umidità naturale (%)	10.7
porosità (%)	53

Granulometria

Grado di disuniformità (D_{60}/D_{10}) variabile da 7 e 31

Dimensioni dei granuli: tutti di dimensioni inferiori a mm 4.76 e dallo 0 al 4% con dimensioni inferiori a 0.012 mm.

Forma dei granuli

Irregolare: per lo più sferoidale od ellissoidica

Stato della superficie: in assoluta predominanza scabra in ogni frazione granulometrica.

Cecconi (1999) studia il comportamento meccanico delle Pozzolane Nere attraverso un'approfondita indagine sperimentale articolata in prove edometriche ed in prove triassiali di tipo convenzionale e a percorso di carico controllato a

basse, medie ed alte pressioni di confinamento.

Le prove di laboratorio, eseguite su campioni naturali, parzialmente saturi e congelati, hanno permesso di acquisire una serie di dati riguardo sia le proprietà fisiche che meccaniche.

Riguardo le caratteristiche fisiche, l'autore indica che le Pozzolane Nere si presentano relativamente omogenee alla scala dell'ammasso, ma evidenziano una marcata eterogeneità alla scala dell'elemento di volume. Dal punto di vista granulometrico sono costituite da lapilli, per il 65% in vol., e da cenere, per la restante parte. Presentano un peso specifico pari a γ_S= 26.43 kN/m^3, una porosità n≈0.44%. Il contenuto d'acqua *w* varia nell'intervallo 0.10÷0.16, con un valore medio w_m= 0.13 ed una deviazione standard σ= 0.0174. Il grado di saturazione, S_r, risulta pari a 0.44±0.10. I principali parametri fisici sono riassunti in tabella 13.

Tab. 13 – *Valori medi caratteristici delle proprietà indici delle Pozzolane Nere (*Cecconi, *1999).*

w_o (%)	G_s	γ (kN/m^3)	γ_d (kN/m^3)	n (%)	S_r (%)
13	2.69	17.7	14.6	44	44

Dal punto di vista meccanico le Pozzolana Nere sono assimilabili ad un terreno granulare con struttura; le analisi microstrutturali condotte dall'autore hanno permesso di stabilire che i grani sono giustapposti ed incastrati fra di loro in modo disordinato, ma comunque sufficienti a garantire stabilità ai versanti naturali o ai fronti di cava, anche per diverse decine di metri di altezza. La resistenza a compressione uniassiale assume valori compresi tra 1.2 e 2 MPa, tanto da collocare tale materiale, come peraltro anche le altre pozzolane, nella classe delle rocce tenere.

Pozzolane Rosse (RED). Ancor meno diffusi sono i dati relativi alle Pozzolane Rosse.

In Ventriglia (2002) le Pozzolane Rosse sono definite un tufo incoerente caratterizzato dalla presenza di scorie delle dimensioni fino ad alcuni decimetri, di blocchi di lava e di un materiale (microscoriaceo) cineritico che nell'insieme dona alla massa il particolare colore rosso violaceo, da cui il nome.

Le prove tecniche eseguite sulla pozzolana rossa, qui di seguito riportate, sono state effettuate su campioni provenienti da varie località.

Caratteristiche fisiche

		valori più frequenti
peso specifico (g/cm^3)	2.52 - 2.84	2.70 - 2.80
peso dell'unità di volume (g/cm^3)	1.02 - 2.04	1.56 - 1.90

contenuto naturale d'acqua (%)	22 - 54	35 - 40
porosità (%)	41 - 72	48 - 55
saturazione (%)	79 - 97	94 – 97

Caratteristiche granulometriche

ghiaia (%)	0 - 42	2 - 7
sabbia (%)	0 - 63	30 - 45
limo (%)	4 - 86	30 - 50
argilla (%)	2 - 60	15 - 30

Coefficiente di uniformità (D_{60}/D_{10}) da 15 a 18.
Tutto il materiale ha dimensioni inferiori a 4.75 mm e soltanto il 2.7-4.5% ha dimensioni inferiori a 0.15 mm.

Caratteristiche di consistenza

limite di liquidità (LL) (%)	40 - 75	45 - 65
limite di plasticità (Lp) (%)	21 - 53	30 - 40
indice di plasticità (IP) (%)	7 - 34	10 - 25
indice di consistenza (Ic)	0.37 - 1.15	0.72 - 0.95
attività (A)	0.21 - 0.55	0.3 - 0.4

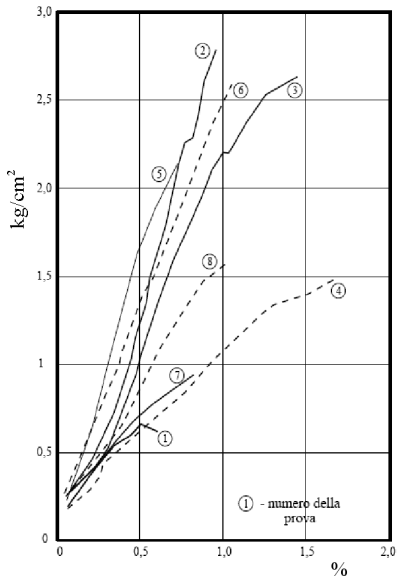


Fig. 30 – *Pozzolane Rosse: diagrammi deformazioni/sforzi relativi alla prova di compressione in situ (*Martinetti & Ribacchi, *1965).*

Caratteristiche meccaniche

Le prove di resistenza a compressione a deformazione laterale libera (dll) hanno fornito

valori da 0 a 8.4 kg/cm^2 con valori più frequenti tra 1.3 e 1.9 kg/cm^2.
Alla prova di taglio diretto c.d. la coesione è risultata variabile da 0 a 1.1 kg/cm^2 con valori più frequenti fra 0 e 0.4 kg/cm^2 e l'angolo d'attrito interno è risultato compreso fra 15° e 42° con valori più frequenti fra 25° e 36°.
I valori delle coppie coesione-angolo d'attrito sono indicati nella figura 29.

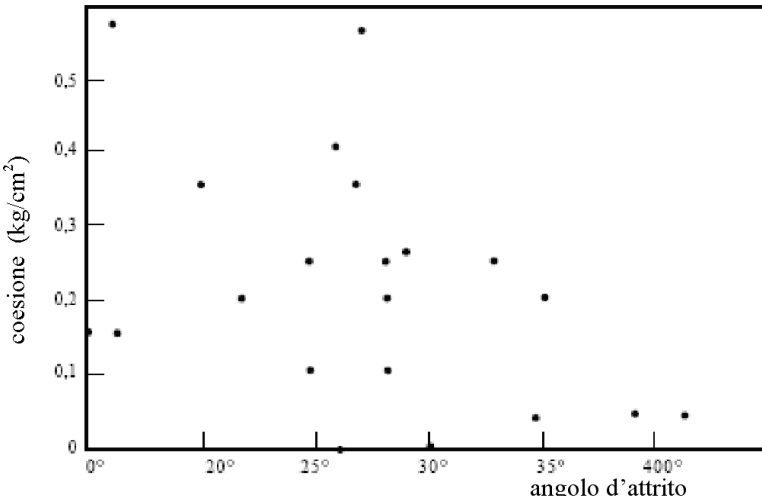


Fig. 29 – *Valori della coesione e dell'angolo d'attrito relativi a campioni delle Pozzolane Rosse (*Ventriglia, *2002).*

Le prove di compressibilità edometrica hanno fornito per E' i seguenti intervalli di valori:

σ. (kg/cm^2)	0.5 - 1	1 - 2	2 - 4	4 - 8	8 - 16	16 - 32
E' (kg/cm^2)	29 - 38	38 - 50	45 - 59	67- 100	125 - 200	278 - 312

Prove di compressione in situ

Le prove sono state eseguite in una cava di pozzolana in località Tre Fontane da Martinetti & Ribacchi (1965). I risultati, anche se relativi ad un sito ubicato al di fuori dell'area in esame, sono comunque riportati qui di seguito in forma schematica perchè ritenuti significativi per questa litofacies:

Sollecitazione all'apparire delle prime lesioni	(kg/cm^2)	0.34 - 2.25
Sollecitazione a rottura	(kg/cm^2)	0.62 - 2.79
Deformazione unitaria a rottura nella direzione del carico		0.61 - 1.71

Le curve sforzi (σ)/deformazioni (ε) (Fig. 30), nel tratto centrale approssimativamente rettilineo, hanno consentito di determinare il valore del rapporto $\Delta\sigma/\Delta\Sigma$ del materiale che è risultato di circa 2.50 kg/cm^2 nell'intervallo degli sforzi 0.5÷1.5 kg/cm^2.
Prove di taglio in situ

Le prove di taglio in situ sono state eseguite da Martinetti & Ribacchi (1965) nelle stesse nicchie in cui erano state effettuate le prove di compressione.
I risultati sono riportati in forma sintetica e sono rappresentati nella figura 31.

Sollecitazione verticale (kg/cm^2)	0.35 - 1.01
all'apparire delle prime lesioni (kg/cm^2)	0.34 - 0.92
Sollecitazioni di taglio a rottura (kg/cm^2)	0.66 - 1.14
Deformazione orizzontale media a rottura (%)	1.33 - 2.75

Il diagramma di figura 31 è interpolabile con la retta di Coulomb rappresentata e caratterizzata da un valore della coesione di circa 0.5 kg/cm^2 e da un angolo d'attrito di circa 34°. Tale risultato conferma che la pozzolana rossa è dotata in situ di una discreta coesione che si annulla per effetto del rimaneggiamento del materiale.

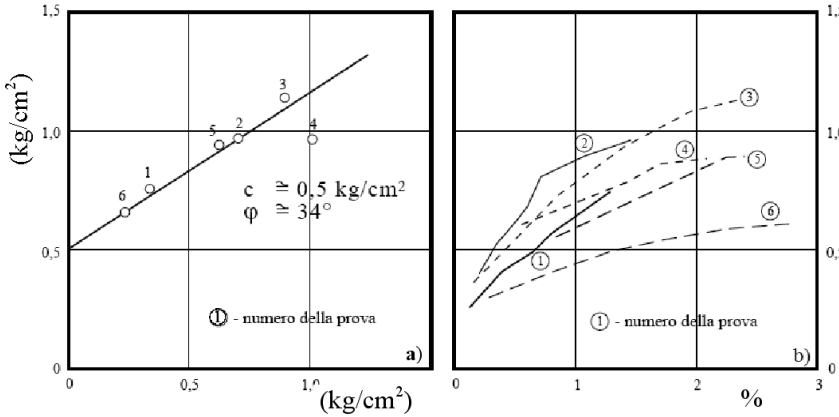


Fig. 31 – *Pozzolane Rosse: prove di taglio in situ. a) retta di Coulomb; b) diagrammi deformazioni/sforzi (*Martinetti & Ribacchi*, 1965).*

Le lave. Le lave laziali hanno avuto in ogni tempo particolare importanza per lo sviluppo edilizio di Roma e soprattutto per la realizzazione delle vie consolari; sono rappresentate dalla colata lavica di Capo di Bove, di Vallerano e dell'Acquacetosa. Alcune di esse sono ancora oggi oggetto di escavazione, come la lava di Vallerano (Ventriglia, 2002).
La lava di Vallerano (LLL) affiora lungo tutto il fosso di Vallerano fino al km 10-11 della Via Laurentina e continua ad affiorare lungo il fosso di Rio Petroso fin presso il colle omonimo. L'estensione degli affioramenti è di 5-6 km e la larghezza massima è di oltre un chilometro.
I risultati delle prove di laboratorio sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche tecniche

peso specifico reale (g/cm^3)	2.81 - 2.83	
peso specifico apparente (g/cm^3)	2.75	
peso d'acqua di cui si imbeve la roccia:		
▪ dopo 12-13 gg d'immersione (oltre 90% del totale)		0.73% del peso del materiale asciutto
▪ dopo un anno d'immersione		ca 0.80%
resistenza a compressione (kg/cm^2)	2.856	(min. 2.418, max 3.200)
resistenza a trazione (kg/cm^2)	195	(min. 185, max 205)
resistenza a flessione (kg/cm^2)	446	(min. 325, max 750)
modulo di elasticità (kg/cm^2)	478.000	(min.378.000,max 604.000)

La lava dell'Acquacetosa, affiorante lungo il fosso omonimo presso il km 8.5 della Via Laurentina, e facente parte del *plateau* lavico di Vallerano (LLL) presenta le seguenti caratteristiche geotecniche, desunte dalle numerose prove meccaniche eseguite da diversi laboratori:

Caratteristiche tecniche

peso specifico apparente (g/cm^3)	2.77	(min. 2.70, max 2.80)
indice di usura[8]	1.87	(min. 1.60, max 2.20)
carico di rottura a compressione (kg/cm^2)	1.930	(min. 1.700, max 2.230)

La colata di Capo di Bove (FKB_b) ha attratto da sempre in modo particolare l'attenzione degli studiosi e dei tecnici perché è la più vicina alla città di Roma, perché su di essa si sviluppa per alcuni chilometri la via Appia Antica ed infine perché è stata intensamente coltivata sui suoi fianchi, dove sono state aperte sin dai tempi dell'antica Roma numerose cave di pietra o pietrisco, per la pavimentazione stradale.
I risultati delle prove di laboratorio sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche tecniche

peso specifico apparente (g/cm^3)	2.670	
volume percentuale dei vuoti	~ 4%	
carico di rottura a compressione (kg/cm^2)	2.700	(min. 2.200, max 3.100)
resistenza all'usura[9]	0.2÷0.3	

Unità freatomagmatiche del Litosoma Via dei Laghi - Peperino di Albano (MNN). Ancor più rari sono i lavori, pubblicati, concernenti le caratteristiche

8 - Altezza in mm abrasa sotto la pressione di 0.2 kg/cm^2 dopo un percorso di un chilometro.

9 - Spessore abraso per attrito radente; è posto uguale ad 1 lo spessore abraso dal calcescisto apuano.

geotecniche dei "peperini". Con tale termine, nel linguaggio tecnico e commerciale, è consuetudine indicare, nella regione laziale, alcune piroclastiti di colore per lo più grigio, litoidi, suscettibili d'impiego come materiali da costruzione e/o pietre ornamentali (Berry & Sciotti, 1974). Nella letteratura scientifica il termine peperino è stato riferito a formazioni vulcaniche diverse che nel loro complesso potevano presentare caratteristiche differenti da zona a zona; sono stati così indicati con il termine peperino, sia materiali da coerenti a litoidi, sia formazioni completamente incoerenti.

Tra le diverse unità piroclastiche identificate come peperini, alcune non sono mai state oggetto di coltivazione; altre lo sono state solo parzialmente per l'estrazione di piccole quantità di materiale impiegato localmente; altre, malgrado siano ancora oggi coltivate e benché siano state largamente impiegate in passato, non hanno raggiunto la diffusione del Peperino di Albano (o Peperino di Marino, Berry & Sciotti, 1974).

Tale deposito affiora intorno al Lago di Albano. Lungo la Valle delle Petrare presso Marino, dove sono aperte numerose cave, si possono osservare spessori considerevoli, dell'ordine di 25-30 m. Le facies litoidi presentano, alla scala dell'affioramento, una fessurazione naturale sub-verticale che suddivide la roccia in voluminose masse poliedriche con dimensioni di alcune centinaia di metri cubi. Solo in alcuni casi la roccia presenta una fratturazione più fitta ed una bloccometria più minuta (Berry & Sciotti, 1974).

Su tale materiale sono state eseguite le determinazioni delle proprietà fisiche e meccaniche più importanti per la caratterizzazione geotecnica di queste rocce; i risultati sono riportati in tabella 14.

Tab. 14 – *Caratteristiche geotecniche del Peperino di Albano (*Berry & Sciotti*, 1974).*

	n° di prove	***parametro***	***range di valori***	***valori medi***
peso dell'unità di volume	11	γ (g/cm^3)	2.005 ÷ 2.126	2.075
peso specifico reale	3	γ_s (g/cm^3)	2.570 ÷ 2.820	2.672
peso dell'unità di volume secco	7	γ_d (g/cm^3)	1.798 ÷ 1.998	1.947
porosità	7	n (%)	25 ÷ 32	27
coefficiente di imbibizione	7	i_p (%)	13 ÷ 18	14.3
resistenza a compressione uniassiale	6	σ_f (kg/cm^2)	262 ÷ 276	267
resistenza a trazione brasiliana	5	τ_p (kg/cm^2)	26.4 ÷ 35.9	31.6
modulo elastico secante		E $sec^{(50)}$ (kg/cm^2)		165000
modulo elastico secante		E $sec^{(100)}$ (kg/cm^2)		149000
coefficiente di Poisson		ν $sec^{(50)}$		0.163
coefficiente di Poisson		ν $sec^{(100)}$		0.173
modulo elastico tangente		E $tg^{(\sigma f/2)}$ (kg/cm^2)		107000
deformazione residua		ε_l (%)		9
resistenza alla flessione		(kg/cm^2)		69
resistenza all'urto		(kgm)		0.25

4. - TUFI E POZZOLANE: CENNI STORICI

A] Il Tufo Lionato era chiamato nell'800 *tufa litoide* (Brocchi, 1817, 1820), o *tufo giallo da costruzione* (Verri, 1893), ma già il Brocchi (1820) parla di "colore rosso bruno o Lionato". Nel Sabatini (1900) è indicato come *tufo litoide* (*saxum quadratum, lapis quadratus, tophus ruber*) o *tufo litoide comune.* Il Verri (1907) parla di *Tufo Lionato litoide* e da allora Tufo Lionato è stato usato dai vari autori che si sono interessati del Distretto Vulcanico dei Colli Albani. De Angelis D'Ossat (1931) lo chiama *tufo litoide Lionato* e poi nel 1954 *tufo litoide giallo aranciato*; come *tufo Lionato* è citato in Fornaseri *et alii* (1963) e in Ventriglia (1971) e in molti altri lavori di quegli anni. Nella Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000, è chiamato nel Foglio 150 - "Roma" *tufo litoide* (*=tufo Lionato, Auct.*), e nel Foglio 144 "Palombara Sabina" (Chiocchini *et alii*, 1975) *piroclastite leucitica, litoide* (*tufo Lionato, auct*.). Negli anni '80, con il riconoscimento della sua natura di colata piroclastica, nella Carta Geologica del Complesso Vulcanico dei Colli Albani è definito, insieme alle pozzolane inferiori, *III colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio* (De Rita *et alii*, 1988), ma in Marra & Rosa (1995), in De Rita *et alii* (1995) e in Trigila *et alii* (1995) si ritorna al classico Tufo Lionato.

In campo archeologico, sinonimi di Tufo Lionato sono *tufo litoide* (termine comunque generico, applicato anche ad altri tufi da costruzione), *tufo rosso litoide da costruzione*, *tufo Lionato dell'Aniene*, *tufo dell'Aniene*; anche il *tufo di Monteverde*, spesso citato come litotipo differente, fa parte della formazione del Tufo Lionato (Vitali, 1993). Il nome *lapis pallens* (pietra pallida) deriverebbe secondo Lugli (1957) dal colore giallo chiaro-grigiastro di alcune facies del Tufo Lionato cavato nella valle dell'Aniene. Secondo Frank (1924), il nome romano era *lapis ruber*, in realtà più vicino al colore caratteristico del Tufo Lionato ed anche Strabone (V, 3, 11) lo chiama *erythraios* (rosso). Ma le citazioni di Vitruvio (Lugli, 1957) sembrano indicare che nel periodo di suo maggiore uso il *lapis ruber* corrispondesse in effetti al tufo giallo della via Tiberina (Distretto Vulcanico dei Monti Sabatini).

Il Tufo Lionato rappresenta, grazie alla sua ampia diffusione, il tufo per eccellenza dell'area romana; nel centro storico della città, costituisce la parte superiore dei più famosi Colli (De Casa *et alii*, 1999): dal Campidoglio al Palatino, al Celio, all'Aventino, e la caratteristica scarpata della Rupe Tarpea (Alvarez *et alii*, 1996). Ottimo materiale da costruzione, fu impiegato a tale scopo per molti monumenti ed edifici urbani; fu estratto inizialmente dai Romani, in blocchi cavati direttamente in galleria presso il Sacro Colle ed in minor parte a cielo aperto, dato che spesso risulta coperto dai prodotti più recenti. Le latomie

del Campidoglio costituirono un'importante zona di estrazione, ma non furono le uniche, quanto piuttosto le più note: oggi si possono ancora osservare gli ingressi ubicati sul lato nord orientale del Colle, dove il tufo Lionato raggiunge circa 15 m di spessore. Successivamente, quando il centro della città divenne sede dei principali edifici pubblici, si trasferì l'attività estrattiva del tufo dalle latomie urbane alle cave aperte lungo la valle del fiume Aniene, a nordest della città[10], dove l'erosione aveva portato alla luce spessori rilevanti. In questa zona le coltivazioni sono proseguite fino a pochi decenni fa, con l'estrazione di conci e blocchi largamente utilizzati nella costruzione di diversi edifici pubblici e privati. Altre cave sono storicamente celebri o per gli spessori considerevoli del tufo o per la sua eccellente qualità, oppure, come nel caso della cava alla Sedia del diavolo presso la Via Nomentana, per il rinvenimento, alla base del deposito, di ossa di grossi vertebrati (Ponzi, 1883). Non esiste purtroppo una bibliografia completa e continua dell'attività estrattiva del tufo dal tempo dei romani ad oggi; ciò che è noto è che dopo il periodo Imperiale il tufo venne estratto anche durante il Rinascimento, anche se con minor diffusione, dato che nel corso di tale epoca molti monumenti subirono una profonda spoliazione a vantaggio soprattutto di chiese e palazzi.

Quando una cava era giunta al completo sfruttamento si passava ad un'altra, talvolta anche in zone più lontane, come quelle, a sud di Roma, di Castel di Leva, di Pomezia e di Ardea.

Il Tufo Lionato, a causa delle discontinuità irregolari che normalmente lo contraddistinguono, si presta comunemente alla realizzazione di lastre di media grandezza per uso pavimentale e più frequentemente di conci, anche di grandi dimensioni, per le costruzioni in opera quadrata. Solo eccezionalmente vengono realizzate lastre squadrate, ovvero elementi modanati[11].

B] Il termine pozzolana deriva dal latino *puteolānu(m) pulvĕrem* che significa polvere di Pozzuoli (in latino Puteŏli). Nella letteratura geotecnica è inoltre diffuso anche il termine *lapis puteolanus*, letteralmente "pietra di Pozzuoli", in riferimento ai depositi piroclastici sciolti diffusi nel napoletano, indipendentemente dalle loro proprietà pozzolaniche. Tale locuzione è tratta dal linguaggio comune in uso originariamente per indicare un tufo a composizione trachitica, debolmente coerente, generalmente di colore grigio che si riscontrava frequentemente presso i Campi Flegrei nei dintorni di Napoli (Fornaseri *et alii*, 1963); successivamente venne esteso a tutti i tufi incoerenti, affioranti anche in altra località, ma comunque idonei a dare buone malte idrauliche. In una accezione

10 - Per esempio, nell'area di Tor Cervara-Settecamini (latomie di Salone), ancor oggi si possono osservare le tracce delle coltivazioni romane, con grandi gallerie e sale attualmente in parte utilizzate come fungaie e depositi.

11 - Sono rinomate, ad esempio, le cornici modanate del Portico di Ottavia (Lazzarini *et alii*, 1997) e quelle dei templi dell'Area Sacra di Largo di Torre Argentina, dove sono conservate anche colonne scanalate di grandi dimensioni.

più moderna con il termine pozzolana, nel Lazio, si fa riferimento ad un deposito formato principalmente da lapilli scoriacei e ceneri vulcaniche e, secondariamente da bombe e blocchi scoriacei, a vario grado di coesione, di colore variabile da grigio a bruno rossastro; usata, mescolandola con calce, nella preparazione di malte idrauliche a vari scopi.

Una peculiare caratteristica delle pozzolane è la proprietà di produrre malte idrauliche di buona qualità se impastate con la calce: la cosiddetta proprietà "pozzolanica[12]" (Penta, 1954). È infatti noto, fin dall'epoca dei Fenici e dei Romani, l'uso della pozzolana per costruzioni edili e altre opere, alcune veramente ciclopiche per quei tempi.

La calce, più esattamente la calce idrata – $Ca(OH)_2$ – è un legante aereo, in quanto mescolato con acqua indurisce solo all'aria per formare carbonato di calcio: $Ca(OH)_2$ + (aria) $CO_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O$.

Soprattutto in passato la calce idrata veniva utilizzata in forma di "grassello di calce" che chimicamente è una miscela di $Ca(OH)_2$ ed acqua, spento in cantiere e stagionato, "spegnendo" la calce viva (CaO) con un quantitativo di acqua in eccesso rispetto a quello richiesto per ottenere la calce idrata $Ca(OH)_2$ (Simbolotti, 2003).

Sebbene ci siano testimonianze (Plinio il Vecchio) che gli Egiziani conoscessero il modo di produrre la calce, tuttavia essa fu largamente impiegata solo successivamente dai Greci e soprattutto dai Romani (Collepardi, 2003). Inizialmente fu impiegata sotto forma di malta aerea capace di indurire solo all'aria: mescolando calce idrata, acqua e sabbia normale. Successivamente si scoprì che sostituendo la sabbia normale con una sabbia di origine vulcanica (tipo quella esistente presso Pozzuoli, *pulvis puteolana*) la malta diventava idraulica: era in grado di indurire anche in acqua e di acquisire, dunque, una maggiore resistenza meccanica.

L'effetto è fondamentalmente dovuto alla presenza, nella pozzolana, di silice (SiO_2) ed allumina (Al_2O_3) reattive, nei confronti della calce, per il loro stato amorfo e vetroso: si otteneva lo stesso effetto sostituendo la sabbia normale con argilla cotta macinata, nota come *cocciopesto* (mattoni o tegole finemente macinate).

Sia la sabbia di origine vulcanica (pozzolana naturale) che il cocciopesto (pozzolana artificiale) hanno la capacità di reagire con la calce trasformandola in alluminati di calcio idrati e, soprattutto, in un idrosilicato di calcio capace di produrre una maggiore resistenza meccanica e di indurire sotto acqua.

In particolare, dopo la scoperta del comportamento idraulico da parte di miscele di calce e pozzolana, iniziò l'uso della calce per produrre calcestruzzi mescolando calce, sabbia pozzolanica, acqua e rottami di mattoni o più frequentemente di pietra. Le murature in calcestruzzo sono state ampiamente costruite nell'antichità e sono citate nelle opere di Plinio il Vecchio ("*Storia Naturale*") e di Vitruvio ("*De Architectura*") (Galliani, 1832). Il calcestruzzo (*opus caementitium*) era costituito da rottami di pietra o mattoni, mescolati con calce, sabbia ed acqua;

12 - In questo contesto, si definisce *pozzolanica* una sabbia vulcanica capace di trasformare una malta da aerea in idraulica nonostante il legante impiegato (calce) sia di per sé stesso aereo.

nelle opere idrauliche la sabbia veniva sostituita dalla pozzolana naturale o dal cocciopesto.

La pozzolana ed il cocciopesto non si possono considerare degli inerti perchè, combinandosi con la calce e l'acqua (idraulicità), danno origine a malte che hanno proprietà cementanti. L'impiego sia della pozzolana che del cocciopesto, grazie alla loro composizione reattiva, consente alla malta aerea di acquisire caratteristiche meccaniche superiori e di ridurre i tempi di indurimento che, normalmente, sono abbastanza lunghi. Con le polveri di cocciopesto, inoltre, è possibile eseguire rasature e finiture di vari spessori, nell'edilizia tradizionale, oppure eseguire interventi di recupero architettonico (Simbolotti, 2003).

La pozzolana è stata utilizzata principalmente nel campo delle costruzioni, ma anche per opere particolari e talune inimmaginabili, come la costruzione dei violini ad opera del famoso liutaio Antonio Stradivari (Simbolotti, 2003).

5. - RISCHIO VULCANICO

L'area dei Colli Albani, su cui l'areale del Foglio 387 "Albano Laziale" è posto, è situata pochi chilometri a sud di Roma. Su di essa vi sono concentrate molte ed importanti attività antropiche primarie, secondarie e terziarie. L'area è di grandissimo valore storico-archeologico, essendo abitata e utilizzata da quasi tremila anni. Il tessuto economico ed urbano dell'area è stato ed è tuttora fortemente influenzato dalla struttura geologica. I Colli Albani sono un complesso vulcanico quaternario, la cui attività eruttiva, per quanto se ne sa, si è estesa fino a circa 20.000 anni fa e che tuttora presenta evidenze di attività di degassamento e sismica. Tali evidenze consentono di considerare il vulcano quiescente (De Rita *et alii*, 1995b; Chiarabba *et alii*, 1997; Funiciello *et alii*, 2003; Giordano *et alii*, 2006; De Benedetti *et alii*, 2008). Il territorio è attualmente interessato da molti processi di instabilità dinamica legati all'interazione tra sviluppo economico-urbanistico ed assetto geologico che possono indurre rischi per le comunità che su di esso operano e risiedono. I Colli Albani sono caratterizzati ad esempio da una sismicità poco profonda (3-6 km) che si presenta sotto forma di sciami ricorrenti, con magnitudo da basse a intermedie e che interessa il territorio fino ai quartieri sudorientali di Roma (Amato & Chiarabba, 1995; Chiarabba *et alii*, 1997). Tale attività è legata all'attività del sistema geotermico profondo. Terremoti di origine tettonica possono invece avere magnitudo e profondità maggiori e la massima magnitudo aspettata è di 5.3 (www.protezionecivile.it).

Il settore nord-occidentale dei Colli Albani è caratterizzato da elevati contenuti in CO_2 e Rn disciolti nelle acque di pozzi e sorgenti (Pizzino *et alii*, 2002) e dalla presenza di zone a forte emissione di gas del suolo (Giggenbach *et alii*, 1988; Quattrocchi *et alii*, 2001; Chiodini & Frondini, 2001; Carapezza *et alii*, 2003, 2005, 2007; Beubien *et alii*, 2003). Emissioni di CO_2 e H_2S sono note sin dai tempi storici ed hanno creato di frequente problemi. Una delle zone più rilevanti si trova a Cava de' Selci, ed occupa una piccola depressione morfologica

di circa 10.000 m^2, dove nella stagione invernale si forma una pozza stagnante in cui gorgoglia il gas. L'intensa emissione di gas più denso dell'aria (CO_2 e H_2S) produce un accumulo del gas tossico al suolo e ciò ha di recente causato la morte di 29 bovini (settembre 1999) e di 6 pecore (marzo 2000) che si erano avvicinati alla pozza per abbeverarsi. Il 30 dicembre 2000 un uomo ha perso la vita dopo essere scivolato in una buca del terreno determinatasi per il franamento del suolo in prossimità di un pozzo d'acqua. Le emissioni di gas rappresentano dunque un pericolo soprattutto nei locali seminterrati delle abitazioni (Carapezza *et alii*, 2003; 2005) o nelle infrastrutture poste nel sottosuolo. Diverse case della località di Cava de' Selci si trovano a pochi metri di distanza dalla manifestazione gassosa e i residenti sono esposti a un elevato rischio (Carapezza *et alii*, 2003). Il gas emesso è composto principalmente da CO_2 (circa il 98 % Vol.) e mostra un apprezzabile contenuto in H_2S (intorno al 1% Vol.) e in metano (0,05% Vol.). Il flusso diffusivo emesso al suolo nell'area di circa un ettaro, mostra una grande variabilità tra i mesi estivi e quelli invernali, con un valore minimo di 9 ton/giorno ed uno massimo di 58 ton/giorno (Carapezza *et alii*, 2003). La concentrazione di CO_2 misurata supera spesso il limite di detezione strumentale pari a 3000 ppm. I valori più elevati si registrano per i due gas in assenza di vento, solitamente nelle ore notturne. I dati confermano quindi l'elevata pericolosità dell'area di Cava de' Selci (Carapezza *et alii*, 2003; 2005).

Dal punto di vista strutturale, le emissioni di gas più cospicue sono in corrispondenza di alti strutturali sepolti dalle coltri vulcaniche (Funiciello & Parotto, 1978; Chiodini & Frondini, 2001; Pizzino *et alii*, 2002; Funiciello *et alii*, 2003; Tuccimei *et alii*, 2006).

Emissioni anomale di Radon sono anch'esse frequenti (Pizzino *et alii*, 2002) e pericolose, a lungo termine, per la salute umana, a causa dei ben noti effetti cancerogeni di questo gas.

Recentemente è stata messa in luce la pericolosità associata al depauperamento della falda acquifera a causa dell'eccessivo sfruttamento per usi sia privati che agricolo-industriali, che negli ultimi trenta anni ha indotto un abbassamento medio di oltre 20 metri del tetto della zona satura (vedi § 5.2; cf. Regione Lazio, 2004; Capelli *et alii*, 2005). Tale abbassamento è stato indicato come un possibile fattore di pericolosità laddove la riduzione del volume di acqua di falda, e di conseguenza dei valori di flusso, insiste su volumi di roccia interessati da discontinuità vulcanotettoniche con risalita di gas endogeni in aree fortemente urbanizzate come l'area Albana. La solubilità del gas in acqua è infatti legata alla pressione idrostatica, a livelli differenti nel sottosuolo. Un'ovvia conseguenza è che l'abbassamento di diverse decine di metri della tavola d'acqua può ridurre consistentemente la quantità di CO_2 e di altri gas vulcanici che può essere disciolta in acqua, aumentando così il potenziale di rilascio di gas in aria. Inoltre gli acquiferi confinati nei livelli più profondi possono subire decompressioni consistenti come risultato della diminuzione della pressione idrostatica esercitata sugli *aquiclude* e di conseguenza diminuendo ulteriormente la solubilità dei gas in acqua. Ciò induce inoltre la saturazione in gas della falda a livelli sempre più

superficiali, inquinando la risorsa.

Nell'area sono stati inoltre riscontrati i segnali della presenza di una falda in pressione ricca di gas, come i casi dell'esplosione del pozzo di Santa Palomba il 30 gennaio 1986, dell'eruzione di gas da vari pozzi presso Cava dei Selci e lungo la via Anagnina nel 2003 e nel 2008 (Carapezza & Tarchini, 2007), del repentino cambio delle condizioni termiche della falda a monte del Lago Albano, nel pozzo Barozze (da 10° a più di 100 °C il 7 dicembre 1988), e nella vasta zona compresa tra Ardea-Zolforata e il litorale tirrenico antistante (più volte dal 23 novembre 1980 all'ottobre 1998). In tale area, inoltre, si segnalano emissioni attive di gas da vari punti, con flussi anche molto elevati e confrontabili con quelli dei vulcani attivi (Carapezza *et alii*, 2005), in una fascia corrispondente con una delle principali strutture tettoniche del settore occidentale dei Colli Albani a direttrice antiappenninica (vedi Capitolo II, § 2.3).

Circa i meccanismi di rilascio dei gas si ritiene che i volatili che essolvono dal sistema vulcanico profondo vengano intrappolati in sacche superficiali confinate da barriere a bassa permeabilità e che gli *shock* sismici, legati sia alla sismicità locale a bassa intensità sia ai terremoti fortemente energetici che ricorrono lungo la catena appenninica, possano innescare il rilascio improvviso di grandi quantità di gas. In una revisione del record storico dell'area albana sono stati individuati ad esempio almeno 15 eventi nei quali terremoti locali e appenninici hanno indotto emissioni anomale di gas, aumenti anomali di temperatura e variazioni di livello d'acqua negli acquiferi e nei laghi craterici di Albano e Nemi (Funiciello *et alii*, 2003). Lo studio di speleotemi calcarei depostisi in cave sotterranee di età romana hanno inotre evidenziato una ciclicità della deposizione di calcite legata con buona approssimazione ai terremoti più importanti dell'Italia centrale avvenuta nel corso delgi ultimi 200 anni (Tuccimei *et alii*, 2006).

I livelli a bassa permeabilità più superficiali sembrano invece avere una importanza determinante circa la localizzazione dell'emissione gassosa alla scala di dettaglio. Recenti lavori di escavazione operati nell'area di Cava dei Selci hanno ad esempio intaccato livelli argillosi posti a pochi metri di profondità dal piano campagna innescando un fortissimo rilascio di anidride carbonica. Tali fenomeni dimostrano che la conoscenza approfondita della stratigrafia e della geometria dei livelli più superficiali può rivestire un ruolo determinante in fase di pianificazione territoriale in quanto determina la propensione all'emanazione di gas nocivi in una determinata area.

L'area dove si concentrano la maggior parte dei fenomeni tardovulcanici è quella che si estende tra il Lago Albano e Ciampino, in corrispondenza dell'importante struttura geologica sepolta dell'alto di Ciampino e delle discontinuità vulcanotettoniche relative alla caldera Tuscolano-Artemisia (Funiciello *et alii*, 2003; Giordano *et alii*, 2006). Quest'area è stata interessata dagli ultimi fenomeni eruttivi dei Colli Albani concentrati negli ultimi 100.000 anni, con intense eruzioni freatomagmatiche che hanno dato luogo ai crateri di Albano, Ariccia, Nemi, Valle Marciana, Quarto Laghetto e Prata Porci. Tutti

questi crateri ospitano o hanno ospitato nel passato dei laghi.

La formazione del Tavolato (Capitolo II, § 1.3.9.1) è un deposito complesso che forma una piana *laharica* nell'area che si estende tra il lago di Albano e Roma, verso nord-ovest. Tale formazione indica una storia post-eruttiva caratterizzata dalla formazione e messa in posto di frequenti *lahar*, da collocarsi nel *range* temporale compreso tra i circa 20.000 anni e l'epoca repubblicana di Roma (Funiciello *et alii*, 2003; Giordano *et alii*, 2005; De Benedetti *et alii*, 2008).

Funiciello *et alii* (2003) propongono che il meccanismo di formazione di questi *lahar* sia legato a fenomeni di *roll-over* del lago, con meccanismi simili a quelli avvenuti al lago Nyos in Cameroon nel 1986 (Kusakabe *et alii*, 1989), dove il forte accumulo di CO_2 in profondità associato ad instabilità della colonna d'acqua può dare origine a rilasci improvvisi di enormi quantità di CO_2 ed alla formazione di onde anomale. L'innesco può essere sia per iniezione di fluidi caldi al fondo del lago, sia per frane. Alcuni studi recenti realizzati con l'ausilio di rilievi batimetrici di dettaglio dei fondali del Lago Albano (Anzidei *et alii*, 2008) hanno indicato la sicura presenza sia di frane, sia di livelli di riva sommersi che indicano una forte dinamica positiva e negativa del livello del lago.

Il record stratigrafico registrato dai sedimenti carotati all'interno del Lago Albano (Chondrogianni *et alii*, 1996) indica la presenza, in più di un livello, di *hiatus* deposizionali anche di entità temporale significativa, l'ultimo dei quali compreso tra 7.500 e 4.500 anni fa. Tali *hiatus* potrebbero essere messi in relazione con repentine fluttuazioni del livello del lago, del tipo di quelle riportate nella "Storia di Roma" di Tito Livio, relativamente al periodo della guerra Veientana del IV secolo a.C. (Funiciello *et alii*, 2003; De Benedetti *et alii*, 2008). E' dunque possibile che tali *hiatus* nel Lago Albano, associati alle evidenze di decarbonatazione di gusci di conchiglie fossili, possano testimoniare simili antichi eventi di eruzioni di anidride carbonica dal lago. Attualmente il lago è monitorato periodicamente con profili verticali che misurano la T°C, il pH e la concetrazione dei gas disciolti (Funiciello *et alii*, 2002; Carapezza *et alii*, 2005).

BIBLIOGRAFIA

Alberti A., Dragone M., Manfredini M. & Segre A.G. (1967) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 150 Roma, scala 1:100.000 seconda edizione*. Serv. Geol. It.

Alessio M., Allegri L., Bella F., Calderoni C., Cortesi C., Dai Pra G., De Rita D., Esu D., Follieri M., Improta S., Magri D., Narcisi B., Petrone V. & Sadori L. (1986) - *^{14}C dating geochemical features faunistic and pollen analyses of the uppermost 10 M core from Valle di Castiglione (Rome, Italy)*. Geologica Romana, **25**: 287-308.

Almonti A. (1987) - *La stratigrafia sismica della conoide sommersa del delta del Tevere e delle aree marine limitrofe.* Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza".

Alvarez W., Ammerman A.J., Renne P.R., Karner D.B., Terrenato N. & Montanari A. (1996) - *Quaternary fluvial-volcanic stratigraphy and geocronology of the Capitoline Hill in Rome*. Geology, **24**, pp. 751-754.

Amato A. & Valensise G. (1988) - *Il basamento sedimentario dell'area albana: risultati di uno studio degli ejecta dei crateri idromagmatici di Albano e Nemi*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 761-784.

Amato A., Chiarabba C. (1995) – *Earthquake occurrence and crostal structure*. In Trigila R. (a cura di): The volcano of the Alban Hills, Tipografia SGS, Roma: 193-211.

Ambrosetti P. & Bonadonna F.P. (1967) - *Revisione dei dati sul Plio-Pleistocene di Roma*. Atti Accad. Gioenia di Sci. Nat., **18**: 33-70, Catania.

Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F.P. & Follieri M. (1972) - *A scheme of Pleistocene chronology for the tyrrhenian side of central Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 169-184.

Aminti P.L. & Pranzini E. (1990) - *Variations in longshore sediment transport rates as a consequence of beach erosion in a cuspate delta*. In Littoral 1990 (eds R.E. Quélennec, E. Ercolani and G. Michon), Eurocoast, Château-Gombert, Marseille (France) 9-13 Juillet 1990: 130-134.

Amorosi A., Milli S. (2001) – *Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere River deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions.* Sedimentary Geology, **144**, n. 3-4: 357-375.

Anderson, E.M. (1936) - *The dynamics of the formation of cone sheets, rink dykes and cauldron subsidence*. Proc. R. Soc. Edinb., **56**: 128-163.

Anzidei M., Carapezza M.L., Esposito A., Giordano G., Tarchini L. & Lelli M., (2008) *The Albano Maar Lake High resolution bathymetry and dissolved CO2 budget (Colli Albani District, Italy): constrains to hazard evaluation*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **151**: 258-268.

Aquilina C. (1942) - *Studio geofisico della regione a lava leucititica situata in località Osa*. Atti R. Acc. d'Italia, **13**: 791-818.

Arnoldus-HuYzendveld A., Anselmi B., Catalano F., Milli S. & Zarlenga F. (1991) - *Analisi paleoambientale dei depositi (Duna Rossa) contenenti industria musteriana affioranti nell'area di castel Porziano – Pomezia (Roma)*. RT/AMB/90/39 ENEA

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., laccarino 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. della Carta Geol. d'It., **49**.

Bartole R. (1984) - *Tectonic structure of the latian-campanian shelf (Thyrrenian Sea)*. Boll. Oc. Teor. e Appl., **2/3**: 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.

Beaubien s.e., ciotoli g. & lombardi s. (2003) - *Carbon dioxide and radon gas hazard in the Alban Hills area (Central Italy)*. J. Volcanol. Geother. Res., **123**: 63-80.

Beccaluva L., Di Girolamo P. & Serri G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic Province, Italy*. Lithos, **26**: 191-221.

Belfiore A., Bellotti P., Carboni M.G., Chiari R., Evangelista, S., Tortora, P., Valeri, P. (1987)

- *Il delta del Tevere: le facies sedimentarie della conoide sommersa. Un'analisi statistica dei caratteri tessiturali, microfaunistici e mineralogici.* Boll. Soc. Geol. It., **106**: 425-445.

Bellotti P., Biagi P.F., Piro S., Valeri (1981) - *Le variazioni di inclinazione dell'ala sisnistra del delta del Tevere nel periodo Gennaio 1979-Giugno 1980.* Geologia Tecnica, **4**: 5-8.

Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Di Bella L., Tortora P., Valeri P. & Zernitskaya V. (2007) - *Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and 14C dating.* Z. Geomorph. N. F., **4**: 505-534.

Bellotti P., Carboni M.G., Milli S., Tortora P. & Valeri P. (1989a) – *La piana deltizia del fiume Tevere: analisi di facies ed ipotesi evolutiva dell'ultimo low stand glaciale all'attuale. The del tic plain of the Tiber: facies analyses and evolitionary hypotesis for the last glacial stadial to modern time.* Giornale di Geologia, **51** n.1: 71-91.

Bellotti P., Chiocchini U., Castorina F. & Tolomeo L. (1994) - *Le unità clastiche plio-pleistoceniche tra Monte Mario e la costa tirrenica*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 3-24.

Bellotti P., Chiocchini U., Cipriani N. & Milli S. (1993) - *I sistemi deposizionali nei sedimenti clastici pleistocenici affioranti nei dintorni di Ponte Galeria (sud ovest di Roma)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 923-941.

Bellotti P., Chiocci F. L., Evangelista S., Tortora P., Valeri P. (1987) - *La superficie di discordanza alla base del delta del Tevere e le sue relazioni con la geometria del corpo deltizio.* Mem. della Soc. Geol. It., **37** fasc. 2: 407-415.

Bellotti P., Chiocci F. L., Milli S., Tortora P. (1993) - *Variabilità nel tempo della distribuzione granulometrica sui fondali del delta del Tevere.* Boll. Soc. Geol. It., **112**: 143-153.

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-log and archaeological data.* Journal of Sedimentary Research, B **64**: 416-432.

Bellotti P., De Luca G. (1979) - *Erosione del litorale del Lido di Roma: cause ed effetti.* L'Universo, **6**: 1169-1182

Bellotti P., Milli S., Tortora P., Valeri P. (1995) - *Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence*. Sedimentology, **42**: 617-634

Bellotti P., Tortora P. (1985) - *Il delta del Tevere: lineamenti batimetrici, morfologici e tessiturali della conoide sommersa e delle aree limitrofe.* Boll. Soc. Geol. It., **104**: 65-80.

Bellotti P., Tortora P. (1996) - *I sedimenti sul fondale del delta del Fiume Tevere*. Boll. Soc. Geol. It., **115**.

Bellotti P., Tortora P., Valeri P. (1986) - *Il delta del Tevere: facies deposizionali ed ipotesi evolutiva.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 797-803.

Bellotti P., Tortora P., Valeri P. (1989b) - *Sedimentological and morphological features of Tiber delta*. Poster supplement to Sedimentology, **36**: 5.

Bernabini M., Esu F., Martinetti S. & Ribacchi R. (1966) - *On the stability of the pillars in a underground quarry worked through soft pyroclastic rocks*, proc. I Int. Congr. Rock Mech., pag. 285-291

Bernardi A., De Rita D., Funiciello R., Innocenti F. & Villa I.M. (1982) - *Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex. Latium, Italy*. Workshop on the esplosive volcanism, S. Martino al Cimino.

Berry P., Guarascio N. & Sciotti M. (1974) - *Analisi geostatistica del grado di fratturazione della roccia per la previsione di rendimento in blocchi in cave di tufo litoide*. I Conv. Int. Colt. Pietre e Min. It., Torino.

Biddittu I., Cassoli P.F., Radicati Di Brozolo F. Segre A.G., Segre Naldini E. & Villa I.M. (1979) - *Anagni a K/Ar dated lower and middle Pleistocene site central Italy : Preliminary Report*. Quaternaria **21**: 53-71.

Bigazzi G., Bonadonna F.P. & Funiciello R. (1977) - *Fission track chronology of Villa Senni tuff formation (Central Italy)*. V European Colloquium of Geochronology, Pisa.

Bigazzi G., Bonadonna F.P. & Iaccarino S. (1973) - *Geochronological hypothesis on Plio-Pleistocene*

boundary in latium region (Italy). Boll. Soc. Geol. It. **92**: 391-422.

Blanc A.C. (1942a) - *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel mediterraneo centrale durante l'era glaciale*. Geologie D. Meere U. Binnengewässer, **5**: 137-219.

Blanc A.C. (1942b) - *Low levels of the Mediterranean sea during the Pleistocene glaciation*. Quart. Journ. Geol. Soc of London, **93**: 621-651.

Blanc A.C. (1955) - *Ricerche sul quaternario laziale. III – Avifauna artica, crioturbazioni e testimonianze di soliflussi nel Pleistocene medio-superiore di Roma e di Torre in Pietra. Il Periodo Glaciale Nomentano nel quadro della serie di glaciazioni riconosciute nel Lazio*. Quaternaria, **2**: 187-200.

Blanc A.C., Conforto B., Di Ricco G. & Sappa M. (1961) - *Indagine sulle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino*. Cassa per il Mezzogiorno, doc. 5, Roma.

Blanc A.C., Tongiorgi E. & Trevisan L. (1953) - *La Pliocene et le quaternaier aux alesantour de Rome*. Livret guide du IV Congr. Inter. INQUA, pp. 35, 16 figg., Roma.

Boari E., Avanzinelli R., Melluso L., Giordano G., Mattei M., De Benedetti A.A., Morra V. & Conticelli S. (2008) - *Isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) and petrogenesis of leucite-bearing rocks from "Colli Albani" volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: inferences on volcanic evolution*. Bull. Volcanol., in stampa.

Bonadonna F.P. & Bigazzi G. (1969) - *Studi sul Pleistocene del Lazio. VII. Età di un livello tufaceo del bacino diatomitico stabilita con il metodo delle tracce di fissione*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 439-444.

Bonadonna F.P. (1968) - *Studi sul Pleistocene del Lazio - V. La biostratigrafia di Monte Mario e la "Fauna Malacologica Mariana" di Cerulli-Irelli*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 261-332.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1988) - *Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio – scala 1:250.000*. Regione Lazio, Assessorato alla Programmazione, Ufficio Parchi e Riserve Naturali – Università degli Studi "La Sapienza", Dipartimento di Scienze della Terra.

Boni C., Bono P., Capelli G., Rossi M.F. & Scholl C. (1981) - *Tentativo di calcolo del bilancio idrologico nell'area albana nel periodo ottobre 1978 – settembre 1979*. Atti del 2° Seminario informativo "Progetto Finalizzato Energetica – sottoprogetto Energia Geotermica", CNR, 2.

Bortoluzzi G., Frascari F., Guerzoni S., Incremona N., Ravioli M., Rovatti G. (1982) - *Some sedimentological and chemical features of the seafloor in front of Tiber River.* Geogr. Fis. Dinam. Quater., **5**: 120-128.

Bozzano F. (2008) – *Caratteristiche geologico-tecniche del substrato sedimentario dell'area romana*. In: Funiciello R. & Giordano G. (a cura di) "Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000; Foglio 374 Roma. APAT, S.el.ca. Firenze: 105-110.

Brocchi G. (1817) - *Catalogo ragionato di una raccolta di rocce disposto con ordine geografico per servire alla geognosia dell'Italia*. Milano, pp. 232.

Brocchi G. (1820) - *Dello stato fisico del suolo di Roma ed illustrazione della carta geognostica di questa città*. Stamperia De Romanis, pp.281, Carta Geologica.

Budassi L. & Mortari R. (1986) - Stratigrafia *geotecnica nelle epivulcaniti dell'antico lago Gabino (Roma)*. Mem. Soc. Geol., **35** (1): 133-137.

Calamai A., Cataldi R., Locardi E. & Praturlon A. (1976) - *Distribuzione delle anomalie geotermiche nella fascia preappenninica tosco-laziale*. In: International Congress of Geothermal Energy, Guatemala, September 1976, 189-229.

Caloi L., Palombo M. & Zarlenga F. (1993) - *Late middle Pleistocene mammal faunas of latium: stratigraphy and environment*. AIQUA Symposium on Quaternary Stratigraphy. In: *«Volcanic areas»* september 20-22, abstract volume, Roma.

Camponeschi B. & Nolasco F. (1982) - *Le risorse naturali della Regione Lazio: Roma e i Colli Albani*.

Camponeschi B., De Casa G., Giglio G. & Volponi E. (1982) - *Studio Geologico-tecnico delle tavolette Ardea e Torre San Lorenzo*. Foglio 158 della Carta d'Italia, pp. 151-180.

Capelli G. & Mazza R. (2005) - *Water criticality in the Colli Albani (Rome, Italy)*. Italian Journal of

Engineering Geology and Environment, 1.

Capelli G., Cecili A., De Rita D., Giordano G. & Mazza R. (1998) - *La conoscenza idrogeologica del territorio quale presupposto alla gestione delle risorse idriche*. Atti della giornata di studio "Uso e tutela delle acque sotterranee", Viterbo, 3 aprile 1998, 109-162.

Capelli G., Mazza R. & Gazzetti C. (2005) - *Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio – Gli acquiferi vulcanici*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale n.78. Pitagora Editrice, pp. 216, 4 tavv. f.t., 21 tavv. f.t. su CD-rom allegato.

Capelli G., Mazza R. & Merloni G. (A cura di) (2006) - *L'uso compatibile della risorsa idrica degli acquiferi vulcanici del Lazio*. Quaderni di tecniche di Protezione Ambientale. Pitagora Editrice, pp. 208, 4 tavv. f.t., 1 CD-rom allegato.

Capelli G., Mazza R., Giordano G., Cecili A., de Rita D. & Salvati R. (2000) - *The Colli Albani Volcano (Rome, Italy): breakdown of the equilibrium of a hydrogeological unit as a result of unplanned and uncontrolled over-exploitation*. Hydrogéologie, **4**: 63-70.

Capelli G., Salvati R., Mazza R. & Zalaffi M. (2002) - *Caratteristiche idrogeologiche del delta del Fiume Tevere e monitoraggio della falda superficiale nell'area di Castel Fusano*. In: Blasi C., Cignini B., Dellisanti R.M., Montagna P.: *«Il recupero ambientale della pineta di Castel Fusano - studi e monitoraggi»*, Palombi Editori, 9-13.

Caputo C. (1989) - *Il litorale laziale da Capo Linaro ad Anzio, caratteristiche fisiografiche e variazioni recenti della linea di riva.* Atti Convegno Rotary International, 19° Forum «Fascia Costiera Tosco-Ligure-Laziale», Forte dei Marmi 26-27/9/87: 31-38.

Caputo C., D'alessandro L., La Monica G.B., Landini B., Lupia Palmieri E., Pugliese F. (1983) - *Erosion problems on the coast of Latium, Italy.* In C.F.Bird e P.Fabbri (eds.), Coastal Problems in the Mediterranean Sea: 59-68

Caputo C., Funiciello R., La Monica G.B., Lupia Palmieri E. & Parotto M. (1974) - *Geomorphological features of the Latian Volcano (Alban Hills, Italy)*. Geologica Romana, **13**: 157-201.

Caputo C., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Pugliese F. (1987) - *Physiographic characteristics and dynamics of the shores of Rome (Italy).* In V. Gardiner (ed.), Proceeding of the First International Conference on Geomorphology: 1185-1198.

Carapezza M. L., Badalamenti B., Cavarra L. & Scalzo A. (2003) - *Gas hazard assessment in a densely inhabited area of Colli Albani volcano (Cava dei Selci, Roma)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 123: 81-94.

Carapezza M. L., G. Giordano, P. Tuccimei, P. Albertano, F. Barberi, L. Cavarra, R. Cioni, N. T. W. Elwood, R. Funiciello, D. Granieri, M. Guidi, M. Lelli, A. Scenna, L. Tarchini & M. Tedeschi (2005) - *Nuovi dati sull'attività recente del cratere del lago Albano e sul degassamento dei Colli Albani*. Rend. Acc. Lincei, "Ecosistema Roma", 187-233.

Carapezza, M.L., L. Tarchini (2007) - *Magmatic degassing of the Alban Hills volcano (Rome, Italy): geochemical evidence from accidental gas emission from shallow pressurized aquifers*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **165**, 5-16.

Carboni M. G. (1980) - *Contributi alla stratigrafia del sottosuolo della Campagna Romana: il sondaggio Malagrotta*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 167-174.

Carboni M.G. & Iorio D. (1997) - *Nuovi dati sul Plio-Pleistocene marino del sottosuolo di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 435-451.

Carboni M.G. (1993) - *Contributo alla stratigrafia del quaternario laziale*. Il Quaternario, **6**: 27-34.

Cas R.A.F. & Wright J.V. (1987) - *Volcanic successions*: *modern and ancient*. Chapman & Hall, London, pp. 528.

Cassa per il Mezzogiorno (1978) - *Indagini preliminari conoscitive delle risorse idriche dell'area di intervento del Progetto Speciale n° 29*. Relazione inedita.

Cavarretta G., Gioia P., Mussi M. & Palombo M. (2001) - *La terra degli elefanti – the world of elephants*. Atti del I Congresso Internazionale, CNR, Roma.

Cavinato G.P., De Rita D., Milli S. & Zarlenga F. (1993) - *Correlazioni tra i principali eventi tettonici,*

sedimentari, vulcanici ed eustatici che hanno interessato l'entroterra (conche intrappenniniche) e il margine costiero laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene. Studi Geol. Camerti, volume speciale **1** (1992): 109-114.

Cecconi M. (1999) - *Caratteristiche strutturali e proprietà meccaniche di una piroclastite: la Pozzolana Nera dell'area romana*. Dottorato di Ricerca, Tesi per il conseguimento del titolo, Dipart. di Ingneria Civile, Università di Roma Tor Vergata.

Cerulli Irelli S. (1905) - *Sopra i molluschi fossili del Monte Mario presso Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **24**: 191-194.

Chiarabba C., Amato A. & Delaney P.T. (1997) - *Crustal structure, evolution and volcanic unrest of the Alban Hills, Central Italy*. Bull. Volcanol., **59**: 161-170.

Chiarabba C., Malagnini L. & Amato A. (1994) - *Three dimensional velocity structure and earthquake relocation*. In: The Alban Hills volcano, Central Italy. Bull. Seis. Soc. Amer., **84**: 295-306.

Chiocchini M., Manfredini M., Manganelli V., Nappi G., Pannunzi L., Tilia Zuccari A. & Zattini N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. fogli 138-144 Terni – Palombara Sabina*. Serv. Geol. It., pp. 117.

Chiocci F.L. E La Monica G.B. (1994) - *Analisi sismostratigrafica della piattaforma continentale.* Il Mare del Lazio, Regione Lazio: 39-61.

Chiocci F.L., Esu F., Tommasi P., Chiappa V. (1996) – *Stability of the submarine slope of the Tiber river delta.* Landslides, Senneset ed.: 521-526.

Chiocci F.L., Milli S. (1995) - *Construction of a chronostratigraphic diagram for a high-frequency sequence: the postglacial Tiber Depositional Sequence.* Il Quaternario, **8**: 339-348.

Chiocci F.L., Normark W.R. (1992) - *Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber delta, Tyrrhenian Sea, Italy.* Mar. Geol., **104**: 109-122.

Chiocci, F.L. (1989) – *Evoluzione dei sistemi deposizionali quaternari di piattaforma definita attraverso l'analisi sismostratigrafica di dettaglio di tre aree del margine tirrenico (piattaforma elbana, laziale e calabra)*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Roma "La Sapienza"

Chiocci, F.L. (1991) - *Evidenze di un basculamento alto-pleistocenico della piattaforma continentale del Lazio centro-settentrionale.* Studi Geologici Camerti, **91/2**: 271-281

Chiocci, F.L. (2000) – *Depositional response to Quaternary fourth-order sea level fluctuations on the Latium margin (Tyrrhenian sea, Italy).* Sedimentary Responses to Forced Regression, **172**: 271-289.

Chiodini G. & Frondini F. (2001) - *Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy.*Chem. Geol., **177**: 67-83.

Chondrogianni C., Ariztegui D., Bernasconi S.M., Lafarge E., Mckenzie J.A. (1996) – *Geochemical indicators tracing ecosystem response to climate change during the late Pleistocene (Lake Albano, central Italy)*. Mem. Ist. ital. Idrobiol., **55**: 99-109.

Cimini G.B., Chiarabba C., Amato A. & Iyer H.M. (1994) - *Large teleseismic p-wave residual variation*. In: The Alban Hills volcano, Central Italy. Ann. Geophys., **37**: 969- 988.

Civitelli G. E Corda L. (1982) - *Nuovi dati sulla Pietraforte: sue caratteristiche e rapporti con i flysch calcarei dell'area tolfetana.* Geologica Romana **XXI**: 191-216

Cnr & Murst (1997) - *Atlante delle spiagge italiane - dinamismo, tendenza evolutiva, opere umane.* Foglio 149, S.EL.CA., Firenze**.**

Collepardi M. (2003) - *La lezione dei Romani: durabilità e sostenibilità delle Opere Architettoniche e strutturali*. Proceedings of III Convegno AIMAT "Restauro e Conservazione dei Beni Culturali: Materiali e Tecniche", Cassino, Italy, 3-4 Ottobre.

Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica – CNR (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 – Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni Serie III, n. 1.

Conato V., Esu D., Malatesta A. & Zarlenga F. (1980) - *New data on the Pliocene of Rome*. Quaternaria, **22**: 131-175.

Conforto B. (1962) - *A Pliocene formation W of Roma*. Quaternaria, **5**: 119-130.

Conticelli S. & Peccerillo A. (1992) - *Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources*. Lithos, **28**: 221-240.

Conticelli S., Manetti P., Peccerillo A. & Santo A. (1986) - *Caratteri petrologici delle vulcaniti potassiche italiane: considerazioni genetiche e geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 775-783.

Cosentino D., Cipollari P., Di Bella L., Esposito A., Faranda C., Giordano G., Gliozzi E., Mazzini I., Moretti S. & Funiciello R. (2008a) - *Il limite Pliocene/Pleistocene nell'area della città di Roma: nuovi dati di sottosuolo dalla galle ria Giovanni XXIII (Monti della Farnesina)*. In Funiciello R., Praturlon A., Giordano G. (a cura di) - "*La Geologia di Roma*", Mem. Descr. Carta Geol. D'It, LXXX, tomo 1.

Cosentino D., Cipollari P., Di Bella L., Esposito A., Faranda C., Giordano G., Gliozzi E., Mazzini I., Mattei M., Porreca M. & Funiciello R. (2008b) - *The historical site of the Monte Mario Lower Pleistocene succession revisited: tectonics, sea-level changes and palaeoenvironments in the Early Pleistocene of Rome (Italy)*. *Journal of Quaternary Sciences* (in stampa).

Cox K.G., Hawkesworth C.J., O'Nions R.K. & Appleton J.D. (1976) - *Isotopic evidence for the derivation of some Roman Region volcanics from anomalously enriched mantle*. Contrib. Mineral. Petrol., **56**: 173-180.

Cundari A. (1980) - *The role of subduction in the genesis of leucite bearing rocks: facts or fashions?* Contríb. Mineral. Petrol., **73**: 432-434.

Dai Pra G. & Arnoldus-Huyzendveld A. (1984) - *Lineamenti stratigrafici, morfologici e pedologici della fascia costiera dal fiume Tevere al fiume Astura (Lazio, Italia centrale)*. Geologica Rom., **23**: 1-12.

Dallai L., Freda C. & Gaeta M. (2004) - *Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrpotassic magmas*. Contrib. Mineral. Petrol., **148**: 247-263.

De Angelis D'Ossat G. (1931) - *Materiali da costruzione e da ornamento*.

De Angelis D'Ossat G. (1954) - *Storia geologica della Regione dei Fori Romani sino all'insediamento dei primitivi*. Studi Romani, **2**: 625-648.

De Benedetti A.A., Funiciello R., Giordano G., E. Caprilli , G. Diano, M. Paterne, (2008) -*Volcanology history and legends of the Albano maar.* In Cashman K. & G. Giordano (A cura di) "*Volcanoes and Human History"*. J. Volcanol, Geotherm. Res., Spec. Vol., **176**(3), doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.04.007

De Casa G., Lombardi G., Meucci C., Galloni R. & Vitali P. (1999) - *Il tufo lionato dei monumenti romani: caratteri petrografici, geomeccanici e trattamenti conservativi*. Geologica Romana, **35**, pp. 1-25.

De Rita D. & Rosa C. (1991) - *Definizione della stratigrafia e della geocronologia di alcune effusioni laviche nell'area dei Colli Albani (Lava dell'Acquacetosa e Lava di Vallerano, Roma)*. Rend. Soc. Geol. It., **13** (1990): 143-146.

De Rita D., Fabbri M. & Cimarelli C. (2004) - *Evoluzione pleistocenica del margine tirrenico dell'Italia centrale tra eustatismo, vulcanismo e tettonica*. Il Quaternario, **17** (2/1): 523-536.

De Rita D., Fabbri M., Giordano G. & Rodani S. (2000) - *Proposta di organizzazione della stratigrafia delle aree vulcaniche secondo i principi delle unità stratigrafiche a limiti inconformi e sua informatizzazione*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**: 749-760.

De Rita D., Fabbri M., Mazzini I., Paccara P., Sposato A. & Trigari A. (2002a) - *Volcaniclastic sedimentation in coastal environments:the interplay between volcanism and Quaternary sea level changes (central Italy)*. Quaternary International, **95-96**: 141-154.

De Rita D., Funiciello R. & Parotto M. (1988) - *Carta geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani*. CNR - Roma.

De Rita D., Funiciello R. & Rosa C. (1992) - *Volcanic activity and drainage network evolution of the Alban Hills area (Rome, Italy)*. Acta Vulcanol., Marinelli, **2**: 185-198.

De Rita D., Funiciello R., & Rosa C. (1988b) - *Caratteristiche deposizionali della II colata*

piroclastica del Tuscolano-Artemisio (complesso vulcanico dei Colli Albani, Roma). Boll. GNV, **4**: 278-297.

De Rita D., Giordano G., Esposito A., Fabbri M. & Rodani S. (2002b) - *Large volume, middle Pleistocene, phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano: stratigraphy, eruptive history and structural control*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **118**: 77-98.

De Rita D., Giordano G., Rosa C. & Sheridan M.F. (1995b) - *Volcanic risk at the Alban Hills Volcano and numerical simulations*. In: Trigila R. (A cura di): *«The Volcano of the Alban Hills»*, Tipografia SGS, 267-283.

De Rita, D., Faccenna, C., Funiciello, R. & Rosa. C. (1995) - *Stratigraphy and volcano-tectonics*. In: Trigila R. (A cura di): *«The Volcano of the Alban Hills»*, Tipografia Sgs Roma, 33-71.

Dean R.G. (1991) - *Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications.* Journal of Coastal Research, **7(1)**: 53-84.

Di Sabatino B. (1979) - *La genesi dei fusi alcalino-potassici della regione magmatica romana. Ipotesi di lavoro*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35** (1), 327-348.

Di Filippo M. & Toro B. (1980) - *Analisi gravimetrica delle strutture del Lazio meridionale*. Geologica Romana, **19**: 285-294.

Di Filippo M. & Toro B. (1995) - *Gravimetry*. In: Trigila R. (A cura di): *«The Volcano of the Alban Hills»*, Tipografia Sgs, Roma, 213-219.

Di Manna (1997) - *Porosimetria del Tufo lionato*. p. 44, Tesina di Laurea, Dipart. Scienze della Terra, Univ. Degli Studi di Roma "La Sapienza".

Diano G. (2005) - *Caratterizzazione geomeccanica di unità eruttive del distretto vulcanico dei Colli Albani (Lazio centrale)*. Tesi di Dottorato XVII ciclo, Sapienza Università di Roma, Dipart. Scienze della Terra, p. 131.

Dragone F., Maino A. & Segre A.G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 149 Cerveteri"*. Servizio Geologico d'Italia.

Fabbri A.G., Guerzoni S., Ravaioli M. (1984) - *Experiments of multivariate classifications of sedimentary environments at the mouths of the Tiber river, Italy.* Mem. Soc. Geol. It., **27**: 343-360

Faccenna C., Funiciello R., Bruni A., Mattei M. & Sagnotti L. (1994) - *Evolution of a transfer-related basin: the Ardea Basin (Latium, central Italy)*. Basin Research, **6**: 35-46.

Falese F.G. (1992) - *Sismostratigrafia dei depositi recenti di piattaforma tra il fiume Tevere e Capo Circeo.* Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza"

Feroci M., Funiciello R., Giuliani R. & Salvi S. (1987) - *Struttura ed evoluzione del substrato delle aree vulcaniche albana e sabatina*. Boll. G.N.V. 1987.

Fisher R.V. & Schmincke H.U. (1984) - *Pyroclastic rocks*. Springer -Verlag, Berlin.

Folk R.L. & Ward W.C. (1957) - *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.* Journal Sedimentary Petrology, **27**: 3-36.

Folk R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.* Journal Geology, **62**: 344-359.

Follieri M., Magri D., Sadori L. (1988) - *250,000 year pollen record, from Valle Castiglione (Roma)*. Pollen Spores, **30**: 329-356.

Fornaseri M. (1948) - *Ricerche petrografiche sul Vulcano Laziale. La zona Osa-Saponara-Valle di Castiglione*. Per. Min., **16**: 141-193.

Fornaseri M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., **40**: 73-106.

Fornaseri M., Scherillo A. & Ventriglia U. (1963) - *La regione vulcanica dei Colli Albani. Vulcano Laziale*. CNR - Roma., pp.560.

Fornaseri, M. & C. Cortesi (1989) - *Recenti acquisizioni sull'età del "peperino" di Albano*. Documenta Albana, ser. II, **11**: 7-10.

Frank T. (1924) - *Roman buildings of the Republic. An attempt to date them from their materials*. Papers and Monographs of the Am. Acad. in Rome, vol. **III**, pp. 150.

Freda C., Gaeta M., Palladino D.M. & Trigila R. (1997) - *The Villa Senni Eruption (Alban Hills, Central Italy): the role of H_2O and CO_2 on magma chamber evolution and on eruptive scenario*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **78**: 103-120

Freda, C., Gaeta, M., Karner, D.B., Marra, P., Renne, P.R., Taddeucci, J., Scarlato, P., Chirstensen, J.N., Dallai, L., 2006 - *Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, central Italy)*. Bull. Volcanol., **68**: 567-591.

Funiciello R. & Giordano G. (2008b) – *La nuova Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000: litostratigrafia e organizzazione stratigrafica*. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LXXX**: 39-86.

Funiciello R. & Giordano G. (A cura di) (2008a) - *Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000*. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LXXX**, DVD allegato.

Funiciello R. & Parotto M. (1968) - *Studio idrogeologico del versante meridionale del Monte Artemisio*. Geologica Romana, **7**: 107 -140.

Funiciello R. & Parotto M. (1978) - *Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino Centrale*. Geologica Romana, **17**: 233-287.

Funiciello R. Locardi E. Lombardi G. & Parotto M. (1976) - *The sedimentary ejecta from phreatomagmatic activity and their use for location of potential geothermal areas*. Int. Congress on thermal waters Geothermal Energy and Vulcanism of the Mediterranean area. Atene.

Funiciello R., Gasparini C., Montone P., Parotto M. & Salvini F. (1987) - *Il campo di fratturazione superficiale dei Colli Albani (Roma): implicazioni per un modello sismotettonico dell'arca*. Boll. GNV, 373-384.

Funiciello R., Giordano G. & De Rita D. (2003) - *The Albano maar Lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent activity and evidence of pre-roman age catastrophic lahar events*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **123**: 43-61.

Funiciello R., Giordano G. & De Rita D., Carapezza M., Barberi F. (2002) - *Il Lago Albano di Castelgandolfo*. Atti Accademia dei Lincei, **9-13**: 113-143.

Funiciello R., Giordano G. & Mattei M. (A cura di)(2008) – *Carta Geologica del Comune di Roma*. In. Funiciello R., Praturlon A & Giordano G. "*La Geologia di Roma*", Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **LXXX**.

Fusco N. (1959) - *Il fondo del mare da Fiumicino a Capo Circeo.* Ministero della Marina Mercantile, Direzione Generale della Pesca e del Demanio Marittimo: 175 p.

Galliani B. (1832) - *Dell'Architettura, Libri Dieci di M. Vitruvio Pollione*. Ed. A. Dozio, Milano.

Gasparini P. & Adams J.A.S. (1969) - *K/Ar dating of italian Plio-Pleistocene volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **6**: 225-230.

Giggenbach W.F., minissale A.A., Scandiffio G. (1988) – *Isotopic and chemical assessment of geothermal potential of the Colli Albani Area, Latium region, Italy.* Appl. Geochem. 3-5, 475-486.

Giordano G. & Dobran F. (1994a) - *Computer simulations of the Tuscolano Artemisio's IInd pyroclastic flow unit (Alban Hills, Central Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **61**: 69-94.

Giordano G. & Dobran F. (1994b) - *Effects of topography on the emplacement of the Tuscolano Artemisio's IInd pyroclastic flow unit as deduced from computer simulations*. In: «Large explosive volcanism». Accademia dei Lincei. Roma, maggio 1993, 41-53.

Giordano G., De Benedetti A.A., Diana A., Diano G., Gaudioso F., Marasco F., Miceli M., Mollo S., Cas R.A.F. & Funiciello R. (2006) - *The Colli Albani caldera (Roma, Italy): stratigraphy, structure and petrology*. In: R.A.F. Cas & G. Giordano (A cura di): *«Explosive Mafic Volcanism»*, J. Volcanol, Geotherm. Res., Spec. Vol., 155: 49-80.

Giordano G., De Rita D., Cas R.A.S. & Rodani S. (2002a) - *Valley pond and Ignimbrite veneer deposits in small volume phreatomagmatic basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: influence of topography*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 131-144.

Giordano G., De Rita D., Fabbri M., Rodani S. (2002b) - *Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from Quaternary volcanoes, Central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 145-160.

Giordano G., Esposito A., De Rita D., Fabbri M., Mazzini I., Trigari A., Rosa C. & Funiciello R. (2002c) - *The sedimentation along the Roman coast between Middle and Upper Pleistocene: the interplay of eustatism, tectonics and volcanism – new data and review*. Italian Journal of Quaternary Sciences, spec. Vol. INQUA, **16** (1bis).

Giordano G., Mazza R., Capelli G., Funiciello R. & Parotto M. (2004) - *Geological surveying in metropolitan area: the the southern suburbs of Roma*. In: Pasquaré G. & Venturini C. (A cura di): *«Mapping geology in Italy»*. APAT, S.e.l.c.a., Firenze: 113-122.

Giordano G., Mazza R., Cecili A., Capelli G., De Rita D., Bigi G. & Rodani S. (2000) - *GIS for groundwater management*. In: *«Cities on volcanoes: example from the Colli Albani region, Rome, Italy»*. Journal of the Nepal Geological Society, **22**: 315-326.

Giordano G., Scenna A. & Funiciello R. (2005) - *Analisi vulcanologico-stratigrafica della successione del Tavolato*. Rend. Acc. Lincei, 187-203.

Gliozzi E., Malatesta A., Ventura G. & Zarlenga F. (1986) - *Ambienti e comunità in malacofaune marine del Pleistocene inferiore della bassa campagna romana*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 87-97.

Hallermeier R. J. (1978) - *Uses for a calculated limit depth to beach erosion.* Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Hamburg: 1493-1512.

Hallermeier R.J. (1981) - *A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate.* Coastal Engineering, **4**: 253-277.

Iacurto O. & Priori A. (1995) - *Caratterizzazione geomeccanica delle ignimbriti compatte di Civita di Bagnoregio (VT) in situazione di dissesto idrogeologico*. Geologia Tecnica & Ambientale, **2**, pp. 35-52.

Karner D.B., Marra F. & Renne P.R. (2001) - *The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **107**: 185-219.

Kotsakis T., Esu D & Girotti O. (1992) - *A post villafranchian cold event in central Italy testifies by continental molluscs and rodents*. Boll. Soc. Geol. It., **621**: 335-340.

Kusakabe M., Ohsumi T., Aramaki S. (1989) – *The lake Nyos gas disaster: chemical and isotopic evidence in water and dissolved gases from three Camerounian Crater Lakes Nyos, Manoum and Wum.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **39**: 167-185

La Monica G.B., Raffi R. (1996) - *Morfologia e sedimentologia della spiaggia e della piattaforma continentale interna.* Il Mare del Lazio, Regione Lazio: 62-106.

Lechi G.M. E Todisco A. (1980) - *Prospects for the use of remote sensing in the study of the dispersion at sea area of polluted river discharges.* Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome, Monograph AQ/2/6 – 141, 1981

Locardi E., Lombardi G., Funiciello R. & Parotto M. (1976) - *The main volcanic groups of Latium (Italy): relations between structural evolution and petrogenesis*. Geol. Rom., **15**: 279-300.

Lotti C. & Associati (1999) - *Studi preliminari per il Piano di Bacino. ST10 Studio idrogeologico del complesso vulcanico dei Castelli Romani e sistema gestionale della risorsa idrica*. Relazione inedita.

Lugli G. (1957) - *La tecnica edilizia romana, con particolare riguardo a Roma e Lazio*. Roma, vol. **I**, pp. 744.

Lupino R. & Bosi C. (1968) - *Rilievo geologico tecnico della tavoletta (al 25.000) Pomezia (Roma)*. Rassegna dei Lavori Pubblici, Suppl. nov. 1968, pp. 1-32.

Lupino R., Biagiotti L., Del Gaudio A., Di Domenico S. & Ruzzeddu L. (1956) - *Rilievo geotecnico della Tavoletta (al 25.000) Cecchignola (Roma)*. Geotecnica **1**, 3 Marzo 1956-15.

Maíno A., Motta A. & Segre A.G. (1969) - *Considerazioni sui rapporti tra gravimetria e geomorfologia per il F. 150 Roma (Vulcano Laziale) della carta d'Italia al 1:100.000 dell'IGM.*

Boll. Geod. Sci. Aff., **28** (2): 173-188.

Malatesta A. & Zarlenga F. (1985) - *Il Quaternario di Pomezia (Roma) e la sua fauna marina*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 503-514.

Malatesta A. & Zarlenga F. (1986a) - *Cicli trasgressivi medio-plistocenici sulle coste liguri e tirreniche*. Geologica Romana, **25**: 91-154.

Malatesta A. & Zarlenga F. (1986b) *Northern guests in the Pleistocene mediterranean sea*. Geologica Romana, **25**: 1-8

Malatesta A. & Zarlenga F. (1988) - *Evoluzione paleogeografico-strutturale plio-pleistocenica del basso bacino romano a nord e sud del Tevere*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 75-85.

Malatesta A. (1978) - *Torre in Pietra - Roma*. Quaternaria, **20**: 503-577.

Maltman A.J. (1994) - *Prelithification deformation*. In: Hancock P. (A cura di): *«Continental deformation»*. Pergamon Press, 144-158.

Manfredini M. (1990) - *Idrografia pleistocenica della bassa valle del fiume tevere (Italia Centrale)*. Il Quaternario, **3**: 39-59.

Marani M., M. Taviani, F. Trincardi, A. Argnani, A. M. Borsetti E N. Zitellini (1986) - *Pleistocene progradation and post-glacial events of the NE Tyrrhenian Continental Shelf between the Tiber River delta and Capo Circeo.* Mem. Soc. Geol. It., **36**: 67-89.

Marinelli G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: Squyres C.H. (A cura di): *«Geology of Italy»*. Tripoli, 165-219.

Marini S. (1992) - *Studio e trattamenti conservativi di vulcaniti dei monumenti del Foro Romano*. p.126, Tesi di Laurea, Dipart. Scienze della Terra, Univ. Degli Studi di Roma "La Sapienza".

Marra F. & Rosa C. (1995) - *Stratigrafia ed assetto geologico dell'area romana*. In: Funiciello R. (A cura di): *«La Geologia di Roma. Il Centro Storico»*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, **50**: 48-118.

Marra F., Freda C., Scarlato P., Taddeucci J., Karner D.B., Renne P.R., Gaeta M., Palladino D.M., Trigila R. & Cavarretta G. (2003) - *Post–caldera activity in the Alban Hills volcanic district (Italy): $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and insights into magma evolution*. Bull.Volcanol., **65**: 227-247.

Marra F., Rosa C., De Rita D., & Funiciello R. (1998) - *Stratigraphic and tectonic features of the middle Pleistocene sedimentary and volcanic deposits in the area of Rome (Italy)*. Quaternary International, **47/48**: 51-63.

Martinetti S. & Ribacchi R. (1965) - *Osservazioni sul comportamento statico dei pilastri in una cava in sotterraneo di materiali piroclastici*. Symposium Probl. Geomin. Sardi, Sez. II, B5, Cagliari.

Meli R. (1822) - *Ulteriori notizie ed osservazioni sui resti organici rinvenuti nei tufi vulcanici della provincia di Roma*. Boll. R. Com. Geol. It., **13**: 260-366.

Melis F. (2000) - *Analisi comparata di fenomeni di creep su fondali marini a debole pendenza in Toscana, Lazio, Calabria e Abruzzo.* Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza"

Mercier N. (1993) - *The thermo-luminesence dating technique: applications and possibilities*. Abstr. INQUA Symp., Rome, 1993, p.52.

Mikhailova M.V., Bellotti P., Tortora P. & Valeri P. (1998) – *The Tiber River delta and the hydrological and morphological features of its formation.* Water Resource, **25** n.5: 572-582.

Mikhailova M.V., Bellotti P., Tortora P. & Valeri P. (1999) – *Intrusion of seawater into the river part of the Tiber mouth.* Water Resource, **26** n.6: 679-686.

Milli S. (1994) - *High frequency sequence stratigraphy on the middle-late Pleistocene to holocene deposits of the Roman Basin (Roma Italy): relationships among high-frequency eustatic cycles, tectonics and volcanism*. In: Posamentier H.W. & Mutti E. (A cura di): *«Second High Resolution Stratigraphy Conference»*. Tremp, Spain, 20-27 June, 1994.

Milli S. (1997) - *Depositional setting and high-frequency sequence stratigraphy of the middle-upper Pleistocene and holocene deposits of the Roman Basin*. Geol. Rom., **33**: 99-136.

Minorenti V., Bellotti P., Di Filippo M., Evangelista S., La Monica G.B. (2006) - *Apporto sedimentario alla duna dalle spiagge della Tenuta Presidenziale e dei Cancelli comunali a Castelporziano.* Il

sistema ambientale della tenuta presidenziale di Castelporziano – ricerche sulla complessità di un ecosistema forestale costiero – II serie, vol. 1 – Accademia Nazionale delle Scienze detta dei Quaranta "scritti e documenti" XXXVII (2006).

Mostardini F. & Merlini S. (1988) - *Appennino Centro Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

Mouton J. (1977) - *Contributo allo studio delle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino*. Atti del Convegno di Studio *«L'acqua per la Pianura Pontina. Situazioni e prospettive»*, Latina.

Ottaviani M. (1988) - *Proprietà geotecniche dei tufi vulcanici italiani*. R.I.G., n. 3

Palladino D.M., Gaeta M. & Marra F. (2001) - *A large K-foiditic hydromagmatic eruption from the early activity of the Alban Hills volcanic district*. Italy. Bull. Volcanol., **63**: 345-359.

Panza G.F., L. Alvarez, A. Aoudia, A. Ayadi, H. Benhallou, D. Benouar, Z. Bus, Y. Chen, C. Cioflan, Z. Ding, A. El-Sayed, J. Garcia, B. Garofalo, A. Gorshkov, K. Gribovszki, A. Harbi, P. Hatzidimitriou, M. Herak, M. Kouteva, I. Kuznetzov, I. Lokmer, S. Maouche, G. Marmureanu, M. Matova, M. Natale, C. Nunziata, I. Parvez, I. Paskaleva, R. Pico, M. Radulian, F. Romanelli, A. Soloviev, P. Suhadolc, G. Szeidovitz, P. Triantafyllidis & F. Vaccari (2004) - *Modellazione realistica della sollecitazione sismica per Megalopoli e grandi centri urbani*. Geologia Tecnica ed Ambientale, n°1, 2004, 5-42.

Parotto M. & Praturlon A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In:"Structural Model of Italy". Quaderni de La Ricerca Scientifica, CNR, 90, pp. 257-300, Roma.

Parotto M. (2008) – Evoluzione paleogeografica dell'area romana: una breve sintesi. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LXXX**: 25-39.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1991) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.

Peccerillo A. & Manetti P. (1985) - *The Potassium alkaline volcanism of central southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**: 379-394.

Penta F. (1956) - *I materiali da costruzione del Lazio*. La Ric. Scientifica, **26**, pp. 1-170.

Penta F., Parissi P., Ventriglia U. & Santi B. (1952) - *Lave del Lazio adoperate nelle costruzioni stradali. Studio preliminare della Leucitite ("selce") di Valleranello (Roma)*. Ind. Min. (3 agosto 1952), 307-322.

Pezzola S. (1996) - *Affidabilità di alcune prove di laboratorio per valutare la durabilità dei materiali lapidei*. p.112, Tesi di laurea, Dipart. di Idraulica, Trasporti e Strade, Univ. degli Studi di Roma"La Sapienza".

Pieralisi F. (2004) - *Analisi comparata di delta italiani e spagnoli: sismostratigrafia ed ipotesi evolutiva.* Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza".

Pilkey O.H., Young R.S., Riggs S.R., Smith A.W., Wu H. & Pilkey W.D. (1993) - *The concept of shoreface profile equilibrium: A critical review.* Journal of Coastal Research, **9**: 255-278.

Pizzino L., Galli G., Mancini M., Quattrocchi F. & Sgarlato P. (2002) - *Natural Gas Hazard (CO2, 222Rn) within a quiescent volcanic region and its relation with tectonics: the case of the Ciampino-Marino area, Alban Hills volcano, Italy.* Nat. Haz., 00: 1-35.

Ponzi G. (1872) - *Del bacino di Roma e sua natura*. Regia Tipografia, pp. 51, 1 Carta Geologica.

Ponzi G. (1875) - *Dei Monti Mario e Vaticano e del loro sollevamento*. Atti R. Acc. Lincei, 2, Roma.

Ponzi G. (1876) - *Nota in risposta alle considerazioni critiche fatte dal Sig. Angelo Manzoni sulla fauna vaticana*. Boll. R. Com. Geol. It, **7**, Roma.

Ponzi G. (1885) - *Conglomerato del Tavolato*. Real. Accad. Lincei, **282**: 349-363.

Porreca m., Mattei M., MacNiocaill C., Giordano G., McClelland E., Funiciello R. (2008) - *Paleomagnetic evidence for low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy),* Bull. Volcanol. DOI 10.1007/s00445-007-0176-8

Porreca M., Mattei M., Giordano G., Funiciello R. & De Rita D. (2003) - *Magnetic fabric and*

implications for emplacement processes of the phreatomagmatic "Peperino di Albano" and related lahar deposits, Albano maar lake (Colli Albani volcano, Italy). J. Geophys. Res., **108** (B5): 2264.

Portis A. (1893) - *Osservazioni sopra la formazione stata chiamata Conglomerato del Tavolato*. Storia fisica del bacino di Roma, 259-293.

Quattrocchi F., Galli G., Pizzino L. , Capelli G., De Rita D., Faccenna ., Funiciello R., Giordano G., Goletto D., Mazza R. & Mancini C. (2001) - *The Ardea basin fluid geochemistry, hydrogeology and structural patterns: new insights about the geothermal unrest activity of the Alban Hills quiescent volcano (Rome, Italy) and its geochemical hazard surveillance*. Water-Rock Interaction 2001, Cidu (A cura di), Swets & Zeitlinger, Lisse, 111-114.

Radicati Di Brozolo F., Huneke J.C., Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J. (1981) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb/Sr age determinations on quaternary volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **53**: 445-456.

Raffi I. (2002) - *Revision of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75- 0.85 Ma)*. Marine Micropaleontology, **45**: 25-55.

Regione Lazio (2001) - *Studio meteomarino della costa laziale.* Rapporto tecnico (http://www.osservatoriomare.lazio.it/): 69 pp.

Regione Lazio (2004) - *Misure di salvaguardia degli acquiferi vulcanici dei Colli Albani e dei Monti Sabatini*. In: Bollettino Ufficiale della Regione Lazio, Supplemento Ordinario N. 4 al "Bollettino Ufficiale" N. 2 Del 20 Gennaio 2004, pp. 122.

Ribacchi R. (1986) - S*tatica delle gallerie in roccia*. ANIAI, Associazione Nazionale Ingegneri Architetti Italiani.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution in the western mediterranean*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al. (A cura di): *«Proceedings of Odp»*, Scientific Results, **107**: 513-533.

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, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", pp. 228.

Rosa C., De Rita D., Freda C., Gaeta M., Giordano G., Palladino D.M. & Trigila R. (1993) - *A large esplosive eruption in the Alban Hills (Central Italy): The Villa Senni eruption unit*. Convegno annuale del GNV, Roma 8-10 Giugno 1993.

Sabatini V. (1900) - *I vulcani dell'Italia Centrale e i loro prodotti. Parte prima: Vulcano Laziale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 10, pp. 392.

Salvador A. (1987a) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.

Salvador A. (1987b) - *Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies*. ISSC.

Santoro V. M., Federici V. (2002) - *Studio del sistema di cavità nella zona di via S. Giosafat, sul colle Aventino a Roma: valutazione del rischio potenziale scelta degli interventi di consolidamento per il ripristino della viabilità*. Atti del XXI Convegno Nazionale di Geotecnica, AGI, L'Aquila, 595-602.

Scandone R. (1990) - *Chaotic collapse of calderas*. J. Volcanol. Geotherrn. Res., **42**: 285-302.

Scherillo A. (1941) - *Studi su alcuni tufi gialli della regione sabazia orientale*. Period. Mineral., **12**: 381-417.

Segre A.G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 149, Cerveteri.* Editori F. Dragone, A. Maino, A. Malatesta & A.G. Segre, Servizio Geologico d'Italia: 60-67.

Serri G. (1991) - *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **44**: 219-242.

Sersale R. (1959a) - *Sulla natura zeolitica del tufo cosiddetto "lionato" della regione vulcanica dei Colli Albani*. Nota 1. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., **26**: 110-116.

Sersale R. (1959b) - *Sulla natura zeolitica del tufo "lionato" - Nota II Risultati dell'esame di altri*

campioni provenienti dalla regione vulcanica dei Colli Albani. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat.. **26**: 206-221.

Sheridan M.F. & Wohletz, K.H. (1983) - *Hydrovolcanic explosions: basic considerations and review*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 1-29.

Short A.D. (1979) - *Three dimensional beach stage model.* Journal Geology, **87**: 553-571.

Signorini R. (1939) - *Risultati geologici della perforazione eseguita dall'AGIP alla mostra autarchica del minerale nel Circo Massimo di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 60-63.

Silenzi S., Devoti S., La Monica G.B., Mancini M., Montagna P., Parlagreco L., Cicero A.M. (2006) - *Sintesi delle conoscenze relative all'evoluzione geologico-morfologica ed ambientale dell'area costiera di Castelporziano (scala regionale e locale) durante il quaternario recente.* Il sistema ambientale della tenuta presidenziale di Castelporziano – ricerche sulla complessità di un ecosistema forestale costiero – II serie, vol. 2 – Accademia Nazionale delle Scienze detta dei Quaranta "scritti e documenti" XXXVII (2006).

Simbolotti F. (2003) - *La pozzolana. Un excursus sulla storia di una materia prima poco stimata e sicuramente sottovalutata*. Quarry & Construction, Federcave, Federazione Italiana tra le Associazioni Regionali per le attività estrattive, pp. 121-124.

Smith G.A. (1987) - *The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the deschutes formation (neogene) in central Oregon*. J. Sedim. Petrol., **57**: 613-629.

Smith G.A. (1991) - *Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments – in sedimentation in volcanic settings*. Semp. Special Publication, **45**: 109-121.

Soligo M., Tuccimei P., Giordano G., Funiciello R. & De Rita D. (2003) - *New U-series dating Of a carbonate level underlying the peperino albano phreatomagmatic ignimbrite (Colli Albani, Italy)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, Spec. Vol. INQUA, **16** (1bis): 115-120.

Spada A. (1966) - *Le risorse minerarie della provincia di Latina: i giacimenti, gli impianti, i processi, le tecniche, gli impieghi*. Roma, pp. 185.

Sparks R.S.J., Self S. & Walker G.P.L. (1973) - *Products of ignimbrite eruptions*. Geology, **10**: 115-118.

Tellini A. (1893) - *Carta geologica dei dintorni di Roma. Regione alla destra del Tevere*. Cromolit. Danesi, Roma.

Tommasi P., Chiocci F.L., Esu F. (1998) - *Geotechnical properties of soft clayeye sediments of the sumerged tiber river delta.* Marine georesurce and Geotecnology, **16**: 221-242

Toro B. (1976) - *Gravimetry and deep structure of the Sabatinian and Alban VolcanicAreas (Latium)*. Geologica Romana, **15**: 301-310.

Tortora P. & Cowell P.J. (2005a) - *Principi geometrici nei sistemi costieri trasgressivi. Parte 1a: processi di migrazione del litorale.* Geologica Romana, **38**: 61-75.

Tortora P. & Cowell P.J. (2005b) - *Principi geometrici nei sistemi costieri trasgressivi. Parte 2a: la preservazione di litosomi costieri su piattaforme continentali a debole pendenza.* Geologica Romana, **38**: 77-96.

Tortora P. (1995) - *La superficie deposizionale del delta sottomarino del Tevere: zonazione del sedimento e processi associati.* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 89-105.

Tortora P. (1999) - *Modelli di distribuzione granulometrica sui fondali marini attraverso la Trend Surface Analysis.* Geologica Romana, **35**: 199-209.

Tortora P. (1999) - *Sediment distribution on the Ombrone River delta seafloor and related dispersal processes.* Geologica Romana, **35**: 211-218.

Trigila R. (A cura di) (1995) - *The volcano of the Alban Hills*. Tipografia Sgs, pp. 283.

Trigila R., Agosta E., Currado C., De Benedetti A.A., Freda C., Gaeta M., Palladino D.M. & Rosa C. (1995) - *Petrology*. In: Trigila R. (A cura di): *«The Volcano of the Alban Hills»*, Tipografia Sgs Roma, 95-165.

Trincardi F., Normark W.R. (1988) - *Sediment Waves on the Tiber Prodelta Slope: Interaction of Deltaic Sedimentation and Currents along the Shelf.* Geo-Marine Letters, **8**: 149-157.

Tuccimei P., Giordano G. & Tedeschi M. (2006) - *CO_2 release variations during the last 2000 years*

at the Colli Albani volcano (Roma, Italy) from speleothems studies. Earth and Planetary Science Letters, **243** (3-4): 449-462.

Tufoni (1992) - *Sismostratigrafia dei depositi recenti di piattaforma tra il fiume Tevere e Torre Valdaliga (Civitavecchia)*. Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza".

Turi B. (1969) - *Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in limestone blocks and related geodes from the "black pozzolans" formation of the Alban Hills*. Chem. Geol., **5**: 195-205.

Ventriglia U. (1944) - *Su di una lava leucititica del sottosuolo della tenuta Torpagnotta fra le vie Ardeatina e Laurentina (Roma)*. Boll. R. Uff. Geol. It., **69**, Roma.

Ventriglia U. (1971) - *La geologia della città di Roma*. Amministrazione Provinciale Roma.

Ventriglia U. (1990) - *Idrogeologia della Provincia di Roma. Regione Vulcanica dei Colli Albani. «La geologia della città di Roma»* Amministrazione Provinciale di Roma, Assessorato Lavori Pubblici.

Ventriglia U. (2002) - *La geologia del territorio del comune di Roma*. Amministrazione Provinciale di Roma, Roma.

Verri A. (1893) - *Note per la storia del Vulcano Laziale. (Rilievo circostante al gruppo dei crateri)*. Boll. Soc. Geol. It., **12**, fasc.1, pp. 39-80.

Verri A. (1907) - *Una sezione naturale nel Monte Verde*. Boll. Soc. Geol. It., **26**, pp. 1-23.

Verri A. (1915) - *Cenni spiegativi della carta geologica di Roma pubblicata dal Regio Ufficio Geologico su rilevamento del Ten. Generale A. Verri*. Novara, Ist. Geogr. De Agostini, pp.56.

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.

Vitali P. (1993) - *I tufi lionato e di Monte Verde: impieghi nel Foro Romano, caratterizzazione e aspetti conservativi*. Tesi di Laurea, Dip. Scienze della Terra, Univ. degli Studi di Roma "La Sapienza", pp. 74.

Voltaggio M. & Barbieri M. (1995) - *Geochronology*. In: Trigila R. (A cura di): *«The Volcano of the Alban Hills»*, Tipografia Sgs, 167-193, Roma.

Voltaggio M., Andretta D. & Taddeucci A. (1994) - *$^{230}Th/^{238}U$ data in conflict with $^{40}Ar/^{39}Ar$ leucite ages for quaternary volcanic rocks of the Alban Hills*. Itlay. Eur. J. Mineral., **6**: 209-216.

Walker G.P.L. (1983) - *Ignimbrite types and ignimbrite problems*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 65-88.

Washington H.S. (1906) - *The roman comagmatic region*. Carnegie Institute, Washington, **57**: 1-199.

Watkins S.D., Giordano G., Cas R.A.F. & De Rita D. (2002) - *Variation in mafic pyroclastic density current deposits caused by pre-eruptive depositional surface characteristics: the Villa Senni Eruption Unit, Alban Hills volcano (Rome, Italy)*. J. Volcan. Geotherm. Res., **118**: 173-204.

Wentworth C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments.* Journal Geology, **30**: 377-392.

Zarlenga P. (2004) - *Analisi comparata di delta italiani e spagnoli: caratteri morfosedimentari e processi deposizionali in atto.* Tesi di Laurea, Università di Roma "La Sapienza".

Elenco delle specie fossili descritte nelle Note Illustrative

Arctica islandica (Linnaeus)
Bulimina aetnea (Seguenza)
Bythinia sp.
Cerastoderma sp.
Cerastoderma Lamarkii (Reeves)
Clamys septemradiata
Corbicula fluminalis
Dosinia lupinus
Globorotalia aemiliana
Globorotalia inflata
Globorotalia puncticulata
Helicella ericetorum
Modiolus adriaticus
Ostrea edulis Linnaeus
Tellina sp.
Theodoxus sp.
Unio sp.
Venerupis senescens Cocconi

ABSTRACT

This explanatory note summarises the results of the geological survey of the new 1:50,000 Geological Map of Italy, sheet n. 387 "Albano Laziale". The work has been performed by the Dipartimento di Scienze Geologiche – Università "Roma Tre" by appointment of the National Geological Survey and the Lazio Region administration. The coordination was by D. De Rita, the field survey was directed by G. Giordano, and performed by A. Esposito, M. Fabbri, G. Giordano, I. Mazzini, S. Rodani, A. Trigari, A.A. De Benedetti and G. Diano. Paleontological analyses have been performed by G. Barisone (marco-fossils) and L. Di Bella (micro-fossils). Petrographic analyses have been performed by S. Lo Mastro. The geological database has been implemented by A. Cecili (responsible) and M. Felici. The subsurface stratigraphies have been collected from bore-holes data by R. Mazza.

The survey of the offshore areas has been performed by F. Chiocci, G.B. La Monica, F. Falese, P. Tortora of the Dipartimento di Scienze della Terra – Università "La Sapienza" di Roma.

The stratigraphy of the area is one of the most studied for the excellent exposures of the volcanic and sedimentary succession, which offer the opportunity to analyse the interplay between tectonics, eustatism, and volcanism. Sedimentary successions have been organised as Unconformity-bounded Stratigraphic Units, based on the hierarchy of the bounding unconformities. Major regional unconformities are related to eustatic sea level changes and regional uplift, whereas local tectonic uplift and subsidence, as well as volcano-tectonic activity also produced high relief but localised unconformities.

The geologic framework of the area is characterized by the presence only in the off-shore of the allochtonous Pietraforte fm. (PTF - Upper Cretaceous), testifying the presence of a structural high also highlighted by seismic profiles. Inland, the bedrock is made of faulted and tilted post-orogenic Pliocene marine

open-marine shale, which is hundreds of meters thick and has a very low permeability and overconsolidated characteristics. These shales are named Monte Vaticano fm. (MVA), of which two members separated by a planar unconformity are described (MVA_1 – Lower Pliocene p.p.; MVA_2 Middle Pliocene p.p.-Upper Pliocenep.p.). MVA is are overlain, above a subhorizontal erosional unconformity, by Lower Pleistocene (Santerinan) infralittoral sandstone and siltstone which form the Monte Mario fm (MTM). These sedimentary rocks are present only along the NW-trending Pomezia-Castelporziano structural high.

The complete transition from marine to continental environments occurred between the Lower and the Middle Pleistocene, approximately between 850 and 700 ka, when the area hosted the deltaic sedimentation from a paleo-Tiber river (Ponte Galeria fm. - PGL). The lower unconformity which bounds the continental deposits coincides with the beginning of the Aurelio-Pontino supersynthem and of the Magliana synthem. The deposits range from fluvial conglomerate and sand to lagoonal clay and beach sand and gravel. The Ponte Galeria fm. encompasses several sea level oscillations, although compensated by subsidence. Between ca. 700 and 600 ka, the uplift of the NW-trending Mt. Mario-Ciampino high caused the diversion of the paleo-Tiber river toward the southeast (Funiciello and Giordano, 2008; Parotto, 2008).

As a consequence of the Tiber river diversion parallel to the coast, a large lake or swamp probably developed in the area, bearing an influence upon the early phreatoplinian activity of the Colli Albani volcano which started at about 600 ka and recorded in the S. Cecilia fm. (CIL) and the Tor de' Cenci unit (TDC) (Flaminia synthem; ca. 700-550 ka). The growth of the Colli Albani volcano to the south, progressively shifted the river back northward, across the Monte Mario rise (after ca. 550 ka) approximately where the present day river has its course.

The Villa Glori synthem (ca. 550-450 ka) is made up of clastic and volcaniclastic fluvial deposits along the Tiber river as well as travertine related to both active tectonics and hydrothermal activity (Valle Giulia fm. – VGU). The volcanic activity at the Colli Albani persisted with phreatoplinian chatacteristics with the eruption of the Palatino unit (PTI).

The subsequent Torrino synthem (ca. 450-350 ka) is mostly made up of large volume, caldera forming ignimbrites and lavas erupted from the Colli Albani volcano (Lave di Vallerano – LLL; Pozzolane Rosse – RED; Lave di Fosso Tre Rami – RMN; Pozzolane Nere – PNR;). The large contribution of volcanic activity to the sedimentation is reflected in the sedimentary record by a prevailing volcaniclastic component within the Fosso del Torrino fm. Regional and local tectonics at this time was relatively quiescent. The Torrino synthem is cut by the erosional unconformity formed during the low stand of the sea level relative to the oxygen isotopic stage 10.

The overlying succession has been named Quartaccio synthem, characterised at

the base by the Villa Senni fm. (VSN - ca. 350 ka), a complex ignimbrite succession erupted from the Colli Albani volcano, which caused the last and largest collapse of its caldera. This caldera collapse ends the first major period of volcanic activity at the Colli Albani, which formed the ignimbrite shield and the central caldera, collectively named Vulcano Laziale lithosome. After 350 ka, along with the waning of the volcanic activity, regional uplift resumed at a rate of approximately 0.2 mm/y. The interplay between regional uplift and eustatism produced local high relief unconformities wherein the Aurelia fm. and the Vitinia fm. (related to the oxygen isotopic stages 9 and 8.5 respectively) were deposited until ca. 285 ka (Nomentana unit – NMT). The top of the Quartaccio synthem is presently at average elevations of 60-100 m a.s.l. This allowed the preservation of terraced deposits, along the coastal belt both to the N and S of the Tiber delta and along the Tiber river valley.

During this period, average eruption rates and the style of erutive activity at the Colli Albani waned to mostly effusive to moderately explosive and confined in the caldera area, so that the palateau only shows the distal portions of lava flows (such as the Capo di Bove lava flow) and fallout deposits, grouped in the Madonna degli Angeli fm. (FKB). During this period two main edifices were built: the Tuscolano-Artemisio peri-caldera lithosome and the intra-caldera Faete stratovolcano.

In the area of the Albano Laziale geological sheet, the deposits related to the high stand of the sea level associated with the oxygen isotopic stage 7, are today preserved between 30 and 40 m a.s.l. only along the coast, whereas those related to the oxygen isotopic stage 5 (Fiume Aniene synthem), occur between 15 and 30 m a.s.l (Saccopastore fm. – SKP).

The upper synthem of the Roman area is the Fiume Tevere sythem (SFT) and its lower unconformity formed during the low stand of the sea level relative to the last glacial age. The Upper Pleistocene-Holocene phreatomagmatic from the Valle Marciana, Ariccia, Laghetto and Albano maars and volcaniclastic deposits (Tavolato fm. - TAL) relative to the most recent phases of the Colli Albani volcano (Via dei Laghi lithosome) and the Holocene fluvial successions partly buried this basal erosional unconformity, although most of the present day geometry and relief of the Roman landscape still refer to the last glacial age erosion.

A major outcome of the field surveys performed for the redaction of the geological map of Albano Laziale is the discovery of the previously unmapped Tavolato fm., which is a laharic apron sedimented in the Ciampino area, which reaches the present city centre of Roma, during the Holocene and at least till Ancient Roman age. The Tavolato fm. oversedimented the last galcial age fluvial network forming a vast plain from the emplacement of the most recent phreatomagmatic deposits of the Albano maar and lahars generated by the repeated rollovers and overflows of the Albano lake, likely triggered by injection of CO_2 rich hydrothermal fluids at the base of the lake. This discovery allowed to reconsider the status of the Colli Albani volcano to quiescent, which, prior to this work, was instead considered extinct.

L E G E N D

U B I Q U I T O U S U N I T S

(h) historical deposits

Heterogenoeus deposits disposed for backfill and basements of human constructions. Maximum thickness 30 m.

Holocene

(h_{1b}) backfill

Heterogeneous deposits to backfill coastal swamps. Maximum thickness 10 m.

Holocene

HIGH STAND MARINE DEPOSITIONAL UNITS (POST 6.000 YRS)

(g_8) Submerged beach

Quartz and feldspar rich, coarse to fine sand with biogenic fraction. This unit is dynamically controlled by the Tiber river solid discharge and by the littoral currents, mainly parallel to the coast towards SE.

Holocene

(g_6) Delta front

Sandy-silt, with fine fraction ranging between 10% and 40%, increasing with depth. Similar in composition to G7 but with a larger biogenic component (especially at Secche di Tor Paterno). This unit is periodically affected and reworked by storm waves action.

Holocene

Prodelta slope (g_7)

Gently sloping seafloor (0.4°), covered by silty-sand and sandy-silt, with fine fraction ranging between 30% and 80% increasing with depth. The sediment is mainly made up of quartz and feldspar with subordinated clay minerals. The unit forms at high sedimentary rate from fine particles elutriated from the Tiber River delta front during storms or settled from the Tiber River hypopicnal plume on fair weather condition.

Holocene

(g_{12}) Bioclastic deposits

Bioclastic sand and conglomerate deriving from the dismantling of benthonic communities developed on rocky substrate.

Holocene

QUATERNARY UNITS

(AU) AURELIO-PONTINO SUPERSYNTHEM

The basal unconformity of the Aurelio-Pontino supersynthem formed as a consequence of the transition to continental environments in the area, starting from Lower Pleistocene. The unconformity is complex and related to the general uplift of the Tyrrhenian margin along with the effects of the local tectonics, such as for the uplift of the Pomezia-CastelPorziano structural high, and of the climatic changes. The deposits above the basal unconformity are initially only related to the paleo-Tiber river system (Magliana synthem) and later also controlled by the volcaniclastic sedimentation from the Colli Albani and Sabatini volcanoes (Flaminia synthem, Villa Glori synthem, Torrino synthem, Quartaccio synthem, Campo Selva synthem, Fiume Aniene synthem and Fiume Tevere synthem).

(SFT) FIUME TEVERE SYNTHEM

The morphology of the basal unconformity of this synthem relates to the last glacial age low-standing of the sea level, and is recoginsed in bore-holes down to -40 m r.s.l. It presently hosts the alluvial deposits of the Tiber river and the Aniene river, as well as the most recent phreatomagmatic and lahar deposits from the Colli Albani volcano (Via dei Laghi lithosome).

(SFT_{bb}) alluvial deposits within the river channels

Sand, silt and clay with organic component, presently transported and deposited within the Tiber river and Aniene river channels. Maximum thickness 10 m.

Holocene

(SFT_{ba}) alluvial deposits

Silt, sand and clay sedimented in the alluvial plains of the Tiber river and the Aniene river valleys. Bore-hole data indicate the presence of peat and of a basal conglomerate lavel which may host a pressurised aquifer. Maximum thickness 60 m.

Holocene

(SFT_{g2}) beach deposits

Well sorted, grey to yellow, qz-rich sand with volcanic crystals and magnetite. Thickness 1-10 m.

Holocene

(SFT_{d}) aeolic deposits

Consolidated dunes made of medium sorted, grey and yellow qz-rich sand with volcanic crystals. Maximum thickness 10 m.

Holocene

(SFT_{a}) slope debris

Poorly sorted breccia deposited at the base of the slopes. Maximum thickness 10 m.

Holocene

(SFT_{e2}) lacustrine deposits

Silt, sand and clay with volcaniclastic component, which fill the crater lacustrine basin of Valle Marciana, Quarto Laghetto, Valle Pozzo, Valle Ariccia and Albano. Thickness > 10 m.

Upper Pleistocene p.p. – Holocene

(TAL) TAVOLATO FORMATION

Succession of coarse to medium grained volcaniclastic deposits, from poorly to moderately sorted, from massive to poorly stratified, emplaced from debris flows, hyperconcentrated flood flows and stream flows associated to lahars of the most recent history of the Albano maar. Maximum thickness 15 m. The top lahar unit is dated at 5.8±0.1 ka[1,2].

Upper Pleistocene p.p. – Holocene

(UAL) ALBALONGA UNIT

Massive and chaotic to poorly stratified phreatomagmatic deposit, lithoidal, grey to yellow, poorly sorted, and ash-matrix supported, with abundant cpx, lc and bt crystal fragments and with up to 10% of lava, intrusive and metamorphic lapilli- to block-size xenoliths. The basal division is rich in black, lc-phyric scoria lapilli and bombs. At several locations a yellow pumice lapilli fallout bed up to 15 cm thick is present. The base rests on a paleosoil and shows grass-prints. The unit is related to pyroclastic flows, base surges and falls generated by the last known phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar. The chemical composition is K-foiditic [2]. Maximum thickness 10 m. No age determinations are available for this unit.

Upper Pleistocene p.p.?

(SDV) VILLA DORIA UNIT

Cross-stratified, grey phreatomagmatic deposit, rich in armoured lapilli, with bt, cpx and lc crystal fragments and rare lava, sedimentary and intrusive xenoliths. The base may show a 1 m thick massive and chaotic division, ash-matrix supported, lithoidal and rich of xenoliths. The base rests on a paleosoil and shows grass-prints. The unit is related to pyroclastic flows, base surges generated by a phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar.The chemical composition is K-foiditic to tephri-phonolitic [2]. Maximum thickness 6 m. No age determinations are available for this unit.

Upper Pleistocene p.p.?

(MNN) PEPERINO DI ALBANO

Massive and chaotic to poorly stratified phreatomagmatic deposit, lithoidal, grey, poorly sorted, and matrix supported, with up to 10% of lava, intrusive and metamorphic lapilli- to block-size xenoliths. The base rests on a paleosoil and shows grass-prints. The unit is related to pyroclastic flows, base surges and falls generated by the largest phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano

maar. The chemical composition is K-foiditic [2]. Maximum thickness 35 m. Available age determinations range from 36±1 ka [3] to <23±6,7 ka [4].

MNN_a – sandy-cobble lithofacies

Poorly sorted, massive to poorly stratified, sandy-cobble deposits from debris flow and hyperconcentrated flood flow derived by the syn-eruptive remobilisation of the Peperino di Albano. Maximum thickness 10 m.

Upper Pleistocene p.p.

(STL) CANTONE UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, from uncoherent to lithoidal. A breccia bed rich in lava, sedimentary, metamorphic and intrusive xenoliths is present interbedded, with up to 1 m blocks and impact sags. The base rests on a paleosoil and shows grass-prints. The unit is related to base surges and falls generated by a phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar. Maximum thickness 8-10 m. Radiometric age 41.1±1.1 ka [3] .

Upper Pleistocene p.p.

(KRL) CORONA DEL LAGO UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, strongly lithoidal at the base, with grey lc-, cpx- and bt-pyric scoria lapilli, and armoured and accretionary lapilli. Several breccia beds are present interbedded in the NW sector of the Albano maar. The base rests on a paleosoil and shows grass-prints. The unit is related to base surges and falls generated by a phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar. Maximum thickness 40 m. Radiometric age 68.6±1.1 ka [3] .

Upper Pleistocene p.p.

(DSN) COSTE DEI LAGHI UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, strongly lithoidal in proximal outcrops. The unit is related to base surges and falls generated by a phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar. Maximum thickness 28-30 m.

Upper Pleistocene p.p.

(TGO) MONTAGNACCIO UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, with variable degree of lithification. A breccia rich in lava, sedimentary, metamorphiv and intrusive xenoliths is present at the base in the SE sector of the Albano maar. The base rests on a thick paleosoil. The unit is related to base surges and falls generated by the first phreatomagmatic eruption of the polygenetic Albano maar. Maximum thickness 13-15 m. Radiometric age 69.4±0.6 ka [3] .

Upper Pleistocene p.p.

(PVN) PAVONA UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, with abuntant lava blocks. A breccia bed rich in lava, sedimentary, metamorphic, metasomatic and intrusive xenoliths is present interbedded, with up to 1 m blocks and impact sags. The base rests on a paleosoil. The unit is related to base surges and falls generated by a phreatomagmatic eruption of the polygenetic Laghetto maar. Maximum thickness 25 m. Radiometric age 70±1 ka [(3)] .

Upper Pleistocene p.p.

(KLG) QUARTO LAGHETTO UNIT

Alternated ash- and lapilli-rich, low angle cross- to parallel-stratified, grey phreatomagmatic deposit, strongly lithified in proximal outcrops, with abundant balistic blocks and impact sags. A breccia bed is present at the base. The base rests on a paleosoil. The unit is related to base surges and falls generated by the first phreatomagmatic eruption of the polygenetic Laghetto maar. Maximum thickness 40 m.

Upper Pleistocene p.p.

(MAK) VALLE MARCIANA UNIT

Alternated ash- and lapilli-sized, parallel- to cross-stratified beds and layers, from yellow to grey, with impact sags of lava, sedimentary and intrusive xenolith bombs. In distal areas the unit is lateral to lahar deposits. The unit is related to pyroclastic surges and fall generated by the phreatomagmatic eruption of the monogenetic Valle Marciana maar. Maximum thickness 30 m.

Upper Pleistocene p.p.

(ICA) ARICCIA UNIT

Plane-parallel to cross-stratified, lapilli to ash deposits with bomb sags, upward grading into a massive and chaotic pyroclastic deposit, lithoidal, grey, poorly sorted, and matrix supported, with abundant lava, intrusive and metamorphic lapilli- to block-size xenoliths. The unit is related to the phreatomagmatic eruption that formed the Ariccia maar. Maximum thickness 30-40 m.

Upper Pleistocene p.p.

(ANE) FIUME ANIENE SYNTHEM

The basal unconformity of this synthem can be observed in a few localities along the Tiber river and the Aniene river valleys. The lowest elevations of the unconformity are below the present day alluvial deposits and relate to the low-standing of the sea level associated with the oxygen isotopic stage 6 (cf. Fiume Marta synthem in geological sheets ns. 353 and 354).

(RDM) RISERVA DELLA MACCHIA UNIT

Sand and silty sand and conglomerate; silt and diatomitic silt; fossiliferous, thinly laminated clay with organic matter. The deposits form a coastal terrace

between +15 and +25 m a.s.l. Thickness 10 m.

Upper Pleistocene p.p.

(PVS) SINTEMA CAMPO SELVA

The basal high relief unconformity of this synthem can be observed in a few localities along the Tiber river (Acilia area) and along the coast. The lowest elevations of the unconformity are at 0 m a.s.l. and relate to the low-standing of the sea level associated with the oxygen isotopic stage 8 (cf. Fiume Fiora synthem in geological sheets ns. 353 and 354).

(TSV) TENUTA CAMPO SELVA UNIT

Qz-rich sand and conglomerate of coastal and submerged beach environment. The deposits form a coastal terrace between +30 and +40 m a.s.l. Thickness 10 m.

Middle Pleistocene p.p.

(QTA) QUARTACCIO SYNTHEM

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber and tributary valleys, whereas it shows a low relief characterised by paleosoils along interfluves. The lowest elevations of this unconformity are related to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic stage 10 (cf. Barca di Parma synthem in geological sheets ns. 353 and 354).

.

(VTN) VITINIA FORMATION

Fossiliferous fluvial conglomerate, sand and silt, with volcanclastic component and levels of travertine. Maximum thickness 20 m.

Middle Pleistocene p.p.

(FKB) MADONNA DEGLI ANGELI FORMATION

Lava units (FKB_a). Dark grey, microcrystalline to lc- and cpx-porphyritic, coherent to vesicular, tephritic to K-foiditic [6,7] lava units; maximum thickness 30 m; Local names for individual flows in outcrop in the sheet are lava unit of Capo di Bove, S. Maria delle Mole, Divin Amore (Quarto Palaverta), Quarto S. Fumia, Pian Savelli, Tenuta Cancelliera, Roncigliano, Campoleone. Available radiometric age of the Capo di Bove lava unit along the Appian Way range from 292±6 ka [7] and 277±2 ka [6].

Pyroclastic units (FKB_b). Alternated scoria-lapilli and ash fallout beds and layers, variably altered to paleosoils, associated to subplinian and strombolian eruptions from the peri-caldera Tuscolano-Artemisio fissure vents and the intra-caldera Faete stratovolcano. Thickness up to 20 m. This lithofacies includes the Monte Giove, Castel Savelli and Monte Crescenzio scoria cones.

Middle Pleistocene p.p.

(AEL) AURELIA FORMATION

Fluvial polygenetic conglomerate and sand with volcaniclastic component;

lacustrine and marshy pale-grey clayey-silt with terrestrial and transitional molluscs (*Cerastoderma Lamarkii*); and travertine. Maximum thickness 20 m.

Middle Pleistocene p.p.

(CLZ) Castelporziano Unit

Fluvial and aeolic reddish quartz-rich sand and chert-pebbly conglomerate; locally clay and sandy-silt layers are present. The deposits form terraces between +50 and + 100 m a.s.l. Maximum thickness 20 m. environments. "Duna rossa antica" *Auctt*. p.p.

Middle Pleistocene p.p.

(VSN) VILLA SENNI FORMATION

The Villa Senni Formation is an ignimbrite succession related to the last large volume eruption from the Vulcano Laziale caldera complex. The radiometric ages in literature span from 357±2 ka [6] to 338±8 ka [9].

Middle Pleistocene p.p.

The Formation is from top to base composed of the following units:

Pozzolanelle (VSN_2). Massive and chaotic, coarse-ash to fine-lapilli matrix-supported, purple to black, unconsolidated ignimbrite, with up to 30% of coarse lapilli- to block-sized lava and intrusive xenoliths. The juvenile is made of dark, poorly to moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria. The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. Maximum thickness 30 m. Gas-pipes are frequently observed. Composition from tephri-phonolitic to phono-tephritic [8] ; "Tufo di Villa Senni" and "Pozzolanelle" Auctt.

Occhio di Pesce (Fisheye) lithofacies (VSN_{2a}). The proximal facies of the Pozzolanelle may show above 30% by volume of loose leucite crystal fragments, up to 2 cm in diametre, dispersed in the matrix. "Tufo a occhio di pesce" Auctt.

Colle Fumone Breccia (VSN_{2b}). Coarse, clast- supported co-ignimbrite breccia, made of >40% of lava, intrusive and thermometamorphic xenoliths and spatter scoria.

Middle Pleistocene p.p.

Tufo Lionato (VSN_1). Massive and chaotic, ash matrix-supported, zeolite-lithifield, yellow to red ignimbrite, with yellow aphiric to lc- and cpx-phyric pumice and grey scoria lapilli, and reversely graded lava and intrusive xenoliths. Locally spatter clasts may be present towards the top. Gas-pipes, laminations and trunk-molds are found in distal locations and paleovalleys. The chemical composition ranges from K-foiditic to tephri-phonolitic [8]. Maximum thickness 25 m. "Tufo Lionato litoide" Auctt.

Middle Pleistocene p.p.

Pebbly-sandy lithofacies (VSN_a). In distal areas the Villa Senni Formation includes the syn-eruptive lahar and fluvial reworked deposits of both VSN1 and VSN2, made by variably sorted and textured sand and conglomerate up to 8 m thick.

(NCF) NUOVA CALIFORNIA UNIT

Beach, fluvial and aeolic silicic low angle cross-stratified sand; lagoonal silt with *Cerastoderma Lamarkii*. Maximum thickness 10 m.

Middle Pleistocene p.p.

(TNO) TORRINO SYNTHEM

The basal unconformity of this synthem is widely exposed. The unconformity shows a low relief characterised by paleosoils along interfluves, whereas it shows high relief along paleo-valleys. The unconformity relates to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic stage 12.

(PNR) POZZOLANE NERE

Massive and chaotic, ash matrix-supported, black, unconsolidated ignimbrite, with juvenile made of dark, moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria lapilli and bombs (max 15 cm). The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. Coarse lapilli- to block-sized volcanic, thermometamorphic and intrusive xenoliths are also present. At the top of the unit a zeolite-cemented facies is observed. Gas-pipes are locally observed. Maximum thickness between 5 and 20 m. Debris flow deposits locally overlie the ignimbrite. The chemical composition is tephri-phonolitic [8]; The Pozzolane nere is an ignimbrite related to a large volume eruption from the Vulcano Laziale caldera complex; The radiometric age is 407±4 ka [6]. "Pozzolane medie" Auctt.

Middle Pleistocene p.p.

(RMN) FOSSO TRE RAMI LAVA UNIT

Dark grey to black, fine-grained, poorly lc- and cpx-phyric lava units, only found along Fosso Tre Rami near Campoleone, above the Pozzolane Rosse, up to 10 metres in thickness. The chemical composition is phono-tephritic to K-foiditic [8].

Middle Pleistocene p.p.

(FTR) FOSSO DEL TORRINO FORMATION

Fluvial to fluvial-lacustrine polygenetic conglomerate, sand and silt dominated by volcaniclastic debris from reworking of the major ignimbrites from the Colli Albani and Sabatini volcanic districts (Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere and Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino); calcareous silt and clay and phytoclastic travertine. "Formazione di S. Cosimato" Auctt. p.p.; "Unità di S. Paolo" Auctt. p.p. Maximum thickness 20 m.

Middle Pleistocene p.p.

Conglomerato Giallo (FTR$_1$) Poorly stratified and poorly sorted conglomerate and sand beds, made of rounded red and yellow scoria and lava clasts (up to 1 m), with abundant cpx, lc and bt crystal fragments in the matrix. This member is up to 15 m thick and confined in a paleo-depression at the top of the Pozzolane Rosse in the NW sector. The memberis a laharic succession with debris flow,

hyperconcentrated flood flow and stream flow deposits.

Middle Pleistocene p.p.

(PNR) POZZOLANE ROSSE

Massive and chaotic, coarse-ash matrix-supported, red, purple to dark grey, unconsolidated ignimbrite, with juvenile made of dark, poorly to moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria up to 24 cm in dimension, and coarse lapilli to block sized volcanic, thermometamorphic and intrusive xenoliths (max 20 cm in diametre). The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. Maximum thickness 35 m. Gas-pipes are frequently observed at the top of the ignimbrite. The chemical composition is tephri-foiditic [8]; The radiometric age is 457±4 ka [6]. "Pozzolane inferiori"; "Pozzolane di S. Paolo" Auctt.

Middle Pleistocene p.p.

(IEM) CAMPO IEMINI UNIT

Fluvial and aeolic silicic low angle cross-stratified coarse sand. Maximum thickness 5 m.

Middle Pleistocene p.p.

(LLL) VALLERANO LAVA UNIT

Dark grey, fine-grained, aphyric to poorly lc- and cpx-phyric lava units, with microcrystalline and rarely glassy groundmass. Maximum thickness 30 m. The chemical composition is K-foiditic [8]. The radiometric age is a 460±4 [6] e 460±6 [7].

Middle Pleistocene p.p.

(VGL) VILLA GLORI SYNTHEM

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber river valley (Trigoria and Fosso di Malafede areas in the NW sector). The lowest elevations of this unconformity are at 15-20 m a.s.l. and relate to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic stage 14.

(PTI) PALATINO UNIT

Massive and chaotic, uncosolidated to cemented, grey to black, lc- cpx- and bt-bearing, ash-matrix supported ignimbrite, with black scoria lapilli and lava xenoliths. Tree-molds are present. A well sorted, mm-size, black, poorly vesicular scoria fallout bed up to 10 cm thick underlies the main ignimbrite. A 20 cm thick accretionary lapilli-bearing ash bed is present toward the top. Maximum thickness 5 m. The chemical composition is phono-tephritic[8]. "Tufi Antichi" e "Tufi pisolitici" Auctt. p.p. The radiometric age is 533±5 ka [6].

Middle Pleistocene p.p.

(VGU) VALLE GIULIA FORMATION

Phytoclastic sandy travertine with subhorizontal bedding and volcaniclastic

sand; Polygenetic fluvial conglomerate upward grading into parallel- to cross-laminated calcareous sand and silt. Locally pumice fall beds are interbedded (Granturchi *Auctt*.). Maximum thickness 20 m.

Middle Pleistocene p.p.

(LMN) FLAMINIA SYNTHEM

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface, overlain by the early volcanic and volcaniclastic deposits from the Colli Albani, which shifted the Tiber river course and associated drainage network to a configuration similar to the present day network.

(TDC) TOR DE' CENCI UNIT

Massive and chaotic to stratified, zeolite-lithified, grey to yellow, lc- cpx - and bt-bearing, ash-matrix supported, ignimbrite, with abundant cm-size accretionary lapilli both dispersed in the matrix and concentrated in ash beds, and lava xenoliths. Tree-molds are present at the base. A well sorted, mm-size, dark and poorly vesicular scoria fallout bed underlies the main ignimbrite, with a maximum thickness of 10 cm. Maximum thickness 10-15 m. The chemical composition is K-foiditic[10]. "Tufi Antichi" e "Tufi Pisolitici" Auctt. p.p.; The radiometric age is 561±1 ka [6].

Middle Pleistocene p.p.

(CIL) S. CECILIA FORMATION

Alternating fluvial conglomerate, sand and silt beds with volcaniclastic component. It may include thin accretionary lapilli and ash-rich beds. Maximum thickness 25 m.

Middle Pleistocene p.p.

(MNL) MAGLIANA SYNTHEM

The basal unconfromity of this synthem is planar, polyphasic, and faulted across the Ardea graben. This unconformity heralds the continental environments in the area testified by the Ponte Galeria formation.

(PGL) PONTE GALERIA FORMATION

The deposits of the Ponte Galeria Formation record the transition from transitional to continental environments and are in outcrop along the Fosso di Trigoria area where there are two lithofacies of the Pisana Member (PGL_3).

Sandy-clay lithofacies (PGL_{3b}). Irregular alternations of grey clay and silty sand, with abundant fossils (*Cerastoderma Lamarkii, Ostrea edulis* and *Venerupis senescens*). Lagoon to littoral environment. Maximum thickness 20 m ("Argille a *Venerupis senescens*" *Auctt*.);

Conglomerate-sandy lithofacies (PGL_{3a}). Cross-bedded conglomerate with sandy matrix of fluvial-deltaic environment. Maximum thickness 14 m. ("Sabbie

e ghiaie a laminazione incrociata" *Auctt*.)

Middle Pleistocene p.p.

(AE) ACQUATRAVERSA SUPERSYNTHEM

The basal unconformity of this supersynthem is a planar surface gently sloping to the NW. It signals the beginning of a significant regional uplift occurred between the Upper Pliocene and the beginning of the Lower Pleistocene.

(MTM) MONTE MARIO FORMATION

Sandstone and grey sand with *Arctica islandica* rich in malacofauna; clayey-silt with *Bulimina etnea*; infralittoral to submerged beach environement. Maximum thickness 4 m.

***Lower Pleistocene* (*Santernian p.p.*)**

P L I O C E N E M A R I N E U N I T S

(MVA) MONTE VATICANO FORMATION

MVA_2 - Campo Ascolano member. Grey-blue clay and sandy-clay with sandstone levels of marine bathial environment with *Globorotalia aemiliana* and *Globorotalia inflata*. Maximum thickness in outcrop 28 m "Argille Azzurre" Auctt.

***Upper Pliocene p.p.- Middle Pliocene p.p.* (*Gelasian p.p- upper Piacentian*)**

MVA_1 – Pratica di Mare member. Grey-blue clay and sily-clay of marine bathial environment with *Globorotalia puncticulata*. Maximum thickness in outcrop 15 m. "Argille Azzurre" Auctt.

***Lower Pliocene* p.p. (Zanclean p.p.)**

A L L O C H T O N O U S F L Y S C H U N I T S

(PTF) PIETRAFORTE

Quartz-calcitic, fine sandstone variably altered to brown in colour and to produce pseudo-matrix. It only outcrops offshore on the seafloor (Secche di Tor Paterno).

Upper Cretaceous

Chemical composition and age determinations from: [(1)] Funiciello et al., 2003; [(2)] De Benedetti et al., 2008; [(3)] Freda et al., 2006 ; [(4)] Soligo et al., 2003 ; [(5)] Marra et al., 2003 ; [(6)] Karner et alii, 2001; [(7)] Bernardi et al., 1982; [(8)] Trigila et al., 1995/Boari et al. 2008; [(9)] Radicati di Brozolo et al., 1981; [(10)] Palladino et al., 2001; [(11)] Giordano et al., 2006.