

# Stratigrafia e assetto geologico dell'area romana

---

MARRA F. (\*), ROSA C. (\*\*)

## Premessa

Gli studi sul Plio-Pleistocene del Lazio hanno dovuto confrontarsi con serie difficoltà legate sia ai caratteri fortemente locali delle «formazioni» definite dagli Autori, sia alla scarsità dei dati di prospezione profonda. La vasta e spesso potente copertura vulcanica pleistocenica limita inoltre l'osservazione diretta delle sequenze sedimentarie.

La recente disponibilità, per quanto concerne l'area romana, di oltre 3000 dati di sondaggio che si è venuta a creare grazie alla realizzazione di una Banca Dati *ad hoc*, ha permesso di integrare le informazioni derivate dal rilevamento di superficie e dalla vasta bibliografia esistente. Ciò ha consentito di lavorare in un'ottica molto ampia e di correlare tra loro dati puntuali discontinui di affioramento, per i quali sarebbe stato altrimenti difficile riconoscere l'esistenza (o l'assenza) di una continuità stratigrafica.

Il contributo dei dati di subsuperficie ha permesso di integrare i dati di osservazione diretta in un'area, come quella della città di Roma, dove l'esteso intervento antropico ha obliterato in gran parte i caratteri geomorfologici originali, rendendo poco praticabile l'impiego dei metodi classici di indagine geologica.

Il criterio adottato nelle ricostruzioni effettuate si basa sulla identificazione dei diversi orizzonti stratigrafici a partire dai caratteri litologici descrittivi. L'esame dei campioni relativi a detti orizzonti, prelevati in sondaggio (ogniquale volta se ne è avuta disponibilità), ha permesso, mediante l'analisi mineralogica e/o micropaleontologica, di correlare questi orizzonti con quelli riconosciuti in affiora-

mento e di inserirli nel contesto della stratigrafia nota in letteratura per l'area in questione.

Questo metodo ha permesso da un lato di acquisire informazioni nuove relativamente alle geometrie profonde delle «formazioni» già conosciute e, dall'altro, di riconoscere la presenza di livelli stratigrafici non descritti in letteratura, perché non affioranti o perché erroneamente attribuiti.

Il metodo descritto presenta comunque dei limiti oggettivi insiti sia nella disomogeneità dei criteri di descrizione dei terreni incontrati in sondaggio adottati dai diversi estensori delle stratigrafie, che nella indeterminazione delle attribuzioni stratigrafiche, nei casi in cui non siano disponibili carote di terreno su cui effettuare le analisi.

È stato indispensabile quindi, ai fini della costruzione di un modello che descrivesse in maniera attendibile l'assetto geologico-strutturale dell'area studiata, il confronto e l'integrazione dei dati ricavati con il metodo descritto, con una contemporanea dettagliata analisi di terreno in settori parzialmente coincidenti o limitrofi a quello in esame, alla quale si sono affiancate analisi di laboratorio. Inoltre ci si è avvalsi della possibilità di usufruire di dati stratigrafici, geologico-strutturali, paleogeografici, paleoclimatici, radiometrici e paleomagnetici di recente pubblicazione. Tutti i riferimenti bibliografici relativi sono riportati puntualmente nella trattazione specifica degli argomenti, illustrata nei paragrafi di questo capitolo.

Oltre a fornire uno strumento di verifica attraverso un approccio multidisciplinare, la convergenza sullo stesso tema di diversi punti di vista metodologici ha consentito l'inserimento di situazioni aven-

---

(\*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

(\*\*) Dipartimento di Scienze Geologiche - III Università degli Studi di Roma.

ti carattere locale in un contesto più ampio, legato all'evoluzione paleogeografica del margine tirrenico laziale.

L'insieme degli studi condotti ha permesso di proporre in questa opera un quadro aggiornato dei caratteri stratigrafici e strutturali plio-quadernari dell'area romana.

Si è tentato in questo modo di proporre una revisione delle attribuzioni cronostratigrafiche, attraverso una dettagliata correlazione tra le unità stratigrafiche definite e la successione degli eventi climatici quali risultano dalla scala degli *stages* isotopici dell'ossigeno aggiornata da SHACKLETON *et al.* (1990).

Sono state così ridefinite delle *unità stratigrafiche a limiti inconformi* (SALVADOR, 1987) per le vecchie «formazioni» degli Autori, attenendosi in linea di principio a quanto suggerito al 1° Convegno sulla Cartografia Geologica Nazionale (CNR-SGN, 1991), per quanto riguarda in particolare la geologia del Quaternario. Si è tuttavia ritenuto più opportuno, nella maggioranza dei casi, limitarsi alla denominazione informale di «unità», senza entrare nel merito del loro rango (super-sintema, sintema, sub-sintema), ritenendo che tale distinzione avrebbe solo accresciuto il grado di soggettività, anche in considerazione della disomogeneità dei terreni descritti (sequenze di piattaforma, di delta marino, di laguna, fluvio-palustri, vulcaniche, etc.), complicando inutilmente la già vasta fioritura di terminologie esistenti. Il termine informale di unità è stato usato anche per le sequenze sedimentarie marine plio-pleistoceniche, le quali, ad eccezione forse della «Formazione delle Marne Vaticane» *Auctorum*, non presentano caratteri tali da consentire una nomenclatura immediata ed univoca. Ad ogni modo, come già messo in evidenza da MILLI (1991; 1992), per ciò che riguarda il Pleistocene medio, le unità sedimentarie correlate con la scala degli *stages* isotopici dell'ossigeno possono allo stesso tempo essere considerate delle sequenze deposizionali, in cui è riconoscibile un'organizzazione interna con sviluppo verticale e laterale dei sistemi deposizionali che rispondono alla ciclicità eustatica (IV e V ordine), mentre i cicli sedimentari marini del Pliocene e del Pleistocene inferiore possono essere considerati delle sequenze deposizionali del III ordine.

## 1. – L'INTERVALLO PLIOCENE-PLEISTOCENE INFERIORE (1)

### 1.1 – INTRODUZIONE

Sono ascrivibili al Pliocene i termini più antichi affioranti all'interno della città di Roma. Questi sono attualmente osservabili in pochi punti lungo le pendici di Monte Mario, del Vaticano e del Gianicolo.

Poco al di fuori del Raccordo Anulare le argille plioceniche affiorano a nord di Settecamini, lungo le incisioni del Fosso di Marco Simone (che corre parallelamente alla Via Palombarese) e dei suoi affluenti, e a Guidonia. Altri affioramenti delle argille plioceniche sono localizzati in maniera discontinua lungo la costa tirrenica laziale, tra Civitavecchia e Anzio.

Fino a qualche anno fa questi sedimenti argillosi affioranti nell'area romana, noti in letteratura con il nome di «Formazione delle Marne Vaticane» (ma anche come «Marne turchine» o «Argille azzurre»), erano generalmente attribuiti al Pliocene inferiore.

La serie, all'interno della città di Roma, risulta regolarmente stratificata, e interessata da un'estesa serie di dislocazioni tettoniche: alcune faglie sono tuttora osservabili lungo i fianchi della dorsale Monte Mario-Gianicolo, ma la maggioranza delle informazioni sulle dislocazioni che interessano questi terreni ci vengono da studi effettuati tra la fine del secolo scorso e i primi decenni di quello attuale (PONZI, 1875; VERRI, 1915; DE ANGELIS-D'OSSAT, 1953).

Le sezioni ricostruite da questi Autori mettevano in evidenza, oltre al carattere distensivo della tettonica responsabile delle dislocazioni, il fatto che tale attività sembrava suturata dalla deposizione dei sedimenti successivi, e che la superficie della «Marne Vaticane» risultava livellata da una fase erosiva, verificatasi successivamente alla sua emersione.

Un esauriente e brillante *excursus* storico sull'evoluzione delle idee scientifiche riguardo la stratigrafia del Plio-pleistocene dell'area romana è contenuto in «Studi sul Pleistocene del Lazio V. La biostratigrafia di Monte Mario e la «Fauna Malacolo-

(1) Con il contributo di Maria Gabriella CARBONI (\*) e Letizia DI BELLA (\*\*) per la micropaleontologia e di Claudio FACCENNA (\*\*\*) per la geologia strutturale.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma «La Sapienza».

(\*\*) Dottorato di Ricerca in Paleontologia - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma «La Sapienza».

(\*\*\*) Dipartimento di Scienze Geologiche, III Università degli Studi di Roma.

gica Mariana» di Cerulli Irelli» (BONADONNA, 1968), cui si rimanda per un approfondimento di queste tematiche.

La «Formazione delle Marne Vaticane» fu distinta in due serie, attribuite al Miocene superiore e al Pliocene inferiore dal PONZI (1872). Egli, rispondendo alle critiche formali del MANZONI (1875), convenne in seguito di attribuirle al Piacenziano (PONZI, 1876), osservando che la questione aveva scarsa rilevanza scientifica poichè poco influiva sulla sostanza della ricostruzione stratigrafica da lui operata. Effettivamente la stratigrafia proposta dal Ponzi per l'area romana fu sostanzialmente accettata per molti decenni dagli Autori successivi, i quali si limitarono a dissentire o sui meccanismi di deposizione o sulle attribuzioni cronologiche. In quegli stessi anni il PONZI (1872-1875) attribuisce all'Astiano le sabbie di Monte Mario, trasgressive sulle sottostanti argille, e menziona per la prima volta l'esistenza di un livello di argille continentali che marca la trasgressione. Egli attribuisce infine al «vulcanesimo» il sollevamento «anticlinale», il basculamento e la fagliazione dei terreni di Monte Mario e del Monte Vaticano.

L'esistenza di una faglia verticale, coincidente con l'alveo del Tevere nel tratto urbano del fiume e responsabile del sollevamento relativo del settore in riva destra, fu ipotizzata da GIORDANO (1878).

TERRIGI (1876-1891) datò la «Formazione delle Marne Vaticane» in base alla presenza di «Faune a Rizopodi», attribuendole al Pliocene. Egli eseguì un'analisi della componente organica riconoscendo la presenza di moltissimi foraminiferi bentonici dei generi *Bulimina* (ad es. *B. marginata*), *Bolivina* (la più abbondante: *B. punctata*), la specie *Cassidulina laevigata*, ed alcuni foraminiferi planctonici tra cui la specie più abbondante era rappresentata da *Orbulina universa*.

Nel 1942 BLANC descrive l'esistenza di una discordanza angolare a Monte Mario «tra le sabbie calabriane e le marne plioceniche inferiori. Alle argille azzurre di mare profondo (Piacenziano) si sovrappongono le sabbie grigie fossilifere (Calabriano)».

Nel 1953 BLANC *et al.*, descrivono il Pliocene come un ciclo trasgressivo completo, basandosi sulla stratigrafia del sondaggio effettuato nel 1935 alla Mostra Autarchica del Minerale al Circo Massimo (descritta da SIGNORINI, 1939), e su altre osservazioni di campagna. La base di tale ciclo sarebbe stata caratterizzata da un conglomerato costituito da elementi calcarei della serie miocenica sottostante, corrispondente alla fase ingressiva (tale conglomerato secondo BLANC e SIGNORINI sarebbe stato cor-

relabile ad un analogo deposito affiorante a Mentana). Ad esso seguirebbero le argille grigio-azzurre di mare profondo («Marne Vaticane» *Auct.*), che nel sondaggio del Circo Massimo raggiungono uno spessore apparente di 873 metri, e, a chiusura del ciclo, le «sabbie calabriane», corrispondenti alla fase regressiva. Verso la fine di questo ciclo Monte Mario si sarebbe sollevato sotto forma di anticlinale, fino ad emergere e divenire luogo della deposizione di sabbie eoliche (le «sabbie rubefatte» *Auct.*).

Nel 1967 AMBROSETTI e BONADONNA ridescrivono la base del Pliocene come un «conglomerato cementato argilloso-sabbioso-arenaceo» analogo a quello affiorante a Poggio Mirteto e al km 35 della Via Aurelia.

Più recentemente Leonardo Lombardi (in FUNICIELLO & PAROTTO, 1978), sulla base dell'analisi personale delle stratigrafie di diverse perforazioni profonde eseguite nella Campagna Romana, ha attribuito il conglomerato descritto nel sondaggio del Circo Massimo all'unità alloctona flyschoid, ascrivibile al bacino neogenico sicilide.

Nel 1968 BONADONNA attribuisce le «Marne Vaticane» al Pliocene inferiore, rifiuta la suddivisione delle soprastanti sabbie in due complessi precedentemente attribuiti all'Astiano (la porzione inferiore), e al Calabriano (quella superiore), ma riferisce il complesso delle «sabbie grigie ad *Arctica islandica*» e delle «sabbie gialle marine con livelli di «panchina»» (anche note in letteratura come sabbie gialle dell'Acquatraversa) ad un un ciclo trasgressivo completo, attribuito al Calabriano *s.l.*. Essendo il passaggio alle soprastanti «sabbie grigie ad *A. islandica*» caratterizzato dalla presenza di una superficie di erosione ed avendo notato l'assenza a Monte Mario di sedimenti attribuibili al Pliocene medio-superiore, rappresentativi della chiusura del ciclo (che si ritrovano nell'Alta Sabina a quote molto elevate, maggiori di 200 m s.l.m.), conclude che deve esservi stata una forte erosione. Anche se attribuibile in parte alla tettonica, questa fase erosiva potrebbe coincidere col raffreddamento climatico e l'abbassamento del livello del mare («Fase erosiva dell'Acquatraversa», BLANC *et al.*, 1954; AMBROSETTI & BONADONNA, 1967). A questa fase erosiva viene riferito l'inizio del Quaternario, attorno a 2.5 Ma (AMBROSETTI *et al.*, 1972). Per quanto riguarda i depositi ghiaiosi presenti al tetto della serie marina calabriana, BONADONNA (1968) li attribuisce ad un ciclo ingressivo più recente, susseguente alla fase erosiva Cassio (BLANC *et al.*, 1955b), correlabile alla «Formazione di Ponte Galeria» (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967).

In un lavoro del 1975 CARBONI riporta la biostratigrafia di alcuni affioramenti laziali delle argille plioceniche. L'Autore attribuisce al Pliocene inferiore non basale le argille del Monte Vaticano, in base alla presenza di *Globorotalia puncticulata*.

Nel 1977 Ruggieri e Sprovieri propongono una nuova suddivisione del Pleistocene inferiore nella quale il Calabriano scompare. Viene infatti introdotto un superpiano, il Selinuntiano, successivamente corretto in piano (RUGGIERI *et al.*, 1984), suddiviso in tre parti: Santerniano ed Emiliano (comprensivi dell'ex Calabriano), e Siciliano.

Nel 1979, in COLALONGO & SARTONI, viene proposta la suddivisione informale del Pliocene in tre unità (tripartizione già proposta da RUGGIERI & SELLI nel 1949), i cui limiti coincidono con quelli di tre cenozone basate sui foraminiferi planctonici:

Pliocene inferiore: Zona a *Sphaerodinellopsis* + Zona a *Globorotalia margaritae* + Zona a *Globorotalia puncticulata*;

Pliocene medio: Zona a *Globorotalia* gr. *crasformis*;

Pliocene superiore: Zona a *Globorotalia inflata*.

Nel 1980 CONATO *et al.*, propongono il nome di «Formazione di Monte Mario» per i depositi associati alla ingressione post-pliocenica, suddividendoli in due serie distinte: la «Serie di Monte Mario tipica», attribuita al Santerniano, e la «Serie di Monte delle Piche», attribuita all'Emiliano in forza della presenza di *Hyalinea balthica* in questi sedimenti.

## 1.2 - L'UNITÀ DEL MONTE VATICANO (UMV)

### 1.2.1 - Caratteri sedimentari e microfaunistici

I terreni più antichi affioranti nell'area romana sono rappresentati dall'Unità del Monte Vaticano («Formazione delle Marne Vaticane» *Auct.*). Si tratta di una successione di livelli argillosi e sabbiosi, di spessore decimetrico, attribuiti in letteratura al Pliocene inferiore (BONADONNA, 1968), Zona a *Globorotalia puncticulata* (CARBONI, 1975).

Si deve notare che quando furono prodotti i lavori citati la ripartizione allora in uso comprendeva questa biozona nel Pliocene inferiore e pertanto è a questa età che sono generalmente attribuiti in letteratura i terreni in questione.

Studi recenti (CARBONI *et al.*, 1991; MARRA *et al.*, 1995a) hanno dimostrato la presenza di termini ascrivibili alla Zona a *Globorotalia inflata* e alla Zona a *Globorotalia aemiliana*, mentre la presenza della Zona a *Globorotalia puncticulata* nell'area romana è stata riconosciuta solo in modo dubitativo, come vedremo in seguito.

È stato adottato lo schema biostratigrafico proposto da IACCARINO (1985) per l'area mediterranea (tab. 1), nel quale è operata una bipartizione in Pliocene inferiore (piano Zancleano) e Pliocene superiore (piano Piacenziano). Ne risulta che tutti i terreni affioranti o comunque presenti alla superficie di tetto apparente dell'UMV nell'area romana siano attribuibili al Pliocene superiore.

Le analisi condotte su 113 campioni prelevati in affioramento e in sondaggio hanno fornito nuove informazioni, riassunte nella tab. 2.

TAB. 1 - Schema biostratigrafico del Pliocene (da IACCARINO, 1985).

AGE		ST.	ZONES - SUBZONES	DATUM MARKERS
PLEISTOC.	EARLY		<i>Globorotalia truncatulinoides excelsa</i>	F <i>Globorotalia truncatulinoides excelsa</i>
			<i>Globigerina cariaensis</i>	F <i>Globigerina cariaensis</i>
PLIOCENE	LATE	PIACENZAN	<i>Globorotalia inflata</i>	F <i>Globorotalia inflata</i>
			<i>Globorotalia aemiliana</i>	F <i>Globorotalia aemiliana</i>
			<i>Globigerina puncticulata</i>	L <i>Globorotalia margaritae</i>
	EARLY	ZANCLEAN	<i>Globorotalia puncticulata</i> - <i>Globorotalia margaritae</i>	F <i>Globorotalia puncticulata</i>
			<i>Globorotalia margaritae</i>	F <i>Globorotalia margaritae</i>
			<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> s. l.	

TAB. 2 - *Attribuzioni biostratigrafiche dei campioni prelevati in sondaggio ed in affioramento* (vedi tavola 8).  
(da MARRA *et al.*, 1995a).

PRELIEVI IN SONDAGGIO		
Sito	Quota in m s.l.m.	Biozona
1	13 ÷ 14 - 33 ÷ - 36	<i>G. inflata</i> <i>G. punctulata</i>
2	9.5 6.5; 1.5; - 3.5; - 13.5	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
3	6.5; - 3.5; - 8.5; - 18.5	<i>G. aemiliana</i>
5	- 22.5	<i>G. inflata</i>
6	3; - 8.6; - 16.8	<i>G. aemiliana</i>
7	- 15; - 18	<i>G. inflata</i>
11	2.5; - 1 - 6; - 11; - 15.6; - 21	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
13	12; 4	<i>G. aemiliana</i>
17	31.4	<i>G. aemiliana</i>
21	- 2.5	<i>G. inflata</i>
24	1	<i>G. aemiliana</i>
25	24; 7.5	<i>G. aemiliana</i>
27	- 0.9; - 6.7; - 10.3	<i>G. inflata</i>
28	51 46	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
29	52 48.5; 36	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
30	46.75; 43.75; 42.5	<i>G. aemiliana</i>
31	49.5; 45; 43; 40.5 49.5; 45; 43; 40.5; 38.5; 35.5; 32.5	<i>G. aemiliana</i>
32	51.5 45.5; 32.4; 25.5	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
33	51 41.1; 31.1	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
PRELIEVI IN AFFIORAMENTO		
4	~ 50	<i>G. inflata</i>
8	56; 55	<i>G. inflata</i>
9	55; 54	<i>G. inflata</i>
15	69; 66.5; 64; 61; 58; 55; 51.5; 50.5; 49; 46	<i>G. inflata</i>
16	~ 50	<i>G. inflata</i>
18	46; 45	<i>G. aemiliana</i>
19	~ 50	<i>G. inflata</i>
20	55; 43	<i>G. aemiliana</i>
22	54 ÷ 48	<i>G. aemiliana</i>
23	54 43; 37	<i>G. inflata</i> <i>G. aemiliana</i>
26	47	<i>G. punctulata?</i>

Il residuo inorganico del lavaggio è composto prevalentemente di granuli di quarzo e subordinatamente di calcite; sono presenti in percentuale variabile, a volte molto abbondanti, lamelle di mica (muscovite). Infine non rari sono gli ossidi di ferro, concentrati in sottili livelli.

Dal punto di vista geotecnico si tratta di argille limose con un elevatissimo grado di precompressione. A questo proposito è bene chiarire che il termine *marna*, utilizzato spesso in letteratura per definire questi sedimenti, è improprio: i livelli sabbiosi, per quanto fortemente addensati, non presentano praticamente alcun grado di cementazione, mentre la frattura concoide che caratterizza gli strati argillosi va attribuita alle proprietà meccaniche di questi terreni. L'effervescenza all'acido e l'elevato contenuto in CaCO<sub>3</sub> sono dovuti essenzialmente all'elevata percentuale del residuo organico, costituito in gran parte da gusci di microforaminiferi.

È infatti presente generalmente una ricca microfauna in ottimo stato di conservazione; il rapporto P/P+B risulta sempre a favore del plancton, con una media dei valori attorno al 60%. Sono state riconosciute tutte e tre le biozone in cui è suddiviso il piano Piacenziano, tuttavia la presenza di un diffuso rimaneggiamento dei *markers* stratigrafici, a fronte di uno stato di conservazione sempre molto buono, ha reso spesso problematica l'interpretazione dei dati.

I sedimenti attribuiti alla Zona a *Globorotalia punctulata* da CARBONI (1975), si riferiscono a due campioni prelevati alle pendici del Monte Vaticano relativi ad un livello argilloso e ad uno sabbioso. Nel primo è presente un'associazione con benthos subordinato al plancton. L'abbondanza della frazione planctonica e la prevalenza nel benthos delle specie di habitat profondo (*C. carinata*, *Bolivina sp.p.*, *U. peregrina*) indicano un ambiente di sedimentazione circalitorale con fondali fini. Nel livello sabbioso la microfauna è più scarsa a causa del minor numero di individui presenti per ogni specie.

Nelle nuove campionature (MARRA *et al.*, 1995a) sono stati attribuiti dubitativamente a questa biozona sedimenti contenenti associazioni faunistiche molto scarse. I prelievi, sia di superficie che in sondaggio, hanno infatti recuperato livelli prevalentemente sabbiosi e ricchi in materiale torboso. La composizione dell'associazione bentonica indica un ambiente marino infralitorale in transizione al circalitorale. Considerata la scarsità della fauna e non essendo i campioni esaminati prelevati in successione, ma provenienti da siti puntuali, non è da escludere che questi possano essere riferiti alla Zona

a Globorotalia aemiliana; infatti, livelli contenenti la sola *G. puncticulata*, anch'essi con fauna scarsa, si rinvennero talvolta intercalati ai sedimenti della Zona a Globorotalia aemiliana. Questi livelli dovrebbero rappresentare delle fasi di regressione cui corrisponde un habitat di acque estremamente basse, con apporti di faune planctoniche esclusivamente rimaneggiate.

Le associazioni rinvenute nella Zona a Globorotalia aemiliana sono particolarmente ricche e diversificate, con un alto numero di specie e di individui. I sedimenti sono prevalentemente argillosi, tuttavia sono frequenti dei livelli molto ricchi in materiale torboso. In affioramento inoltre sono stati osservati ripetutamente sottili livelli ossidati e, più raramente, degli *hard grounds*. Questi caratteri sembrano in contraddizione con le indicazioni sulla profondità dei bacini di sedimentazione provenienti dall'analisi delle associazioni faunistiche.

La spiegazione più plausibile sembra possa attribuirsi, come detto, al fatto che a partire da questa biozona, la successione è interessata da un intenso rimaneggiamento dei termini inferiori, causa la loro erosione in aree limitrofe. L'ottimo stato di conservazione degli organismi ha reso difficile quantizzare l'entità del rimaneggiamento per le forme ad ampio range stratigrafico. Il rapporto P/P+B mostra i valori più alti (media dei valori attorno al 70%) ed è stato calcolato escludendo le specie sicuramente rimaneggiate. Il *marker* zonale è sempre presente e si riscontrano anche numerosi individui rimaneggiati di *G. puncticulata*. È inoltre da segnalare che, nella quasi totalità dei campioni analizzati, sono stati rinvenuti individui con caratteri morfologici di passaggio tra *G. bononiensis* e *G. inflata*. Il significato stratigrafico e la classificazione di queste forme è ancora oggetto di studio, tuttavia i dati finora conosciuti indicherebbero una distribuzione nell'ambito della Zona a Globorotalia aemiliana (ARIAS *et al.*, 1990; CARBONI *et al.*, 1993).

L'ambiente deposizionale è riferibile al circalitorale esterno, soprattutto per l'abbondanza di *U. peregrina* e *U. pygmaea*, specie tipiche dei piani circalitorale e batiale (BLANC-VERNET, 1969; BORSETTI *et al.*, 1986), fermo restando la presenza probabile di intervalli riferibili a fasi di forte regressione.

La Zona a Globorotalia inflata p.p. è caratterizzata da associazioni che si mantengono sempre ricche e ben diversificate. La media dei valori del rapporto P/P+B è del 60%. Il *marker* zonale si presenta spesso con individui di piccole dimensioni, mentre talvolta è assente.

L'ambiente di sedimentazione apparentemente è analogo a quello indicato per la Biozona a Globorotalia aemiliana. L'analisi delle faune si è rivelata particolarmente difficoltosa sia per la scarsità del *marker* zonale, sia per la consistenza numerica degli individui rimaneggiati (*G. puncticulata*, *G. aemiliana*, *G. crassaformis*, forme appartenenti al trend *G. bononiensis*-*G. inflata*). In alcuni campioni sono stati rinvenuti inoltre rari individui di *Globigerina calabra*. Questa specie, istituita da COLALONGO & SARTONI (1977) nella sezione di Vrica, è collocata nei pressi del limite Neogene/Quaternario (N/Q); AGUIRRE & PASINI (1985), sempre nella sezione di Vrica, la collocano invece immediatamente dopo il suddetto limite. La presenza di *G. calabra*, in assenza di *markers* pleistocenici, potrebbe indicare quindi il passaggio Plio-Pleistocene, precedentemente alla trasgressione osservabile in affioramento, in alcuni settori dell'area romana.

#### 1.2.2 - Evoluzione dei bacini sedimentari pliocenici nell'area romana

L'ingressione pliocenica lungo la costa laziale sembra procedere da SW verso NE (fig. 14 a-b), ed arriva ad interessare l'area romana nel Pliocene superiore, con la deposizione della Zona a Globorotalia puncticulata. Lungo una fascia a direzione appenninica che va dall'area sabatina fino a quella albana, infatti, l'analisi delle perforazioni profonde (BUONASORTE *et al.*, 1991) e quella degli *ejecta* dei centri idromagmatici albanici (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978) non ha mai rivelato la presenza di termini pliocenici più antichi.

Questi ultimi, corrispondenti alla Biozona a Globorotalia margaritae e a quella a *G. margaritae* e *G. puncticulata*, sono invece ampiamente diffusi lungo la fascia costiera che va da Cerveteri a Pomezia (CONFORTO, 1962; DRAGONE *et al.*, 1963; DE RITA *et al.*, 1994). In questa stessa area, ad esclusione del tratto a S del Tevere, non sembrano ritrovarsi i termini della Zona a Globorotalia aemiliana, i quali invece sono ampiamente diffusi in tutto il settore a NE sino ai piedi dell'alto strutturale Monte Soratte-Monti Cornicolani (fig. 14c). In particolare nell'area di Valle Ricca i termini della Zona a Globorotalia aemiliana raggiungono spessori superiori ai 300 metri (ARIAS *et al.*, 1990). I caratteri di facies con cui si presenta questa biozona nell'area romana (presenza di ripetuti *hard grounds*, intercalazioni di livelli torbosi e il notevole rimaneggiamento), nonché gli spessori presumibilmente più modesti, lasciano pensare che quest'area costituisse una piatta-

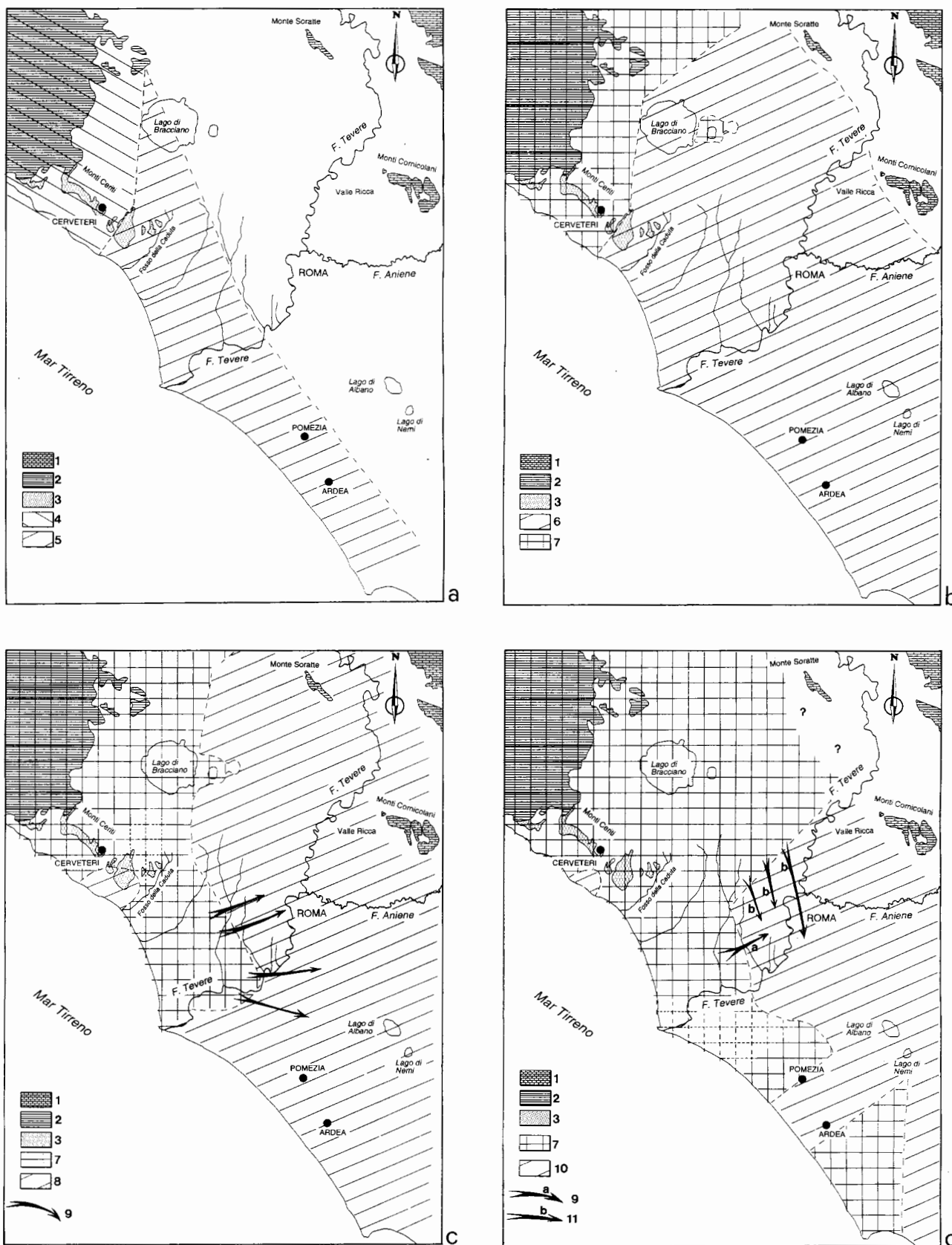


Fig. 14. a-b-c-d – Evoluzione paleogeografica dei bacini pliocenici. Legenda: 1) Principali affioramenti del basamento carbonatico mesocenoico; 2) Principali affioramenti di flysch; 3) Principali affioramenti del Pliocene inferiore (piano Zancleano); 4) Bacini della Zona a *Globorotalia margaritae*; 5) Bacini della Zona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia punctulata*; 6) Bacini della Zona a *Globorotalia punctulata*; 7) Aree emerse; 8) Bacini della Zona a *Globorotalia aemiliana*; 9) Apporti di *G. punctulata* rimaneggiata; 10) Bacini della Zona a *Globorotalia inflata*; 11) Apporti di *G. crassaformis* rimaneggiata (da MARRA *et al.*, 1995a).

forma di raccordo tra una soglia emersa a SW soggetta ad erosione, ed un bacino profondo a NE. L'area tra Cerveteri e la Valle del Tevere sembra in effetti l'unica dalla quale potesse provenire *G. punctulata* rimaneggiata, che si ritrova abbondantemente nei bacini romani già durante la deposizione della Zona a Globorotalia aemiliana (fig. 14c).

La sedimentazione nell'area romana prosegue durante la deposizione della Zona a Globorotalia inflata, mentre il settore sabatino è soggetto ad un sollevamento che determina una lacuna stratigrafica in corrispondenza di questa biozona (BUONASORTE *et al.*, 1991). L'apporto di faune tipiche della Zona a Globorotalia aemiliana che si rinvenivano associate alla *G. punctulata* nell'area romana all'interno dei sedimenti della Zona a Globorotalia inflata, è probabile pertanto che provenga da questo settore (fig. 14d). Nei settori a NE dell'area romana (Valle Ricca), infatti, la sedimentazione sembra continua fino al Pleistocene inferiore (CARBONI *et al.*, 1993), mentre lungo l'attuale fascia costiera la Biozona a *G. aemiliana* non sembra essersi mai deposta, almeno fino ad Ardea dove i terreni corrispondenti a questo intervallo biostratigrafico tornano ad affiorare (FACCENNA *et al.*, 1994a).

L'area romana assume quindi i caratteri di un bacino chiuso a SW dall'«alto» costiero allungato tra Cerveteri ed il Tevere, a NW dall'area sabatina e a NE dall'alto strutturale corrispondente all'allineamento M. Soratte-Monti Cornicolani (Dorsale Tiberina *Auct.*). Questo bacino si apriva a SE verso Ardea, dove, a partire dalla deposizione della Zona a Globorotalia margaritae, si struttura un *half-graben* a direzione antiappenninica che si evolve sino all'Emiliano (fig. 2; FACCENNA *et al.*, 1994a).

Le linee strutturali che controllano la subsidenza nell'area romana hanno andamenti appenninici ed antiappenninici, e determinano il frazionamento dell'area in una serie di bacini svincolati tra loro.

In particolare, i dati stratigrafici raccolti sembrano indicare che il settore in riva sinistra del Tevere si sia ribassato durante la deposizione della Zona a Globorotalia inflata; le poche giaciture note da dati di letteratura (MAXIA, 1950; CLERICI, 1893, vedi tab. 3) indicano inoltre un basculamento del substrato pliocenico verso NE. Nel settore in riva destra le giaciture invece immergono costantemente verso NW e, subordinatamente, verso SW, indicando l'esistenza di uno svincolo strutturale coincidente verosimilmente con l'attuale valle del Tevere.

La sedimentazione nell'area romana prosegue per tutto l'intervallo corrispondente alla Zona a Globorotalia inflata e sconfinava probabilmente nel

Pleistocene inferiore. Il passaggio biostratigrafico Plio-Pleistocene sembra infatti possa avvenire già all'interno della porzione superiore della successione sedimentaria dell'UMV, come testimonierebbe l'affinità faunistica rilevata (con presenza di *G. calabra*) e il carattere avanzato con cui si presenta il successivo ciclo ingressivo, con *B. etnea* alla base dei terreni dell'Unità di Monte Mario.

### 1.2.3 - *Assetto strutturale del substrato pliocenico*

In fig. 15 è rappresentato l'andamento della superficie apparente di tetto dell'UMV. La superficie ricostruita mostra caratteri morfologici differenti tra il settore in riva destra e in riva sinistra del Tevere.

Il settore in riva sinistra del Tevere presenta una struttura depressa larga circa 4 km, con andamento NNW-SSE, in cui il substrato pliocenico è bruscamente ribassato (più di 80 m sotto il livello del mare). Il bordo occidentale di questa depressione delimita un'area a morfologia regolare, con bassi gradienti topografici e con culminazioni ed incisioni ad andamento appenninico. Il bordo orientale si

TAB. 3 - *Dati di giacitura dei terreni pliocenici* (vedi tavola 8). (da MARRA *et al.*, 1995a).

DATI RILEVATI		
Sito	Giacitura	Note
8	a) D: N40°E; I: 9°NW b) D: N10°W; I: 16°W	Vedi testo
9	D: N5°W; I: 16°W	
12	D: N40°E; I: 21°NW	
14	D: N40°W; I: 6°SW	
15	D: N45°E; I: 9°NW	
16	D: N530°W; I: 8°SW	
18	D: N50°E; I: 4°NW	
19	D: N40°W; I: 7°SW	
20	suborizzontale	
22	D: N25°E; I: 25°NW	
23	suborizzontale	
26	D: N40°E; I: 14°NW	
DATI BIBLIOGRAFICI		
34	I: N10°NW	BONADONNA, 1968
35	I: N20°NE	MAXIA, 1956
36	I: ?°NE	VERRI, 1915
37	D: N74°W; I: 5°NE	CLERICI, 1893
38	D: N26°E; I: 6°NW	DE ANGELIS D'OSSAT, 1893



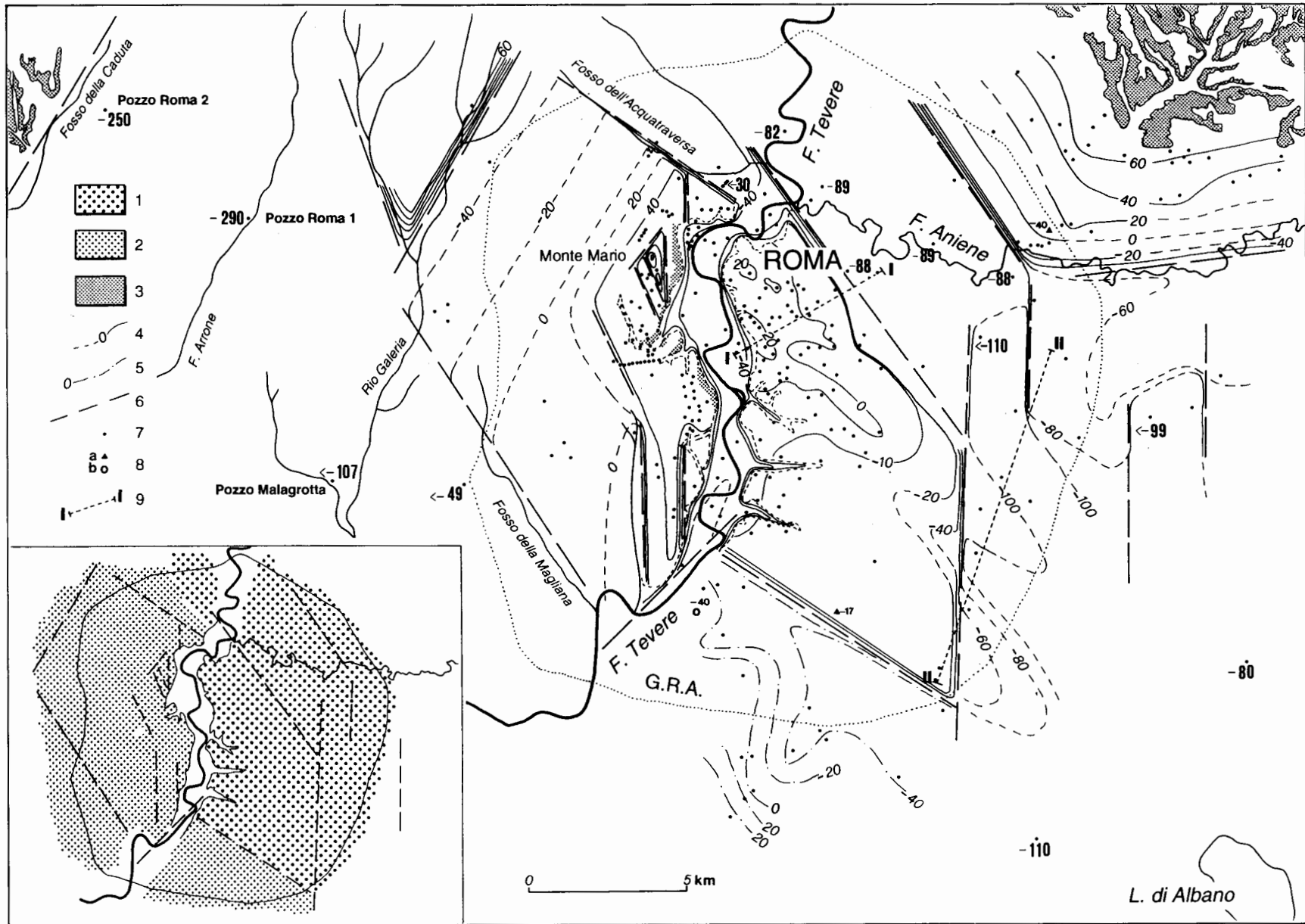


Fig. 15. — Carta della superficie apparente di tetto dell'Unità del Monte Vaticano (UMV). Nel riquadro in basso a sinistra sono indicate le unità sedimentarie presenti direttamente a contatto con il substrato pliocenico. Legenda: 1) Unità del Paleotevere 2; 2) Unità di Monte Mario (UMM); 3) affioramenti dell'Unità del Monte Vaticano; 4) isobate in metri s.l.m. della superficie di tetto dell'UMV; 5) isobate relative alla superficie di tetto dell'UMM; 6) faglie presunte; 7) sondaggi utilizzati per lo studio stratigrafico-strutturale; 8) campioni analizzati e relative quote di prelievo (in sondaggio): a - UMV (Zona a Globorotalia inflata), b - UMM; 9) traccia delle sezioni (vedi figg. 16 e 17) (da MARRA *et al.*, 1995a).

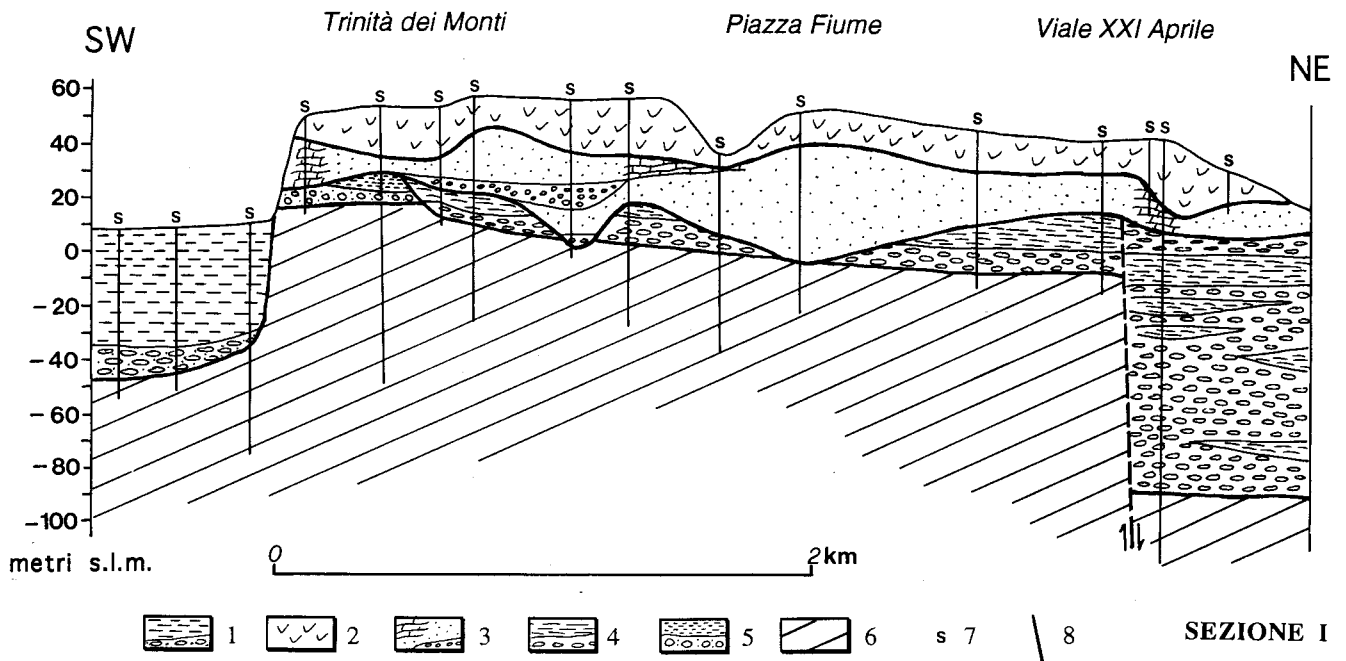


Fig. 16. - Sezione I: profilo geologico nell'area urbana di Roma. L'ubicazione del profilo è riportata in fig. 15. Legenda: 1) alluvioni recenti; 2) unità piroclastiche; 3) Unità *b* del Paleotevere 2; 4) Unità *a* del Paleotevere 2; 5) Unità di Ponte Galeria (PGa); 6) Unità del Monte Vaticano; 7) sondaggi; 8) faglie (da MARRA *et al.*, 1995b).

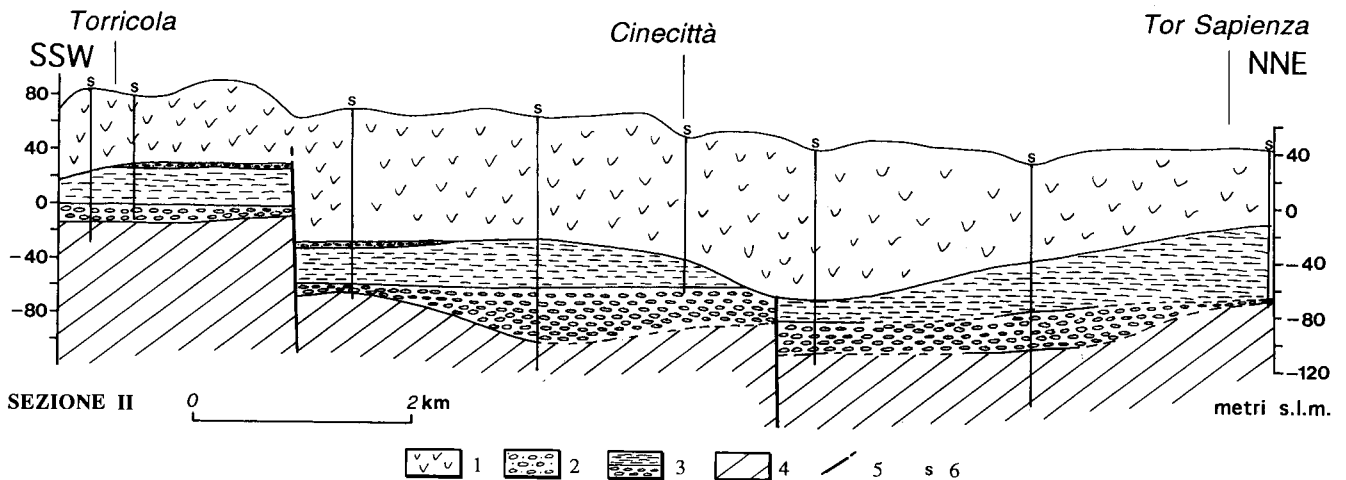


Fig. 17. - Sezione II: profilo geologico nell'area tra Roma e i Colli Albani. L'ubicazione del profilo è riportata in fig. 15. Legenda: 1) unità piroclastiche; 2) orizzonte conglomeratico pre-vulcanico; 3) Unità *a* del Paleotevere 2; 4) Unità del Monte Vaticano; 5) faglie; 6) sondaggi (da MARRA *et al.*, 1995a).

ricollega alla zona di alto strutturale dei Monti Cornicolani, in prossimità del quale i terreni pliocenici affiorano a quote superiori ai 100 m s.l.m. La depressione è colmata da ingenti spessori di alternanze argilloso-ghiaiose che costituiscono i depositi fluvio-lacustri del Paleotevere (FEROCI *et al.*, 1990). Questi stessi depositi sono presenti, con spessori più modesti, lungo i margini della struttura, in corrispondenza del centro della città di Roma (Unità *a* e *b* del Paleotevere 2, MARRA *et al.*, 1995b).

La depressione citata si ricollega verso SE con un ampio settore ribassato (fino ad oltre -110 m s.l.m.), caratterizzato dalla presenza di alcuni lineamenti N-S in corrispondenza dei quali, a differenza dei precedenti, si verifica una dislocazione anche del letto delle unità vulcaniche (figg. 16 e 17).

I caratteri stratigrafici dei depositi continentali, unitamente alle brusche variazioni di gradiente della superficie del substrato pliocenico, sembrano indicare un controllo strutturale sull'impostazione del

reticolo idrografico del Paleotevere e sulla deposizione di oltre 100 m di sedimenti, in un regime probabilmente subsidente.

Nell'area meridionale, in corrispondenza di una depressione ad andamento appenninico del substrato plio-pleistocenico, è stata riconosciuta una discontinuità che ribassa verso SW di alcune decine di metri il tetto dell'UMV. A N del lineamento descritto, in tutto il settore in riva sinistra del Tevere, è presente una lacuna stratigrafica che determina l'elisione di tutti i terreni deposti nel Pleistocene inferiore e all'inizio del Pleistocene medio; la superficie ricostruita in fig. 15 rappresenta pertanto il risultato combinato della fase erosiva immediatamente precedente la deposizione dell'Unità a del Paleotevere 2 (circa 0.7 Ma) e delle eventuali successive dislocazioni tettoniche.

Nell'area centrale della città di Roma, la mancanza di *markers* lito-stratigrafici e di caratteri morfo-strutturali, obliterati dalle fasi erosive, non permette la definizione degli elementi tettonici. Al contrario, in riva destra del Tevere, al tetto dell'UMV, è definibile in maniera pressoché continua la superficie di base del successivo ciclo ingressivo.

La disponibilità di affioramenti e la differente condizione morfo-tettonica ha permesso, dunque, uno studio dettagliato: il settore in riva destra è caratterizzato da un insieme di blocchi dislocati tra loro da sistemi di lineamenti ad andamento NNW-SSE, NE-SW e N-S. I principali elementi tettonici sono raffigurati nella tavola 8, e le loro caratteristiche principali sono riassunte nella tab. 4.

La struttura complessiva, in sintesi, si articola in una serie di blocchi svincolati tra loro dai tre sistemi di discontinuità descritti: all'interno di questi settori le giaciture degli strati sono omogenee e le paleosuperfici stratigrafiche (trasgressione plio-pleistocenica) sono tabulari. Le giaciture degli strati nel loro insieme presentano due direzioni preferenziali

di immersione: la prima, a NW, presenta delle inclinazioni variabili tra un minimo di 4° ed un massimo di 21°; mentre la seconda direzione di immersione è SW, con pendenze variabili tra 4° e 8°, ed è sostanzialmente limitata al settore compreso tra gli elementi 1 e 2 (si veda la tavola 8 e la tab. 3).

I tre sistemi di fagliazione circoscrivono un settore di estensione di circa 1,5 km<sup>2</sup> e forma grosso-modo triangolare, a sua volta suddiviso in due blocchi lungo una discontinuità ad andamento N25°W. Entrambi questi blocchi sono caratterizzati da una superficie di trasgressione plio-pleistocenica culminante rispettivamente attorno a 120 e 70 m s.l.m., e si elevano al di sopra di un *plateau* in cui la stessa superficie è a quote omogenee attorno ai 50 m s.l.m. Questa continuità viene interrotta nell'area di Tor di Quinto dove la stessa superficie si trova circa 40 m più in basso (tavola 8 e figg. 18 e 19).

Questo assetto strutturale sembra indicare che il movimento relativo è avvenuto per sollevamento del settore di Monte Mario, piuttosto che per ribassamento della zona circostante. Il tasso minimo di sollevamento è di circa 0.07 mm/a, per un ammontare di 75 m in un intervallo di tempo compreso tra la deposizione dell'Unità di Monte Mario (circa 1.8 Ma) e della Unità a del Paleotevere 2 (circa 0.7 Ma).

Il sollevamento delle unità neogeniche nell'area laziale avviene prevalentemente in prossimità di domi lavici (Monti Ceriti-Manziana-Monti della Tolfa; Monti Cimini) (BALDI *et al.*, 1974) o di corpi magmatici intrusivi (Larderello) (BARBERI *et al.*, 1994). Sollevamenti rapidi possono inoltre svilupparsi al letto di faglie normali contemporaneamente alla formazione di bacini estensionali, come osservato nell'area di Anzio (FACCENNA *et al.*, 1994a) (fig. 3).

Al contrario, nell'area romana, non sussistono queste particolari condizioni geologiche. La culminazione del substrato pliocenico (Monte Mario)

TAB. 4 – *Caratteristiche dei lineamenti tettonici presenti nel settore in riva destra del Tevere* (da MARRA *et al.*, 1995a).

Elementi (1)	Direzione	Lunghezza	Rigetto stratigrafico	Età del movimento	Riferimenti bibliografici
1	N25° ÷ 30°W	> 2 km	20 metri	Post UMM/pre UMC	VERRI, 1915
2	N35° ÷ 40°W	> 1,5 km	> 60 metri	Pre UMM	
3	N25° ÷ 30°W	1,8 km	> 50 metri	Post UMM	
4	N40° ÷ 70°W	> 1 km	> 80 metri	Post UMM	
5	N40°	700 metri	> 60 metri	Pre UMM	VERRI, 1911
6	N-S	> 1,5 km	40 metri	Post UMM-pre PT1	VERRI, 1915
7	N-S	> 2,5 km	> 70 metri	Post UMM	MAXIA, 1956

(1) Si veda la tavola 8.

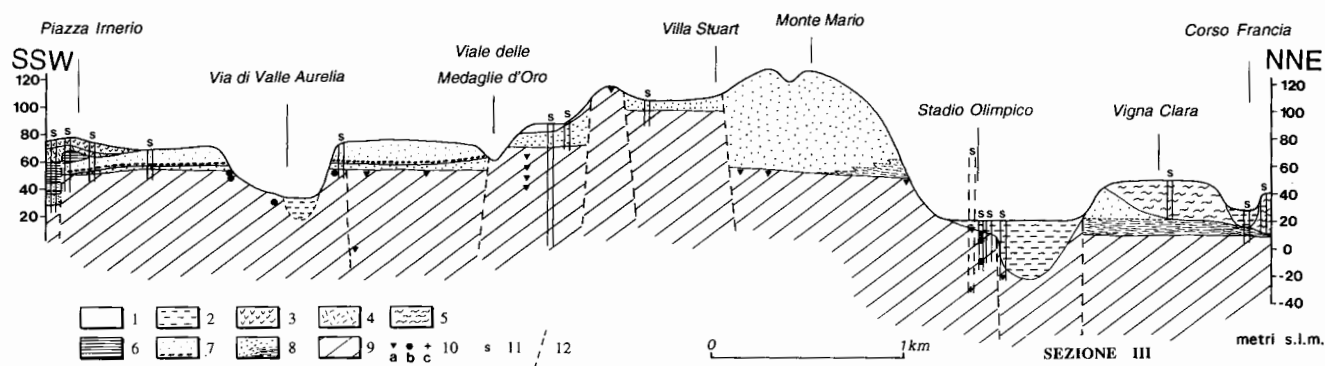


Fig. 18. - Sezione III: profilo geologico mostrante l'assetto strutturale delle unità plio-pleistoceniche nel settore in riva destra del Tevere. L'ubicazione della sezione è riportata in tavola f.t. 8. Legenda: 1) riporti antropici; 2) alluvioni recenti; 3) piroclastiti; 4) Unità di Ponte Galeria; 5) Unità del Paleotevere 2; 6) Unità di Monte delle Piche; 7) Unità di Monte Ciocci; 8) Unità di Monte Mario; 9) Unità del Monte Vaticano; 10) ubicazione dei campioni analizzati: *a* - Zona a *Globorotalia inflata*, *b* - Zona a *Globorotalia aemiliana*, *c* - Zona a *Globorotalia punctulata*; 11) sondaggi; 12) faglie (da MARRA *et al.*, 1995a).

coincide, inoltre, con un'area di minimo gravimetrico mentre l'area maggiormente ribassata (Tor di Quinto) con un massimo gravimetrico (fig. 7).

Il sollevamento dell'area di Monte Mario è controllato da tre direttrici tettoniche differenti. A scala regionale queste tre direttrici tettoniche sono ampiamente diffuse (fig. 1): il sistema NNW-SSE coincide con la direzione dei bacini subsidenti plio-quaternari (FUNICIELLO *et al.*, 1976; Toro, 1976, 1978) svincolati da linee NE-SW, riconosciute come zone di «trasferimento» sia in Toscana (LIOTTA, 1991) che nel Lazio (FACCENNA, 1993). La contemporanea attività a scala regionale di questi due sistemi di faglie sembra confermata localmente dalle giaciture

osservate nel substrato pliocenico nell'area romana. Durante il Pliocene superiore (Zona a *G. inflata*), a fronte di un basculamento generale verso NW, legato all'attività di una faglia principale a direzione NE-SW, sono presenti settori subsidenti controllati da direttrici ad andamento appenninico (fig. 15).

L'attività principale dei sistemi di faglie appenniniche e antiappenniniche è suturata dalla deposizione dei terreni dell'Unità di Monte Mario (UMM, Pleistocene inferiore), come evidenzia la loro giacitura sub-orizzontale, e solo in alcuni casi questi lineamenti vengono riattivati.

Il sistema a direzione meridiana, al contrario, sembra essersi attivato successivamente alla deposi-

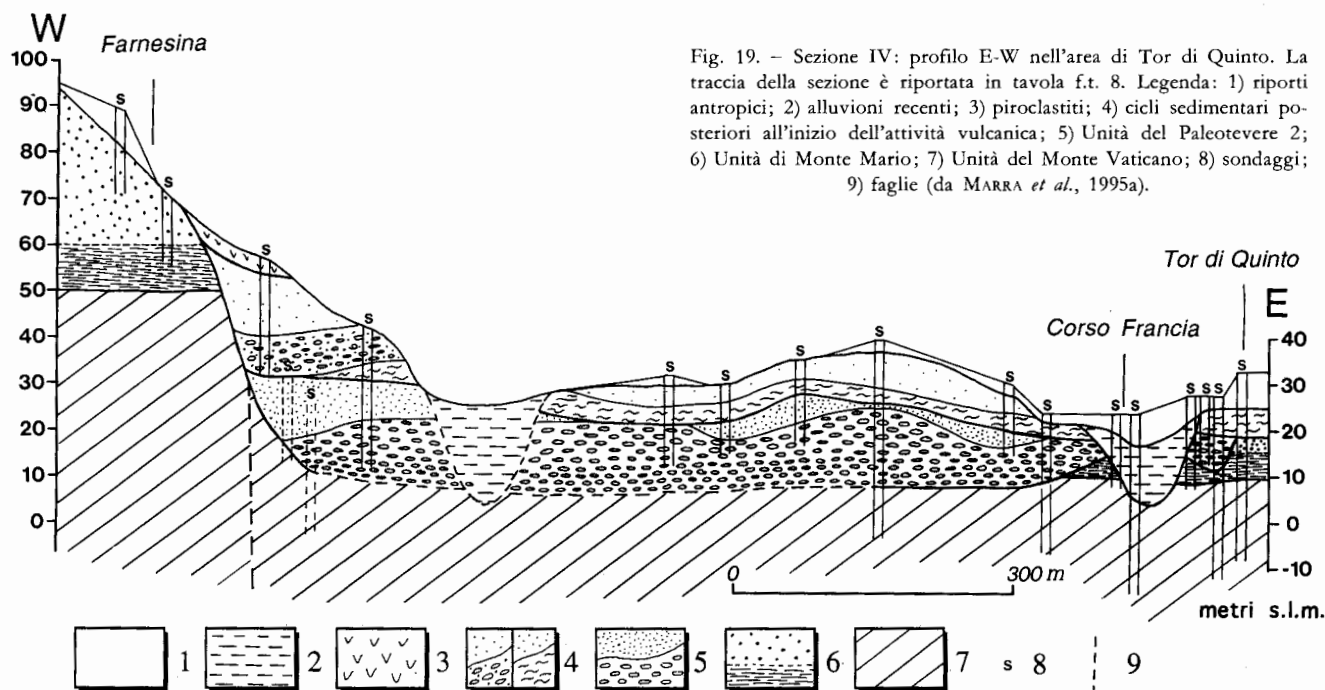


Fig. 19. - Sezione IV: profilo E-W nell'area di Tor di Quinto. La traccia della sezione è riportata in tavola f.t. 8. Legenda: 1) riporti antropici; 2) alluvioni recenti; 3) piroclastiti; 4) cicli sedimentari posteriori all'inizio dell'attività vulcanica; 5) Unità del Paleotevere 2; 6) Unità di Monte Mario; 7) Unità del Monte Vaticano; 8) sondaggi; 9) faglie (da MARRA *et al.*, 1995a).

zione dell'UMM. Poco a N del G.R.A. di Roma (Castelnuovo di Porto), infatti, sistemi di faglie a direzione N-S e movimento trascorrente/transtensivo destro interessano anche i depositi vulcanici del Distretto sabatino. Questi segmenti N-S, riconosciuti lungo tutta la Bassa Valle del Tevere, si dispongono con geometrie tipo *en échelon* lungo zone di faglia trascorrenti che provocano la formazione di bacini subsidenti medio-tardo pleistocenici (FACCENNA & FUNICIELLO, 1993).

Nel settore in riva sinistra del Tevere la ricostruzione degli andamenti del tetto dell'UMV e le sezioni stratigrafiche ricostruite (figg. 16 e 17) mettono in evidenza la presenza di lineamenti NW-SE e N-S (fig. 15). Per i primi è possibile ipotizzare un'attività contemporanea alla deposizione dell'Unità a del Paleotevere 2, mentre per i secondi l'attività appare più recente. Essi infatti dislocano sia l'orizzonte basale delle ghiaie del Paleotevere che la superficie di base delle vulcaniti (databile attorno a 0.6 Ma, BARBERI *et al.*, 1994). Essi sembrano dunque potersi ricollegare al sistema di elementi trascorrenti destri sopracitato.

D'altra parte è doveroso tenere conto del fatto che gli studi di anisotropia della suscettività magnetica in campo debole effettuati nell'area di Monte Mario escluderebbero la presenza di una lineazione magnetica di origine tettonica (SAGNOTTI *et al.*, 1994a). La mancata acquisizione di un *fabric* magnetico di origine tettonica accrediterebbe l'ipotesi di una origine puramente isostatica del sollevamento, ma non fornisce ulteriori indicazioni sulle cause di questo processo, né rende ragione della evidenza dei lineamenti tettonici descritti.

### 1.3 - L'UNITÀ DI MONTE MARIO (UMM)

#### 1.3.1 - Caratteri sedimentari e faunistici

Ai terreni pliocenici segue in discordanza il ciclo trasgressivo dell'Unità di Monte Mario (UMM), attribuito al Pleistocene inferiore, intervallo Santerniano-Emiliano, per la presenza negli strati più alti (Pozzo Malagrotta) di *Hyalinea balthica* e di *Bulimina etnea* nei termini inferiori della successione (MARRA, 1993).

Si tratta di una serie marina che presenta caratteri litobiostratigrafici diversi in funzione dell'evoluzione paleogeografica delle aree in cui vengono ad impostarsi i nuovi bacini sedimentari.

Questo ciclo è caratterizzato da un'unità basale prevalentemente limoso-argillosa, affiorante in località Farneto (sul versante nord-orientale di Monte Mario). Qui sono stati campionati (MARRA *et al.*, 1995a) dei limi caratterizzati da faune quaternarie con *Bulimina etnea*. Questo orizzonte, già noto in letteratura, è trasgressivo sul Pliocene (BONADONNA, 1968) e passa in continuità verso l'alto a sabbie grigie («Sabbie ad *Arctica islandica* della Farnesina») e sabbie gialle marine, con frequenti livelli di «panchina»; la serie, che presenta una potenza complessiva di oltre 60 metri, si chiude con un deposito lagunare («argille verdi ad *Cerastoderma lamarckii*», BONADONNA, 1968).

I limi affioranti a Farneto rappresentano i primi sedimenti marini che si depongono sul substrato pliocenico durante il procedere da SW verso NE dell'ingressione santerniana. Essi sono correlabili (MARRA, 1993) a quelli rinvenuti in sondaggio nei pozzi Roma 1 e Roma 2 (CONFORTO, 1962). Questi sondaggi, ubicati rispettivamente 15 e 20 km più a W (figg. 20 e 21), hanno incontrato una potente

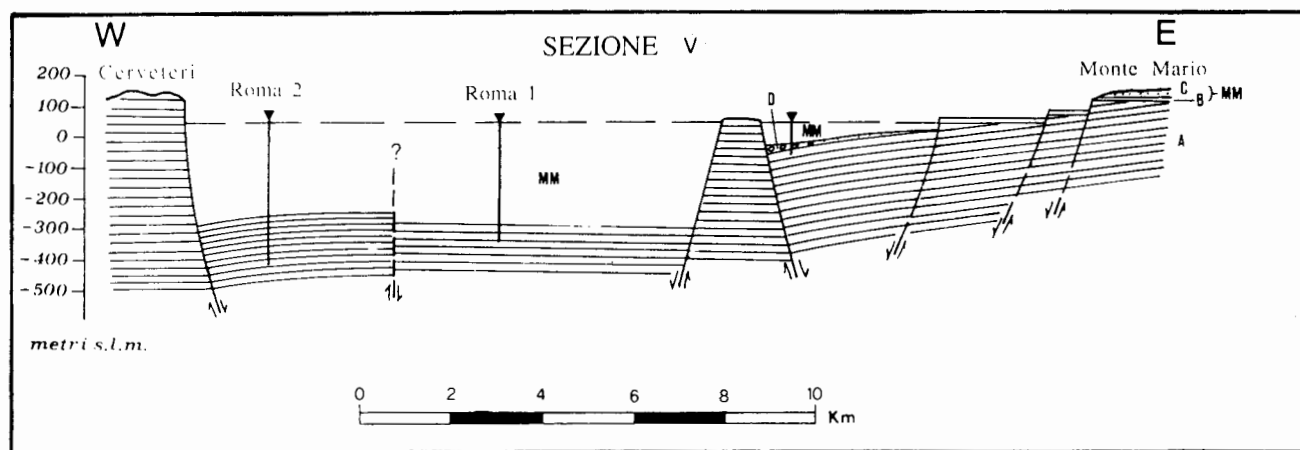


Fig. 20. - Sezione V: ricostruzione dell'assetto strutturale dei bacini pleistocenici lungo una sezione tra Cerveteri e Monte Mario. La traccia della sezione inferiore, intervallo Santersezione è riportata in fig. 21. Legenda: A) Argille plioceniche; B) Limi di Farneto; C) Sabbie Grigie ad *Arctica islandica*; MM) Unità di Monte Mario; D) Ghiaie della trasgressione plio-pleistocenica (da MARRA, 1993).

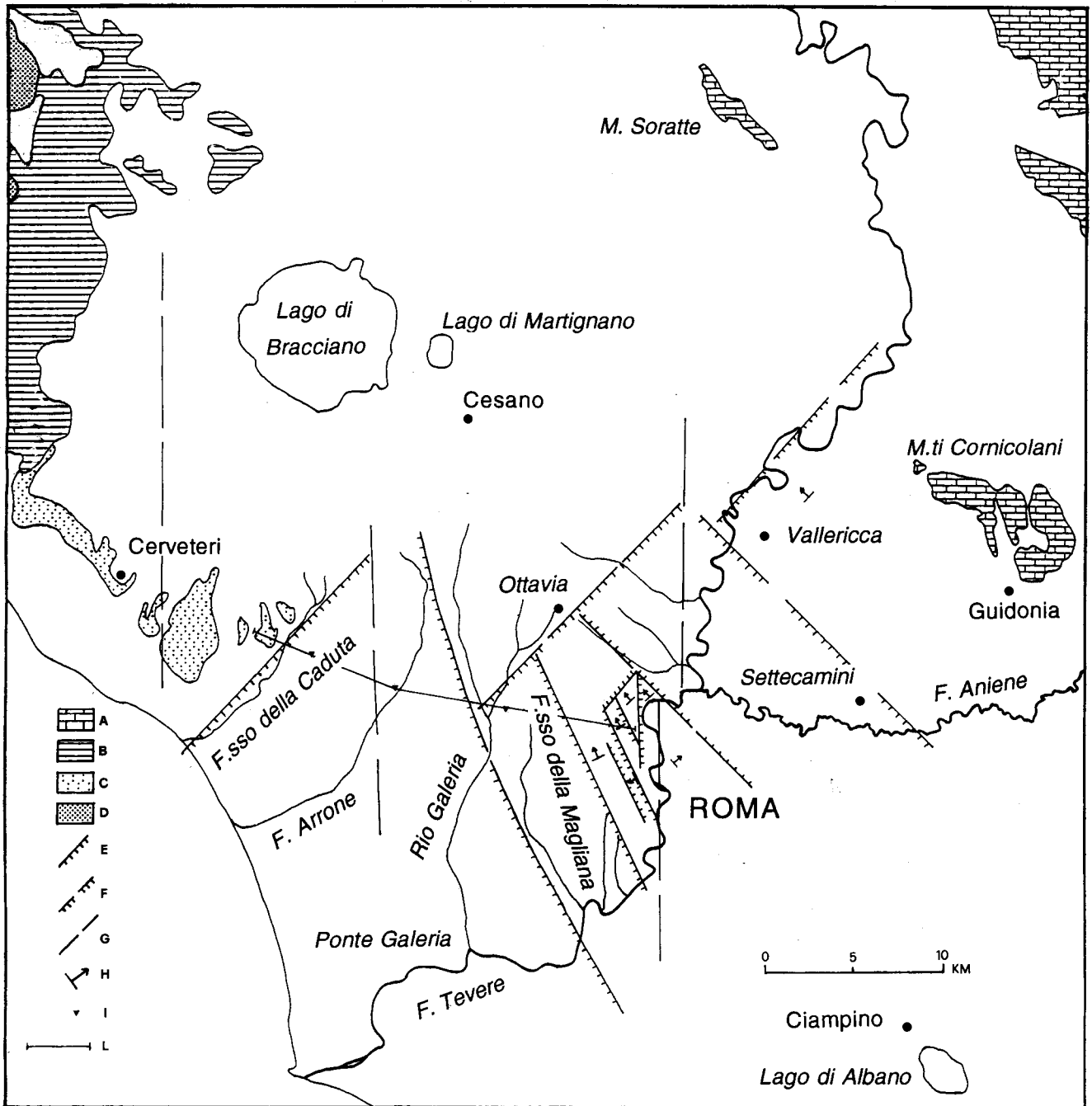


Fig. 21. - Schema strutturale dell'area tra Monte Mario e Cerveteri. Legenda: A) Principali affioramenti delle unità carbonatiche mesozoiche; B) Principali affioramenti delle unità flyschiodi tolfetane; C) Principali affioramenti del Pliocene inferiore (piano Zancleano); D) «Macco» Auct.; E) Faglie ipotizzate in base ed elementi stratigrafici e morfologici; F) Faglie ipotizzate in base ad elementi stratigrafici e strutturali; G) Discontinuità a probabile componente trascorrente; H) Giaciture rilevate nelle unità plioceniche; I) Ubicazione dei pozzi utilizzati per la sezione V di fig. 20 e del Pozzo Malagrotta; L) Traccia della sezione V (da MARRA, 1993).

serie di argille (290 e 250 metri), trasgressive sulle argille plioceniche della Zona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia punctulata*, con abbondanti faune ad Ostracodi, *Rotalia beccarii*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina laevigata carinata*, *Elphidium Crispum* e prive di *Hyalinea balthica*, attribuite al Quaternario.

L'orizzonte affiorante a Farneto è costituito da alternanze di limi da azzurri a grigio-verdastri e sabbie quarzose gialle. Lo studio dei sondaggi ha messo in evidenza come esso passi per eteropia laterale a sabbie gialle verso SE.

La potenza di questo orizzonte limoso-sabbioso passante verso l'alto alle «Sabbie grigie» cresce gra-

dualmente da E verso W (come messo in evidenza dalla fig. 20), fino a raggiungere i grandi spessori incontrati nei pozzi Roma 1 e Roma 2, dove mancano le facies sabbiose sommitali.

Alcuni sondaggi eseguiti circa un chilometro a SW di Farneto hanno incontrato questo orizzonte per uno spessore di oltre 20 metri. Sono stati prelevati alcuni campioni che hanno rivelato una scarsa fauna di ambiente marino costiero, con *Ammonia beccarii*, *Criboelphidium decipiens*, *Elphidium crispum* ed Ostracodi, del tutto analoga a quella rinvenuta nei pozzi Roma 1 e Roma 2.

Alcuni sondaggi in prossimità della valle del Rio Galeria, una decina di chilometri a SW di Farneto (fig. 20), hanno interamente attraversato una serie argillosa correlabile all'unità descritta. Essa ha mostrato uno spessore di una sessantina di metri; al suo letto, a quote attorno a - 30 metri s.l.m., è stato incontrato un livello di ghiaie della potenza di circa 8 metri che la separa a sua volta da un'altra serie argillosa di spessore complessivo non noto, attraversata per 33 metri, e senz'altro correlabile con il Pliocene.

A questo proposito si fa notare come nel pozzo Roma 2 la trasgressione plio-pleistocenica, a quota - 248,5 metri s.l.m., sia marcata da un livello argilloso-sabbioso di 5 metri, caratterizzato dalla presenza di frammenti di arenarie glauconitifere e microfauna pliocenica rimaneggiata (CONFORTO, 1962).

A Farneto infine, attorno ai 60 metri s.l.m., la trasgressione descritta da BONADONNA (1968) - oggi non più affiorante - è caratterizzata dall'appoggio diretto, in discordanza, dei limi a *B. etnea* sulle argille plioceniche. È tuttavia presente un livello discontinuo, della potenza di alcuni decimetri, di argille marroni con resti di foglie, a testimoniare l'avvenuta emersione dell'area (PONZI, 1875).

Nella zona dell'Acquatrasversa il Pleistocene inferiore è stato rinvenuto in sondaggio e sono stati analizzati i campioni relativi ad alcune decine di metri della successione. Si tratta di sedimenti sabbiosi o argille sabbiose, con numerose intercalazioni torbose. Le associazioni sono piuttosto povere e caratterizzate da specie di ambiente marino infralitorale. Il plancton è assente o rimaneggiato con rari individui di *G. puncticulata* e *G. decoraperta*.

Nel settore meridionale della città di Roma, sedimenti in facies argilloso-sabbiosa con *A. beccarii*, *E. crispum* e fauna ad Ostracodi sono stati campionati in sondaggio all'E.U.R., in prossimità dell'ex Velodromo (si veda la fig. 15).

### 1.3.2 - *Assetto strutturale ed evoluzione paleogeografica dei primi bacini pleistocenici*

I diversi caratteri della trasgressione plio-pleistocenica cui si è accennato nel paragrafo precedente, sembrano confermare la distinzione precoce dell'area di Monte Mario come alto strutturale: in corrispondenza della dorsale allungata in riva destra del Tevere da Monte Mario fino alle pendici meridionali di Monteverde, è presente quella che si potrebbe definire una serie «condensata», caratterizzata da un livello basale limoso-sabbioso, con faune di ambiente circalitorale, che passa rapidamente verso l'alto a facies sabbiose di acque basse, che presentano spessori considerevoli (oltre 60 metri) e si chiudono con depositi lagunari. I settori settentrionale (area dell'Acquatrasversa), occidentale (tra Monte Mario e Cerveteri), e sud-occidentale (dalla Pisana all'E.U.R. e alla Cecchignola), presentano invece caratteri subsidenti e vi si rinvergono spessori anche ingenti (fino a diverse centinaia di metri) di limi e limi sabbiosi con faune di fondali bassi.

In un'area di raccordo tra i bacini costieri e l'entroterra, alcuni sondaggi hanno rinvenuto un livello di ghiaia di circa 10 metri che marca la supposta trasgressione plio-pleistocenica (fig. 20). È lecito ipotizzare che durante la regressione al passaggio Plio-Pleistocene qui fosse impostato un paleocorso fluviale, drenante i retrostanti rilievi appenninici verso l'antistante bacino, la cui profondità si era notevolmente ridotta.

Nel settore in riva sinistra del Tevere in corrispondenza della città di Roma, i sedimenti del Pleistocene inferiore sono assenti e i depositi continentali del Pleistocene medio poggiano direttamente sul substrato pliocenico eroso. Le quote relativamente alte della superficie di tetto dell'Unità del Monte Vaticano indicano che anche quest'area costituiva, già dal Pleistocene inferiore, un alto strutturale.

L'alto di Monte Mario si sarebbe così ricollegato in origine all'alto strutturale di Ciampino (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978), con un assetto analogo a quello dei rilievi che si trovano alle pendici dei Monti Cornicolani, tra Settecamini e Guidonia, dove affiorano le argille plioceniche. Durante l'ingressione pleistocenica si sarebbe inoltre impostato un *graben* a direzione appenninica che avrebbe separato le aree di Monte Mario e Guidonia. In questa fase avrebbero cominciato a delinarsi gli andamenti appenninici attualmente riconoscibili nelle superfici strutturali sepolte plio-pleistoceniche (FEROCI *et al.*, 1990; FUNICIELLO *et al.*, 1994).

Questa situazione paleogeografica sembrerebbe confermata dall'assetto del substrato pliocenico, illustrato in precedenza, con un basculamento prevalente verso NW. I terreni pleistocenici mostrano invece una giacitura suborizzontale e suturano la fase tettonica responsabile del basculamento del substrato pliocenico.

Un'ulteriore conferma a questa ipotesi è fornita dal passaggio eteropico dell'orizzonte che marca la base dell'ingressione pleistocenica, con passaggio da limi a sabbie verso SE, cioè verso l'area da cui dovevano provenire gli apporti terrigeni.

Sul substrato così disarticolato si sarebbe verificata l'ingressione a partire dal settore sud-occidentale, fino a sommergere nuovamente l'area di Monte Mario. L'ingressione si sarebbe verificata inizialmente lungo dei bacini allungati da SW verso NE, corrispondenti a degli *half-graben* individuati da due faglie normali principali, a direzione antiappenninica. L'attività di queste faglie avrebbe provocato il ribassamento del settore ad E dei rilievi pliocenici di Cerveteri e di quello ad E dell'area di Ottavia (figg. 20 e 21) ed il loro basculamento verso NW. L'approfondimento dei bacini sedimentari pleistocenici appare controllato inoltre dall'attività sin-sedimentaria di una serie di faglie normali a direzione NNW-SSE, come evidenziato anche dall'analisi delle sezioni stratigrafiche (MARRA, 1993).

Il rinvenimento nei pozzi Roma 1 e Roma 2 oltre 250 metri sotto il livello del mare delle argille della Zona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia punctulata*, affioranti fino ad oltre 100 metri s.l.m. immediatamente più ad W (area di Cerveteri), sembrerebbe infatti indicare per esse una dislocazione tettonica. Questa tettonica avrebbe determinato durante il Pleistocene inferiore il collasso di un'area che era stata precedentemente soggetta ad un *uplift* in coincidenza con l'intervallo biostratigrafico corrispondente alla Zona a *Globorotalia aemiliana*. Queste «inversioni» dei movimenti verticali sembrano caratterizzare l'evoluzione plio-pleistocenica di tutto il margine tirrenico centrale. La loro collocazione nell'ambito di un modello geodinamico globale costituisce un problema tuttora aperto.

#### 1.4 - L'UNITÀ DI MONTE CIOCCI (UMC)

##### 1.4.1 - Caratteri sedimentari e faunistici

L'Unità di Monte Mario è separata dalla successiva sequenza marina pleistocenica inferiore (U-

nità di Monte delle Piche, UMP) da un ciclo trasgressivo che costituisce l'Unità di Monte Ciocci (UMC; MARRA, 1993). I depositi ghiaiosi alla base di questa unità erano generalmente attribuiti in letteratura alla «Formazione di Ponte Galeria» (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; CONATO *et al.*, 1980). La forte differenza di quota che caratterizza la base di questi depositi tra l'area di Ponte Galeria e quella romana era attribuita ad una loro successiva dislocazione tettonica. Lo studio dei dati relativi alle stratigrafie di sondaggio ha permesso di evidenziare la non correlabilità tra questi depositi e di attribuire ad un evento deposizionale più antico l'Unità di Monte Ciocci.

Nell'area occidentale della Città di Roma, circa un chilometro ad W della Basilica di San Pietro, i tagli operati dai cantieri per l'allestimento dell'anello ferroviario urbano hanno esposto per tratti molto estesi questa serie clastica che segue in inconformità le sabbie dell'Unità di Monte Mario, a loro volta discordanti sulle argille marine plioceniche (figg. 22 e 23). Essa è caratterizzata da un orizzonte basale di sabbie quarzose fini a laminazioni incrociate, con livelli di ghiaie molto evolute, eterometriche (con diametro dei ciottoli fino a 5-6 cm) ed eterogenee (con clasti sia calcarei che silicei, che indicano una provenienza dal settore Umbro-Marchigiano-Sabino della catena appenninica). Queste ghiaie si concentrano in un livello basale con spessore variabile da uno a quattro metri. All'analisi micropaleontologica le sabbie di questo orizzonte sono risultate sterili.

Nella porzione più alta dell'orizzonte descritto si osservano frequenti strutture sedimentarie del tipo *flute cast*, allineate secondo una direzione media N25°E.

Al tetto di questo orizzonte, a quote attorno ai 65 metri s.l.m., è stato osservato un livello di alcuni decimetri di limi sabbiosi biancastri, a cementazione carbonatica, in cui sono stati rinvenuti gusci di ostracodi e molluschi dulcicoli.

L'Unità di Monte Ciocci termina con un potente livello (fino a 7 metri) di sabbie quarzose ossidate, con livelli a matrice argillosa di alterazione, risultate sterili; queste rappresentano probabilmente una facies di retrospiaggia che chiude il ciclo trasgressivo.

Una situazione analoga a quella affiorante a Monte Ciocci si ritrova in sondaggio tra il Gianicolo e Monteverde, circa tre chilometri più a SE. In quest'area l'orizzonte ghiaioso-sabbioso raggiunge uno spessore di oltre 10 metri e si presenta sterile. Questo livello presenta caratteri granulometrici più grossolani rispetto a quello affiorante





Fig. 22. – Monte Ciocci come appariva prima dei lavori per la nuova galleria ferroviaria della linea San Pietro-Maccarese. In primo piano la Fornace Veschi, nella Valle dell'Inferno. E' ben visibile il contatto tra le argille plioceniche e le soprastanti sabbie dell'Unità di Monte Mario (Pleistocene inferiore).

a Monte Ciocci (con ciottoli calcarei e silicei aventi diametro fino a 10 cm) e frazione ghiaiosa nettamente prevalente su quella sabbiosa. Quest'ultima aumenta verso l'alto, dove le ghiaie si rinvencono solo in sottili livelli, a volte cementati. Al tetto è presente un orizzonte sabbioso a concrezioni carbonatiche, simile a quello osservato in affioramento a Monte Ciocci, che verso l'alto passa a limi sabbiosi gialli. Questi mostrano uno spessore di oltre 20 metri e raggiungono una quota superiore agli 80 metri s.l.m. È probabile tuttavia che almeno la porzione più alta di questi limi sia attribuibile ad un ciclo più recente.

#### 1.4.2 – Caratteri strutturali e paleogeografici della trasgressione emiliana

I caratteri descritti della successione sedimentaria permettono di identificare un deposito di costa che evolve da termini fluvio-deltizi ad un deposito continentale di retrospiaggia, identificando un ciclo trasgressivo che è stato indicativamente associato ad una oscillazione eustatica che cade attorno a 1.2 Ma nella scala degli *stages* isotopici (SHACKLETON & HALL, 1984; SHACKLETON *et al.*, 1990).

In fig. 24 è mostrato l'andamento della base dell'Unità di Monte Ciocci, coincidente con il tetto eroso del substrato marino plio-pleistocenico (UMV e UMM). È ben evidente l'esistenza di un ampio terrazzo a quote attorno ai 55 metri s.l.m.,

allungato da NNW a SSE, lungo le pendici sud-occidentali dell'alto strutturale costituente la dorsale plio-pleistocenica di Monte Mario.

Questo alto si protende verso Cesano (figg. 6 e 21; FUNICIELLO & PAROTTO, 1978; FUNICIELLO *et al.*, 1994) e rappresenta una culminazione allungata parallelamente alle strutture carbonatiche profonde, rivelate dagli andamenti dei massimi gravimetrici (TORO, 1976, 1978).

Al margine sud-occidentale di questa struttura, in corrispondenza di due ipotetiche linee di discontinuità tettonica cui corrisponde una dislocazione del substrato pliocenico (si veda la fig. 24), e che avrebbero ribassato il settore tirrenico, si sarebbe imposta una linea di costa pleistocenica.

I depositi affioranti a Monte Ciocci e riconosciuti in sondaggio a Monte Verde, rappresenterebbero i sedimenti associati ad un sistema deltaico impostatosi in corrispondenza di questa linea di costa, alla foce di un paleocorso fluviale che potrebbe essere identificato con un antico «Paleotevere» (BLANC *et al.*, 1953; ALVAREZ, 1972, 1973; FEROCI *et al.*, 1990; FUNICIELLO *et al.*, 1994).

### 1.5 L'UNITÀ DI MONTE DELLE PICHE (UMP)

#### 1.5.1 Caratteri sedimentari e faunistici

L'Unità di Monte delle Piche («Serie di Monte delle Piche» p.p., CONATO *et al.*, 1980) è costituita, nella porzione basale, da una successione argillosa



Fig. 23. – Particolare della successione sedimentaria di Monte Ciocci: sono visibili (dal basso verso l'alto) le argille grigie plioceniche (Unità del Monte Vaticano), le sabbie gialle marine dell'Unità di Monte Mario, le ghiaie e le sabbie a laminazioni incrociate dell'Unità di Monte Ciocci.

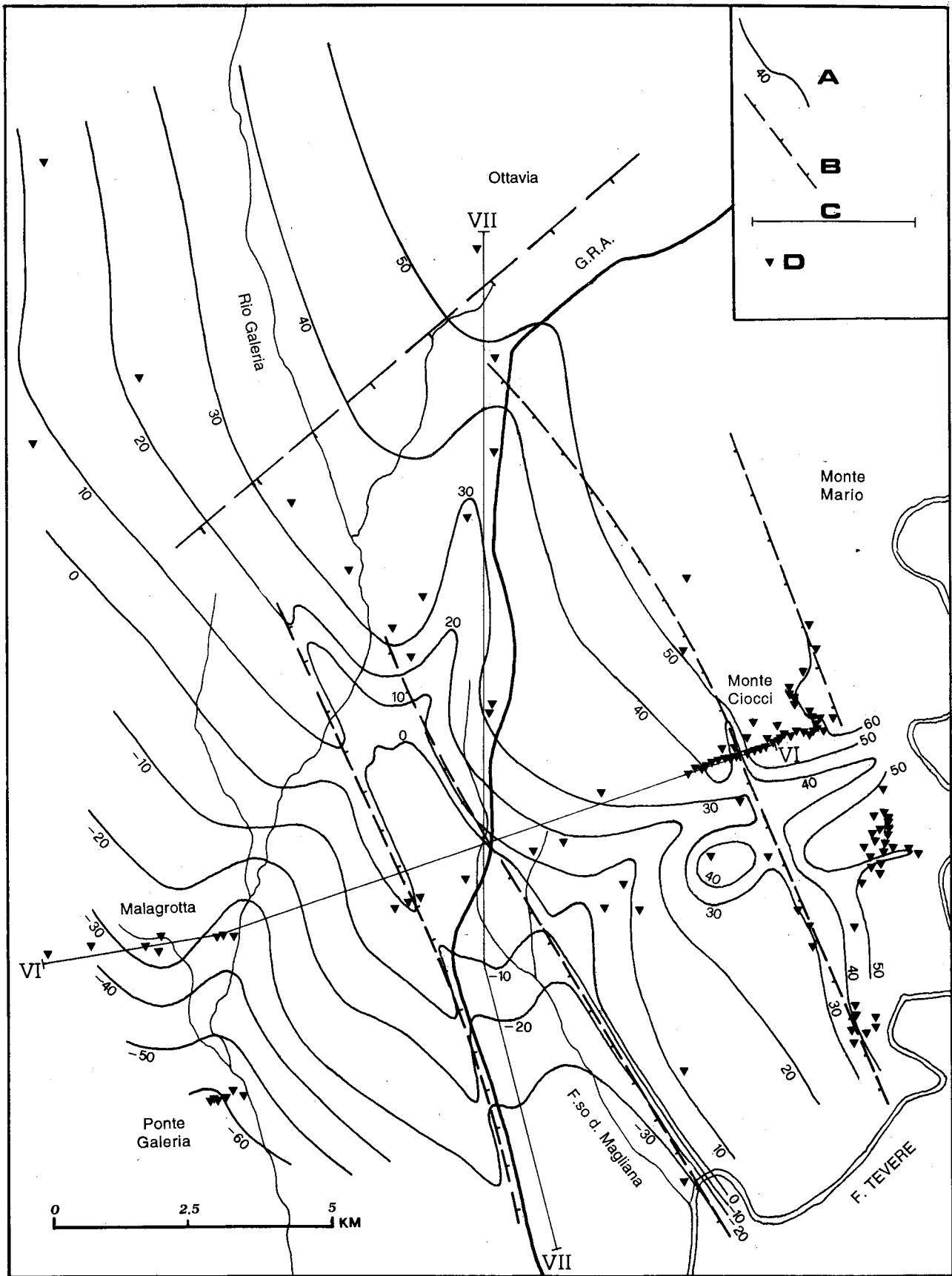


Fig. 24. - Andamento in isobate relative al livello del mare della superficie di letto dell'Unità di Monte Ciocchi. Legenda: A) isobate sul livello del mare (equidistanza 10 metri); B) discontinuità tettoniche riconosciute in base alle ricostruzioni stratigrafiche; C) tracce delle sezioni di fig. 28 (sezione VI) e 29 (sezione VII); D) ubicazione dei sondaggi utilizzati per la ricostruzione della superficie presentata (da MARRA, 1993, modificato).

di ambiente infra-circalitorale in cui si rinviene *H. balthica* (CARBONI, 1980). Verso l'alto si chiude con argille sabbiose contenenti una scarsa fauna di ambiente oligoalino, che testimoniano le fasi di chiusura dell'ingressione di età emiliana (MARRA, 1993).

Le argille emiliane sono state osservate in affioramento e campionate sulla Via Portuense all'incrocio con Via Affogalasino (tra quota 30 e quota 40 metri s.l.m.; fig. 25), in uno scavo per fondazioni in Via G. Valli presso il Forte Portuense (a quota 40 metri s.l.m.), e in località Casale Selce, lungo la valle del Rio Galeria (ancora a quote attorno ai 40 metri s.l.m.; fig. 26); questi campioni sono stati confrontati con altri prelevati in affioramento nella valle del Rio Galeria a Malagrotta (quota 20 metri s.l.m.). I siti di campionamento sono riportati in fig. 27.

Da un punto di vista litologico questi terreni presentano caratteri omogenei: si tratta di argille grigio-verdastre e grigio-azzurre a fiamme gialle, poco consistenti, plastiche, fittamente stratificate con ripetuti livelletti sabbiosi e siltosi gialli, mostrandoci giacitura suborizzontale.

Dal punto di vista micropaleontologico, il campione prelevato a quota 20 metri s.l.m. a Malagrotta



Fig. 25. – Le argille dell'Unità di Monte delle Piche affioranti lungo un muro di contenimento in Via Portuense, all'incrocio con Via Affogalasino. La quota del p.c. è di circa 33 m s.l.m.

ha rivelato la presenza di una fauna di ambiente infralitorale con, tra le altre specie, *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum* e rari esemplari di *H. balthica*. Il campione prelevato a Via G. Valli ha mostrato una fauna analoga, ma non vi è stata rinvenuta *H. balthica*. I campioni prelevati a Via Portuense e a Casale Selce, infine, hanno invece rivelato una fauna

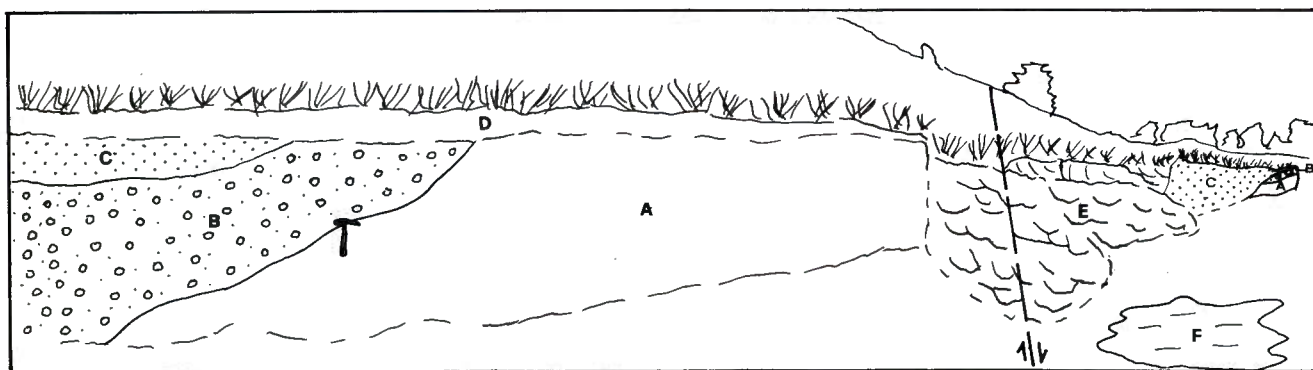


Fig. 26. – Località Casale Selce: quota 41 m s.l.m. Nella porzione meridionale dell'affioramento sono visibili le argille dell'Unità di Monte delle Piche (A), su cui poggiano in *onlap* i termini ghiaioso-sabbiosi della seconda sequenza deposizionale (PGb) dell'Unità di Ponte Galeria (B). Ad esso seguono le «Sabbie salmonate» (C). L'esistenza di una faglia, in corrispondenza di una nicchia di frana (E), che ribassa il settore settentrionale, è evidenziata dalla ripetizione della successione dei terreni più a nord e dal trabocco della falda freatica lungo il suo prolungamento sul terreno (F).  
D) Suolo attuale (da MARRA, 1993).

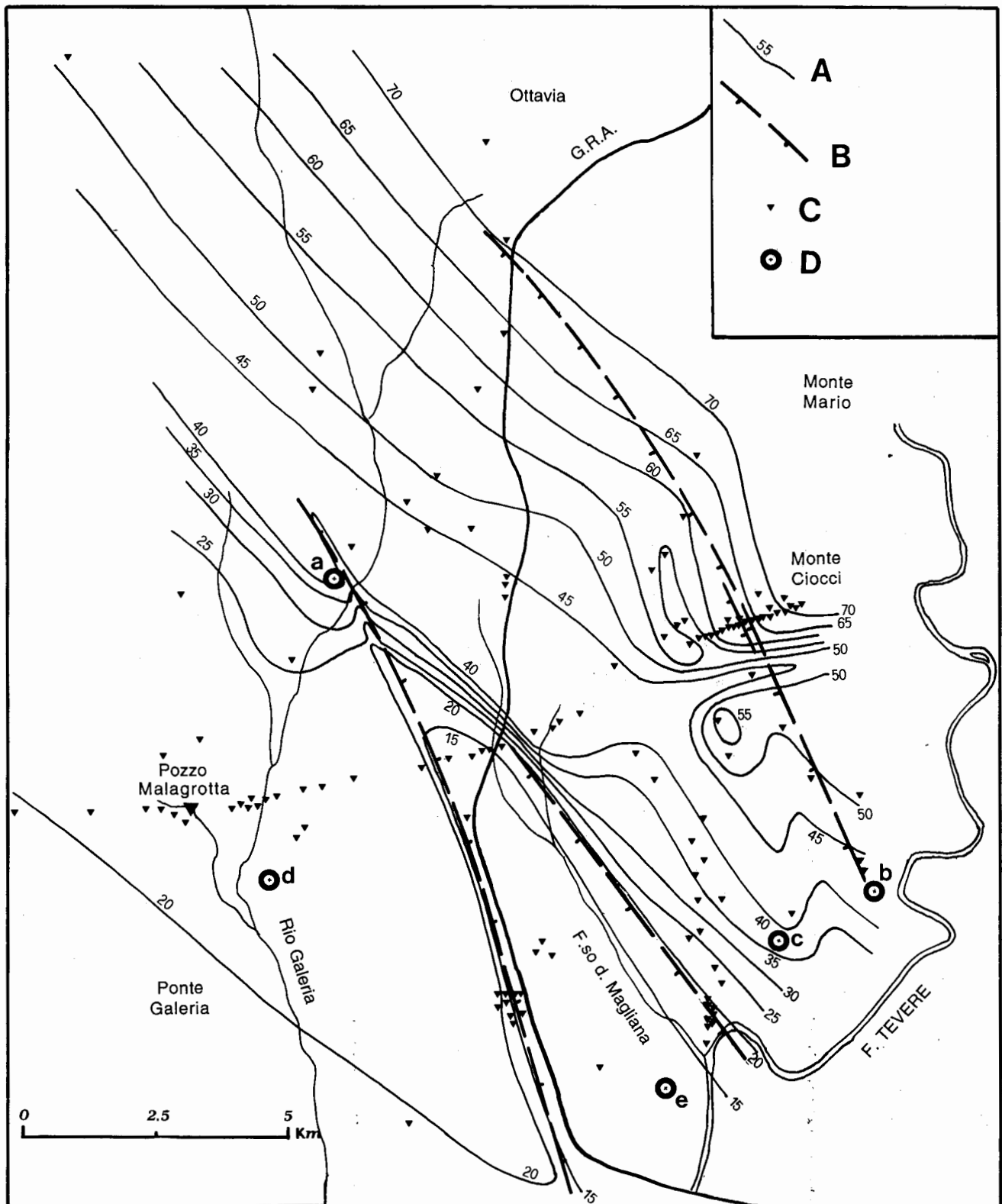


Fig. 27. - Andamento in isobate relative al livello del mare della superficie apparente di tetto dell'Unità di Monte delle Picche. Legenda: A) isobate sul livello del mare (equidistanza 5 metri); B) Discontinuità tettoniche riconosciute in base allo studio stratigrafico; C) Ubicazioni dei sondaggi utilizzati per la ricostruzione della superficie presentata; D) Ubicazione dei siti menzionati nel testo: a) Casale Selce; b) Via G. Valli; c) incrocio Via Portuense-Via Affogalasio; d) Malagrotta; e) Casale dell'Infernaccio (da MARRA, 1993, modificato).

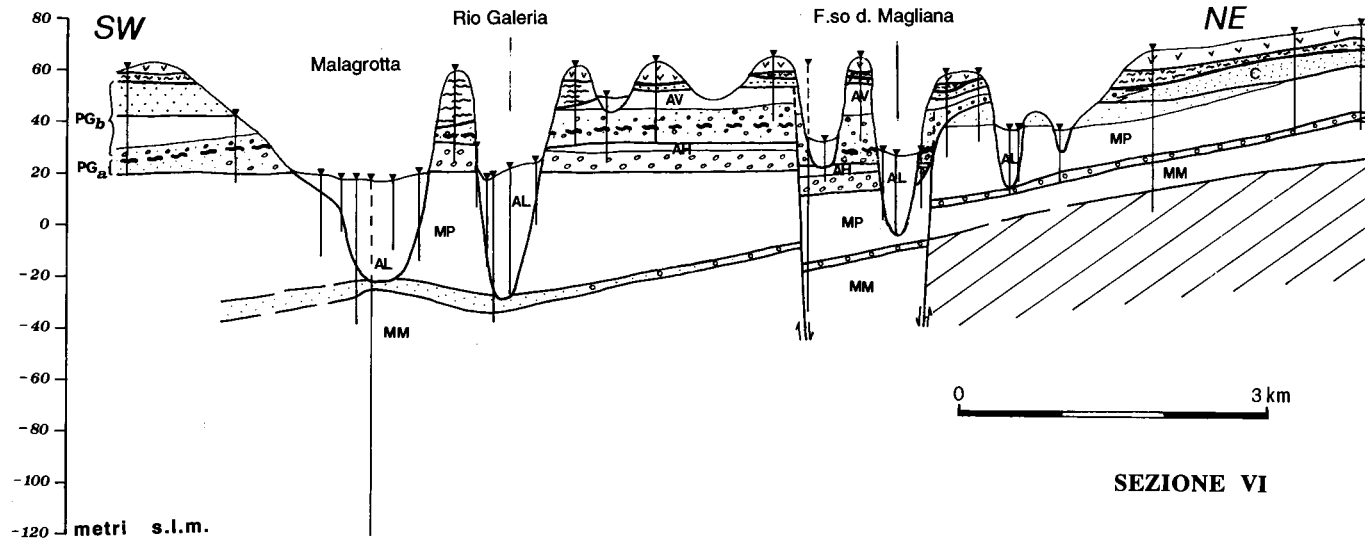


Fig. 28. - Sezione VI: profilo SW-NE dell'area tra Malagrotta e l'area urbana occidentale di Roma (per le unità litostratigrafiche si rimanda alla fig. 30). La traccia della sezione è riportata in fig. 24.

I triangolini indicano la posizione dei sondaggi utilizzati (da MARRA 1993, modificato).

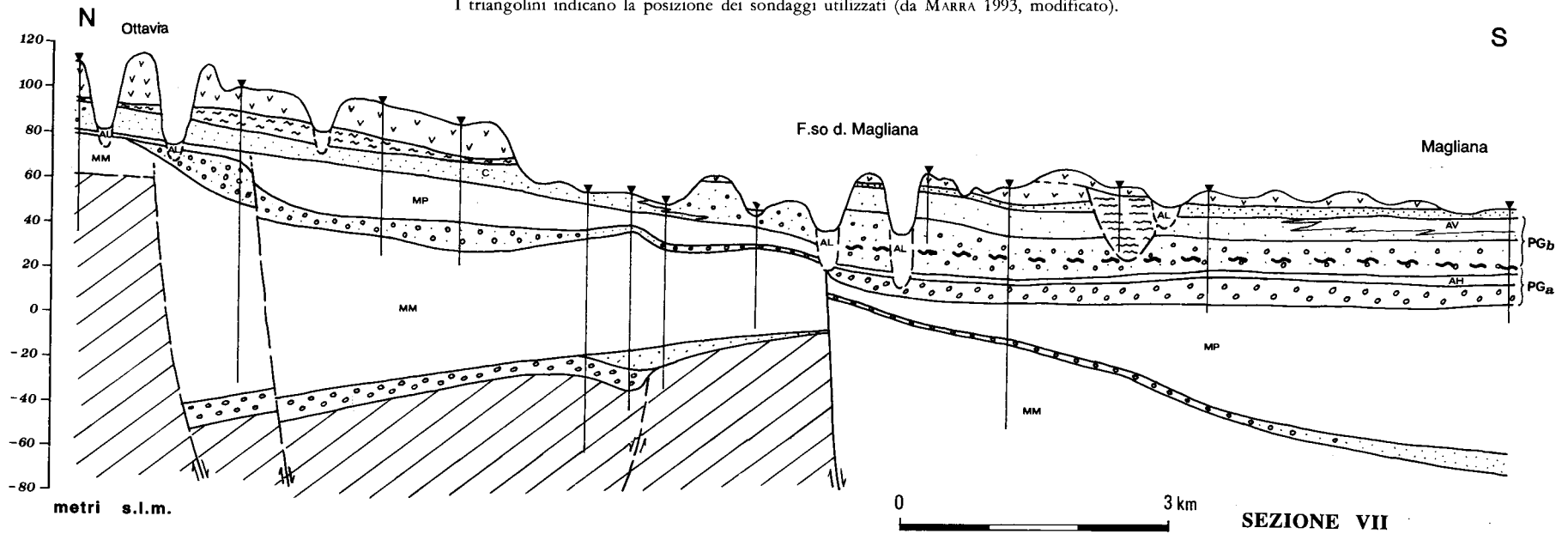


Fig. 29. - Sezione VII: profilo N-S nell'area tra Ottavia e Ponte Galeria (per le unità litostratigrafiche si rimanda alla fig. 30). La traccia della sezione è riportata in fig. 24. I triangolini indicano la posizione dei sondaggi utilizzati (da MARRA 1994, modificato).

estremamente scarsa, limitata a pochi esemplari di Ostracodi. Questo lascia pensare che la parte alta della serie si sia deposta in una fase di chiusura del bacino, nella quale si vengono a creare piccoli specchi d'acqua con caratteri oligoalini.

La serie di Monte delle Picche è stata studiata in sondaggio nel pozzo Malagrotta (CARBONI, 1980), dove è stata incontrata da circa quota 25 fino a -109 metri s.l.m.. In realtà la serie correlabile con l'orizzonte argilloso riconosciuto nelle sezioni di figg. 28 e 29 (si veda la fig. 30 per la stratigrafia) al di sopra delle ghiaie attribuite all'Unità di Monte Ciocci, è rappresentata soltanto dalla porzione superiore di quella incontrata in sondaggio a Malagrotta, mentre quella inferiore, seppur contenente anch'essa *H. balthica*, va attribuita all'Unità di Monte Mario (MARRA, 1993).

La stratigrafia del pozzo Malagrotta, determinata da CARBONI (1980), è sintetizzata in fig. 31. Secondo quanto affermato in MARRA (1993), la presenza di

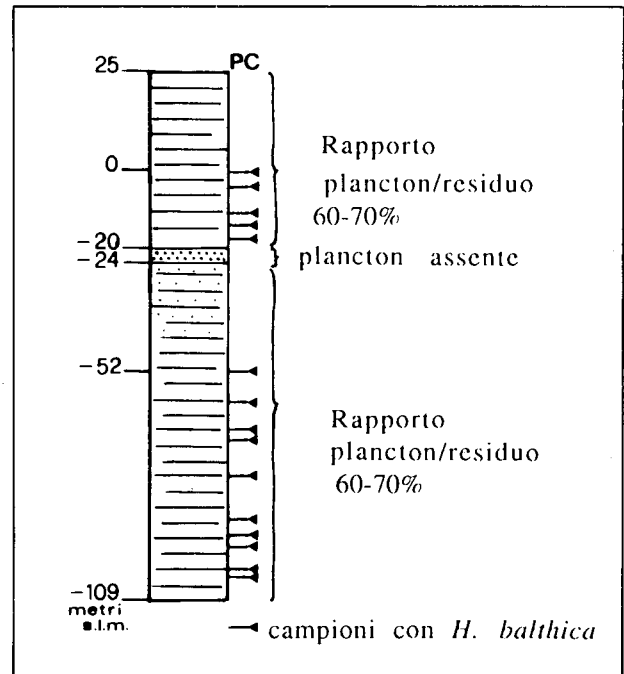


Fig. 31. - Log stratigrafico del pozzo Malagrotta (da CARBONI, 1980).

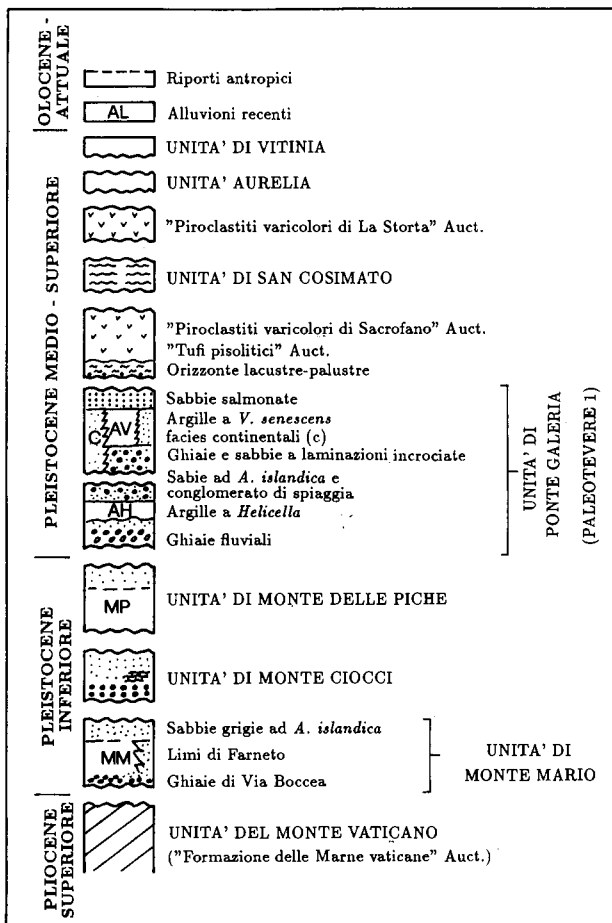


Fig. 30. - Colonna litostratigrafica relativa all'area di Ponte Galeria (da MARRA 1993, modificato).

*H. balthica* potrebbe non essere discriminante nei confronti della distinzione delle due serie marine pleistoceniche: tutta la porzione del sondaggio Malagrotta al di sotto di quota -24, nella quale peraltro fino a -52 *H. balthica* è assente, potrebbe essere correlabile alla serie rinvenuta nei pozzi Roma 1 e Roma 2 e ai limi di Farneto. L'assenza di *H. balthica* nei settori più «esterni» del bacino è probabilmente spiegabile in termini di fattori paleoambientali diversi. Il livello sabbioso tra quota -20 e -24 risulta infatti correlabile con l'analogo livello incontrato a quote variabili tra -30 e -50, descritto in più sondaggi eseguiti in corrispondenza della valle del Rio Galeria (fig. 28), che marca la variazione del livello marino cui è stata attribuita la deposizione delle ghiaie dell'Unità di Monte Ciocci.

#### 1.5.2 - Caratteri paleogeografici e strutturali del II ciclo sedimentario pleistocenico

Il secondo ciclo sedimentario marino del Pleistocene inferiore nell'area romana è separato dal primo da un evento trasgressivo che determina inizialmente la deposizione della serie epicontinentale nominata Unità di Monte Ciocci.

A seguito di una regressione del mare pleistocenico si sarebbe verificata l'erosione di una parte

dei depositi ad esso associati (fig. 32a). Uno stazionamento della linea di costa in regressione, forse in corrispondenza di una linea di controllo strutturale, come ipotizzato in fig. 24, sarebbe testimoniato dalla deposizione dei terreni attribuiti all'Unità di Monte Ciocchi su di un terrazzo costiero.

Un successivo ulteriore allontanamento della linea di costa potrebbe aver determinato inizialmente un'erosione più marcata e successivamente la progredazione verso l'interno del bacino del livello ghiaioso rinvenuto nei sondaggi (fig. 32b). Questo mostra una giacitura più inclinata rispetto al terrazzo a quota 50 metri s.l.m., e verso SW passa gradualmente a sabbia; sono inoltre evidenti dei canali di erosione, in corrispondenza dello sbocco a mare dei paleoalvei, che reincidono rispetto alle quote del terrazzo (fig. 24).

Il livello ghiaioso in questione marca quindi l'inizio della successiva ingressione che determina la deposizione delle argille dell'Unità di Monte delle Picche sulle ghiaie dell'Unità di Monte Ciocchi (fig. 32c).

A differenza dei sedimenti associati al primo ciclo marino pleistocenico, che si rinvengono estesamente fino ai piedi della catena appenninica, quelli attribuibili al ciclo successivo sembrano distribuiti su una fascia più prossima all'attuale linea di costa, almeno all'interno dell'area studiata.

L'ingressione della linea di costa associata alla deposizione delle argille di Monte delle Picche avrebbe quindi un carattere limitato, come testimoniato anche dai caratteri batimetrici delle faune rinvenute, e si posizionerebbe in prossimità dell'area urbana della città di Roma.

Ciò potrebbe confermare che già in questa fase fosse in atto il sollevamento dell'area di Monte Mario.

Le sezioni di figg. 28 e 29 permettono di riconoscere la presenza dell'Unità di Monte delle Picche in una vasta area tra le località citate dagli Autori e le pendici occidentali della dorsale di Monte Mario-Gianicolo. Viene evidenziata la diminuzione di spessore della serie da SW verso NE, parallelamente al suo incremento di quota, e la presenza discontinua, al tetto, di un orizzonte sabbioso con livelli cementati in apparente continuità stratigrafica.

In fig. 27 è rappresentato l'andamento della superficie apparente di tetto dell'Unità di Monte delle Picche. Essa digrada in maniera regolare da NE (dove raggiunge i 70 metri s.l.m.) verso SW, deprimendosi fino a quote attorno a 40 metri s.l.m. Nell'area nord-occidentale (Valle del Rio Galeria) è presente un ampio terrazzo a quote attorno ai 40 metri

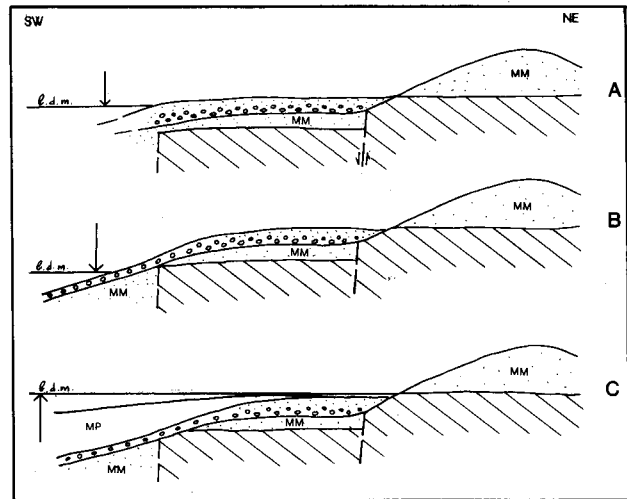


Fig. 32. - Evoluzione paleogeografica del settore a SW di Monte Mario, tra la deposizione dell'Unità di Monte Mario e quella dell'Unità di Monte delle Picche (da MARRA, 1993).

s.l.m. su cui poggiano i termini ghiaioso-sabbiosi in facies di delta dell'Unità di Ponte Galeria (PGb; MARRA *et al.*, 1995b), che rappresentano una fase già avanzata dell'ingressione galeriana.

Questo terrazzo è bordato a SW da una scarpata che mostra un andamento parzialmente coincidente con il lineamento rappresentato dal tratto finale della valle del Fosso della Magliana. Questa scarpata ribassa di circa 20 metri il tetto eroso delle argille emiliane. Su di esso poggiano i termini basali in facies fluviale dell'Unità di Ponte Galeria (PGa, MARRA *et al.*, 1995b).

Questi caratteri lasciano supporre l'esistenza di un controllo strutturale sull'ingressione galeriana e sulla distribuzione delle facies ad essa associate.

Un ribassamento di circa 10 metri del settore più orientale a ridosso della valle del Fosso della Magliana sembra effettivamente debba attribuirsi ad una faglia normale a direzione NNW-SSE, come evidenziato in fig. 27 e nelle sezioni di figg. 28 e 29. L'evidenza sul terreno di questa faglia è stata osservata lungo la valle del Rio Galeria, a Casale Selce (fig. 26).

#### 1.6 - CRONOSTATIGRAFIA DELLA UNITÀ DEL PLIOCENE E DEL PLEISTOCENE INFERIORE

Alla luce di tutti i fattori esposti si è cercato di ricostruire la serie degli eventi che hanno contribuito a determinare l'assetto geologico-stratigrafico dell'area studiata, relativamente all'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

In base ad una serie di considerazioni che verranno di seguito discusse, si propone lo schema cronostratigrafico illustrato in fig. 33.

Nella prima colonna a sinistra sono riportati gli stadi della scala isotopica oceanica. Nell'adottare le scale dei rapporti isotopici dell'ossigeno se ne sono arbitrariamente scelte due: la prima (da SHACKLETON & OPDYKE, 1976) descrive in maniera più dettagliata l'intervallo tra 0,55 e 0,88 Ma ed è stata già adottata in CALOI & PALOMBO (1986) per un tentativo di correlazione con le successioni faunistiche nel Pleistocene laziale. La seconda (da SHACKLETON & HALL, 1984) copre l'intervallo tra 2.80 e 0.88 Ma.

Entrambe le scale sono state ritirate secondo quanto indicato in SHACKLETON *et al.* (1990): gli Autori, in base ad una calibrazione effettuata con l'ausilio di calcoli astronomici, hanno proposto un fattore di correzione per le età degli *stages* isotopici oceanici che prevede un aumento del 7-6% rispetto a quelle precedentemente calcolate.

Accanto alla prima colonna è riportata la correlazione con gli eventi di inversione magnetica principali, anche questi tarati secondo quanto proposto in SHACKLETON *et al.* (1990).

Nella seconda colonna sono riportati gli eventi stratigrafici identificati con la deposizione delle diverse unità riconosciute: la loro collocazione corrisponde ad una proposta di successione cronostratigrafica per l'area romana basata sulla correlazione con gli eventi climatici desunti dalla scala degli *stages* isotopici. I nomi indicati per le varie unità sono stati scelti secondo un criterio che, pur rispettando le recenti regole di nomenclatura, potesse essere il più conservativo possibile, al fine di evitare inutili ridenomiazioni che avrebbero potuto ingenerare confusione. La correlazione tra le unità qui ridefinite e le Serie, i Piani e le Fasi erosive degli Autori viene comunque proposta nelle ultime due colonne. Per ciò che riguarda le Fasi erosive degli Autori, la collocazione rispecchia l'età loro attribuita in letteratura, mentre le frecce indicano la posizione che verrebbero ad occupare secondo la cronostratigrafia proposta.

Per quanto riguarda il Pliocene romano, si è visto come le indicazioni micropaleontologiche ringiovaniscano l'attribuzione cronostratigrafica di questi terreni, i quali sono risultati di età piacentiana (Pliocene superiore). Le argille estesamente affio-

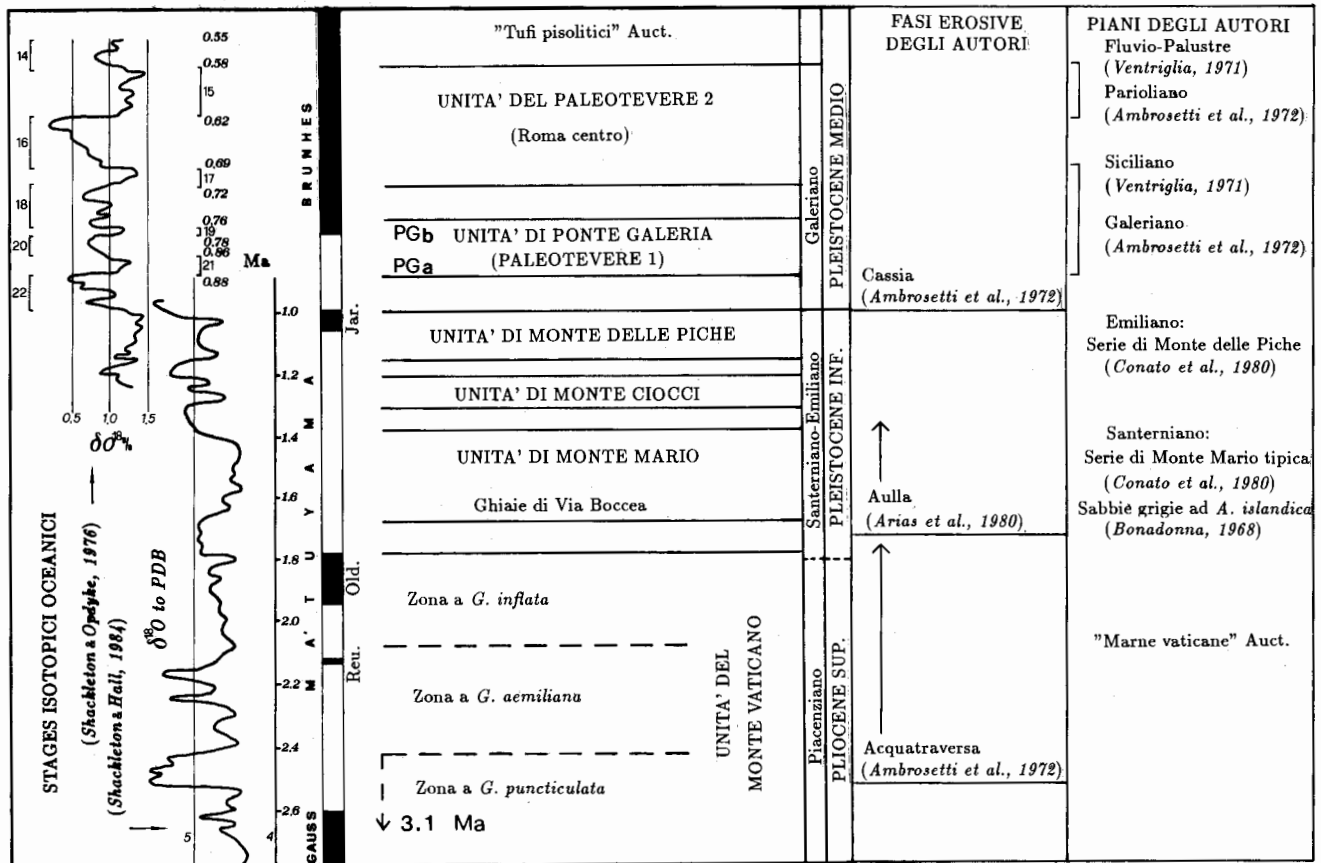


Fig. 33. - Tabella cronostratigrafica per l'intervallo Pliocene-Pleistocene medio nell'area romana (da MARRA, 1993, modificata).



ranti lungo le pendici di Monte Mario, contenenti *G. inflata* e, al tetto, *Globigerina calabra*, debbono essere quindi datate al massimo 2.05 Ma (RIO *et al.*, 1984). La trasgressione plio-pleistocenica va quindi posizionata più vicina nel tempo di quanto non la ponga la fase erosiva dell'Acquatraversa (datata 2.5 Ma in AMBROSETTI *et al.*, 1972), sempre che non si voglia attribuire alle argille di Monte Mario un'età pleistocenica e collocare il limite N/Q alla base della Zona a Globorotalia inflata.

Si tratta in questo caso di una questione puramente formale, dipendente dalla valutazione dell'evento cui riferire il passaggio Plio-Pleistocene. Se si vuole considerare quale *marker* di questo evento il primo significativo deterioramento climatico a scala planetaria, le indicazioni provenienti dall'analisi dei rapporti isotopici dell'ossigeno sembrano posizionarlo attorno a 2.5 Ma (SHACKLETON & HALL, 1984; SHACKLETON *et al.*, 1990). Se invece si vuole considerare il rinnovamento delle faune marine, sembrerebbe più opportuno far coincidere il limite N/Q con la trasgressione che chiude il ciclo marino al tetto della Zona a Globorotalia inflata (COLALONGO & SARTONI, 1979). Questo evento è stato stabilito nel 1984 al Congresso dell'INQUA e fissato a 1.64 Ma (AGUIRRE & PASINI, 1985).

Nel primo caso non è comunque possibile correlare il limite Plio-Pleistocene con la trasgressione osservata a Farneto (= Fase erosiva dell'Acquatraversa, BLANC *et al.*, 1953; AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; BONADONNA, 1968; AMBROSETTI *et al.*, 1972), poiché al di sotto della superficie di erosione sono presenti le argille a *G. inflata*.

Sebbene da un punto di vista formale l'evento a 2.5 Ma sembri essere l'unico a presentare i caratteri ubiquitari necessari a definire la validità del limite N/Q, a nostro avviso sarebbe più ragionevole, per una questione di praticità, considerare il secondo evento citato quale rappresentativo del limite Plio-Pleistocene nell'area romana. Si tratta, a differenza della trasgressione medio-pliocenica, di un limite trasgressivo che è stato ampiamente descritto in letteratura, facilmente individuabile sul terreno e in sondaggio poiché marca il tetto delle unità argillose della «Formazione delle Marne Vaticane» *Auct.*; inoltre l'attribuzione di una parte cospicua delle argille di Monte Mario al Pleistocene inferiore comporterebbe una trasformazione radicale delle carte geologiche che poco contribuirebbe a semplificarne la lettura.

In base a tutte le considerazioni esposte, nello schema proposto si è preferito comunque non stabilire una assoluta coincidenza tra l'evento trasgres-

sivo che porta alla deposizione delle ghiaie alla base dell'Unità di Monte Mario e il passaggio Plio-Pleistocene: questo (inteso come evento puramente faunistico: l'ingresso del primo ospite freddo) è probabile avvenga già all'interno della Zona a Globorotalia inflata, ma non sia testimoniato per motivi di facies.

Questa ipotesi appare suffragata dalla presenza di *Globigerina calabra* al tetto delle argille dell'Unità del Monte Vaticano e dai caratteri faunistici «avanzati» con cui si presenta l'Unità di Monte Mario nell'area romana, con presenza di *H. balthica* nella porzione superiore della serie (Pozzo Malagrotta) e di *B. etnea* alla base dell'ingressione a Monte Mario (sotto le sabbie ad *Arctica*), tanto che si è preferito attribuire gli eventi stratigrafici che portano alla deposizione delle unità di Monte Mario e di Monte delle Picche ad un generico intervallo Santerniano/Emiliano.

Alla luce di quanto visto in precedenza non sembra infatti corretto attribuire al Santerniano l'Unità di Monte Mario e all'Emiliano l'Unità di Monte delle Picche. Se il limite tra i due piani deve intendersi stabilito su basi micropaleontologiche (la comparsa di *H. balthica*) è evidente che il passaggio cade all'interno dell'Unità di Monte Mario. Non c'è infatti alcuna coincidenza tra l'evento trasgressivo riconosciuto e la comparsa di *H. balthica*, poiché questa nel Pozzo Malagrotta è presente anche nella serie sottostante i sedimenti attribuiti alla fase trasgressiva.

Dallo schema proposto appare evidente la non coincidenza tra gli eventi climatici riconosciuti e le fasi erosive note in letteratura.

È chiaro tuttavia, a prescindere dall'interpretazione cronologica assoluta, come la Fase Cassia (posta a circa 1.0 Ma da AMBROSETTI *et al.*, 1972) debba coincidere, anche nell'intenzione degli Autori, con l'evento regressivo alla base dell'Unità di Ponte Galeria, che divide un Pleistocene caratterizzato da una sedimentazione marina da uno a carattere decisamente continentale. Abbiamo comunque visto a proposito dell'Unità di Monte Ciocci, e vedremo meglio nel prossimo paragrafo, come a questa fase siano state fino ad oggi attribuite una serie di superfici di erosione diacrone, riferibili a cicli distinti tra loro, precedenti e successivi a quello identificabile con la base dell'Unità di Ponte Galeria.

L'identificazione tra l'evento a 0.88 Ma corrispondente al picco freddo dello *stage* isotopico 22 e la Fase Cassia è stata proposta da AZZAROLI (1991), il quale suggerisce tra l'altro di far coincidere con esso il limite tra Pleistocene inferiore e medio.

Anche la fase di Aulla (posta tra 1.6 e 1.5 Ma da ARIAS *et al.*, 1980) a nostro avviso dev'essere posdata e potrebbe coincidere con la trasgressione che determina la deposizione dell'Unità di Monte Ciocchi, che la scala isotopica posizionerebbe attorno a 1.2 Ma. La prima collocazione sembra infatti troppo vicina al limite Plio-Pleistocene adottato (1.64 Ma, corretto in 1.79 Ma, secondo SHACKLETON *et al.*, 1990) per comprendere il ciclo sedimentario precedente (Unità di Monte Mario).

La correlazione tra l'evento climatico attorno a 1.2 Ma nella scala degli *stages* isotopici e la deposizione dell'Unità di Monte Ciocchi è comunque dubitativa e basata su un principio di «incastro» di eventi di cui si è riconosciuta la successione, ma non la reale scansione temporale, non potendo escludersi tra l'altro una causa essenzialmente tettonica per la regressione.

La fase dell'Acquatraversa, coincidente con la trasgressione visibile a Monte Mario alla base della prima ingressione pleistocenica, nella successione proposta andrebbe posta tra 1.6 e 1.8 Ma, in accordo con quanto affermato in AGUIRRE & PASINI, 1985.

## 2. - L'INTERVALLO PLEISTOCENE MEDIO - PLEISTOCENE SUPERIORE (1)

### 2.1 - INTRODUZIONE

Il Pleistocene medio dell'area romana è caratterizzato dalla presenza di terreni attribuibili a differenti ambienti deposizionali (marino, continentale ed epicontinentale), e dal succedersi di varie fasi erosive.

L'avvicinarsi di fasi deposizionali ed erosive appare legato, in maniera complessa, alle variazioni climatiche che hanno accompagnato l'alternarsi dei periodi glaciali ed interglaciali nel Quaternario ed all'intensa attività tettonica che ha interessato l'area suddetta.

Proprio a causa della complessità degli eventi che hanno caratterizzato l'evoluzione del bacino di Roma, la sua stratigrafia è stata descritta, dagli Autori che l'hanno studiata, per mezzo di unità cronostratigrafiche locali, e i tentativi di inserire tali unità nel quadro generale del Quaternario mediterraneo, hanno frequentemente incontrato critiche ed insuccessi.

Un importante tentativo di correlazione tra le fasi erosive riconosciute nel bacino di Roma e le glaciazioni alpine fu tentato da BLANC (BLANC *et*

al., 1953-55). Egli individuò degli inequivocabili segni di cambiamento climatico in sedimenti di età diverse, basandosi sia su studi palinologici e paleontologici che sedimentologici (crioturbazioni, blocchi di argille a spigoli vivi, segni di soliflusso) ed ipotizzò che l'abbassamento di temperatura e le variazioni del livello del mare fossero ricollegabili alle avanzate glaciali.

Anche se nel 1975, nell'introduzione al *guide-book* del Meeting dell'I.N.Q.U.A. (Associazione Internazionale per lo studio del Quaternario), verrà sottolineata l'impossibilità di qualsiasi correlazione oggettiva tra i cicli trasgressivi e quelli glaciali, riconoscendo il ruolo importante giocato dalla tettonica e da altri fattori locali (che per altro BLANC non aveva escluso), l'opera di BLANC ha il merito di avere individuato e descritto le evidenze di terreno di quelle fasi erosive sulle quali si sono basati tutti i successivi tentativi di suddivisione cronostratigrafica del Pleistocene laziale.

Lo schema proposto da Blanc con le relative correlazioni è illustrato in tab. 5.

TAB. 5 - Lo schema proposto da BLANC *et al.* (1953) con le correlazioni tra glaciazioni alpine e fasi erosive laziali.

GLACIALE ALPINO	GLACIALE LAZIALE
Donau Günz o Mindel I Mindel I o pre-Riss Riss Würm	Acquatraversa Cassio Flaminio Nomentano Pontino

Nel 1967, AMBROSETTI & BONADONNA, riprendendo il lavoro di BLANC, propongono la suddivisione cronostratigrafica illustrata in tab. 6.

TAB. 6 - Suddivisione cronostratigrafica del Pleistocene medio laziale proposta da AMBROSETTI & BONADONNA, 1967.

Formazioni continentali	Serie trasgressive	Fasi erosive
Maspiniano	Spagge a strombus (Tirreniano s.l.)	
Rianiano	Aurelio	Nomentano
Parioliano	Tarquiniense	Flaminio
Galeriano	Portuense (Siciliano)	Cassio
Villafranchiano sup.	Calabriano	Acquatraversa

(1) Con il contributo di Donatella DE RITA(\*) per la definizione della stratigrafia dei Distretti vulcanici sabatino e albano.

(\*) Dipartimento di Scienze Geologiche, III Università degli Studi di Roma.



TAB. 8 - Schema cronostratigrafico per il Pleistocene medio proposto da AMBROSETTI et al. (1972).

PERIODI DEPOSIZIONALI CONTINENTALI		PERIODI DEPOSIZIONALI MARINI		FASI EROSIVE	ETÀ (Ma)	Correlazioni
Località tipo	Stages ed età	Località tipo	Stages			
Paludi Pontine, grotte con faune fredde	PONTINIANO (BLANC, 1958)				0.058	Würm
Ghiaie di Maspino, ghiaie alluvionali della Val di Chiana, sabbie di Bucine	MASPINIANO	Civitavecchia, Cerveteri	3° spiaggia a <i>Strombus</i>	fase erosiva (non denominata) (BONADONNA & BIGAZZI, 1970)	0.090	
		Cerveteri	2° spiaggia a <i>Strombus</i>	fase erosiva (non denominata) (BONADONNA & BIGAZZI, 1970)	0.127	
		Palidoro, Casetta Mattei, Cerveteri, Tarquinia	1° spiaggia a <i>Strombus</i>		0.177 > 0.200	
				OSTIENSE (BONADONNA & BIGAZZI, 1969)	~ 0.230	Riss II
Riano (Roma)	RIANIANO (BONADONNA, 1965)				0.280	
				NOMENTANA (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	< 0.430	Riss I
Monte Antenne, Villa Glori, Valmelaina, Parioli (Roma); Borgonuovo, M. Oliveto (Valdarno)	PARIOLIANO (BONADONNA, 1968)	Fontana Matta, Tarquinia, Fosso Malafede (Roma), Malagrotta, Ponte Galeria	TARQUINIANO (BONADONNA, 1967)			
				FLAMINIA (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	~ 0.700	Mindel
Ponte Galeria, Tor di Quinto (Roma)	GALERIANO (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	Via Portuense, Ponte Galeria, Maccarese (Roma)	PORTUENSE (BONADONNA, 1965)			
				CASSIA (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	1.000	(?) Günz
Monte Mario, Capitone (Narni), Imola, Scoppito (L'Aquila)	VILLAFRANCIANO SUPERIORE	Monte Mario, Via Tiberina (Roma), Imola	CALABRIANO livelli a <i>Terebratula ampulla</i> (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)			
		Monte Mario, Monte delle Picche (Roma)	CALABRIANO livelli ad <i>Arctica Islandica</i> (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)		1.900	
		?	Via Damiano Chiesa (Roma)	CALABRIANO livelli a <i>Dentalium</i> (BONADONNA, 1968)		
	(?) VILLAFRANCIANO MEDIO			ACQUATRAVERSA (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	> 2.500 < 3.400	(?) Donau I

Successivamente, nel 1972, AMBROSETTI *et al.*, nel presentare una sintesi critica dei dati radiometrici, geologici e paleontologici disponibili per il Plio-Pleistocene dell'Italia Centrale, propongono una suddivisione che si basa ancora sul criterio della successione delle fasi di erosione e di alluvionamento, collegate alle oscillazioni marine (tab. 7).

Nel 1971 VENTRIGLIA pubblica «La geologia della città di Roma» che costituiva fino ad oggi l'opera più completa sulla geologia dell'area romana. La suddivisione adottata per il Pleistocene costituisce tutt'oggi quella più ampiamente conosciuta ed utilizzata, essendo stata per più di trent'anni, come detto, l'opera citata l'unico valido strumento a disposizione degli operatori nel settore. Per questo motivo è stata elaborata una tabella di correlazione tra la stratigrafia del VENTRIGLIA e quella proposta in questa opera (tab. 8).

Nel 1975 il *Meeting* dell'I.N.Q.U.A. dedica un capitolo del *guide-book* «*Meeting of the INQUA sub-commission in Mediterranea and Black Sea shoreline*», all'evoluzione della regione laziale a partire dal Calabriano. In questa pubblicazione viene proposta una datazione delle varie fasi erosive basata sull'età di alcuni prodotti piroclastici che sono ritenuti precedere o seguire le fasi deposizionali sedimentarie. Lo schema stratigrafico proposto dagli Autori per il Pleistocene del Lazio è illustrato in tab. 9

TAB. 9 – Schema stratigrafico per il Pleistocene medio proposto al Meeting dell'INQUA (1975).

Età (Ma)	Fasi erosive	Fasi deposizionali	Prodotti vulcanici
0.23	Ostiense	Rianiano	Tufo Rosso a Scorie Nere
0.43	Nomentano	Parioliano	
0.69	Flaminio	Galeriano	Lava dell'Acquacetosa
0.70	Cassio (coinc. magnetozona Jaramillo)	Calabriano	

Nel 1980 CONATO *et al.*, in un lavoro che propone un aggiornamento sulla stratigrafia del Pleistocene di Roma («*New data on the Pleistocene of Rome*») individuano sei formazioni separate le une dalle altre da superfici di erosione (tab. 10).

TAB. 10 – Suddivisione del Pleistocene di Roma secondo CONATO *et al.* (1980).

Formazione Neotirreniana	
Formazione Eutirreniana	
Formazione Aurelia (= Formazione di Torreimperia; MALTESTA, 1978)	
Formazione di S. Cosimato	
Formazione di Ponte Galeria (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967)	
Formazione di Monte Mario	Serie di M. Mario tipica Serie di M. della Piche

L'inizio del Pleistocene medio viene convenzionalmente fatto coincidere (RUGGIERI *et al.*, 1984; AZZAROLI, 1991) con il picco freddo dello *stage* 22 della scala dei rapporti isotopici dell'ossigeno (Fase Cassia *Auct.*). Questo evento, attorno a 0.88 Ma (SHACKLETON *et al.*, 1990), marca un ulteriore deterioramento delle condizioni climatiche a scala planetaria, che era cominciato attorno a 2.5 Ma (SHACKLETON & HALL, 1984), testimoniato da uno spostamento verso valori più alti del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (si veda la fig. 33).

È proprio a partire da questo momento che nell'area romana si instaurano condizioni paleogeografiche che evolvono in senso sempre più spiccatamente continentale. Ad un primo ciclo sedimentario caratterizzato da facies di transizione (Unità di Ponte Galeria), fanno seguito una serie di cicli continentali in facies fluvio-palustre. La sedimentazione nell'area romana durante il Pleistocene medio e fino all'epoca attuale appare controllata dalle oscillazioni eustatiche: l'alternarsi di periodi di clima freddo a periodi temperati determina un susseguirsi di fasi erosive e fasi deposizionali, legate alle regressioni e alle ingressioni della linea di costa. Questa ciclicità, con periodo di circa 100.000 anni (Ciclicità di alta frequenza: IV e V ordine), si sovrappone ad una tendenza generale (Ciclicità del III ordine) che determina una progressiva risalita, a scala globale, del livello medio del mare, che si verifica a partire da 0.8 Ma fino ai giorni nostri (HAQ *et al.*, 1987). Questo fenomeno appare in contrasto con quanto rilevato nell'area romana, dove i caratteri paleogeografici evolvono in senso continentale ed i depositi di costa dell'Unità di Ponte Galeria (circa 0.70 Ma, secondo le correlazioni proposte in questo lavoro) si trovano attualmente oltre 60 metri al di sopra del livello del mare. Se ne deve trarre la conclusione che in quest'area è risultato prevalente

un effetto della tettonica regionale, che ha determinato un progressivo *uplift* della fascia peritirrenica laziale.

Nella ricostruzione degli eventi sedimentari è pertanto indispensabile tenere conto del sovrapporsi di questi due fenomeni: la ciclicità eustatica e la tettonica. Ad essi, a partire da circa 0.6 Ma (BARBERI *et al.*, 1994), si aggiunge l'intensa attività dei Vulcani laziali che, attraverso la messa in posto di ingenti volumi di materiali piroclastici, viene ad interferire con i normali processi sedimentari.

Se in prima analisi si esclude un effetto determinante della tettonica e si ipotizza un apporto sostanzialmente continuo di materiale sedimentario, dovrebbe essere possibile riconoscere un numero di cicli deposizionali pari al numero di eventi climatici (gli *stages* caldi) registrati nella scala dei rapporti isotopici dell'ossigeno. Questi cicli, in base ai criteri della stratigrafia sequenziale (WILGUS *et al.*, 1988; VAN WAGONER *et al.*, 1990), costituirebbero delle

sequenze deposizionali del IV ordine; esse sono tuttavia meglio rappresentabili, trattandosi nel nostro caso di depositi continentali o al massimo epicontinentali definiti principalmente in base a criteri litostatigrafici, con delle *unità stratigrafiche a limiti inconformi* (SALVADOR, 1987).

Lo studio dei caratteri stratigrafici e strutturali dell'area romana, reso possibile dall'integrazione del rilevamento di campagna con un numero cospicuo di dati di subsuperficie derivati da stratigrafie di sondaggi, unitamente alla correlazione con gli eventi di polarità magnetica e alle indicazioni fornite da datazioni radiometriche effettuate su numerose unità vulcaniche, ha permesso di proporre una nuova geocronologia per il Quaternario dell'area romana.

L'insieme di questi dati ha consentito di discernere, almeno in prima approssimazione, gli eventi deposizionali legati alla ciclicità eustatica da quelli indotti dalla tettonica e dal vulcanismo. La sintesi degli studi condotti è rappresentata dalla fig. 34,

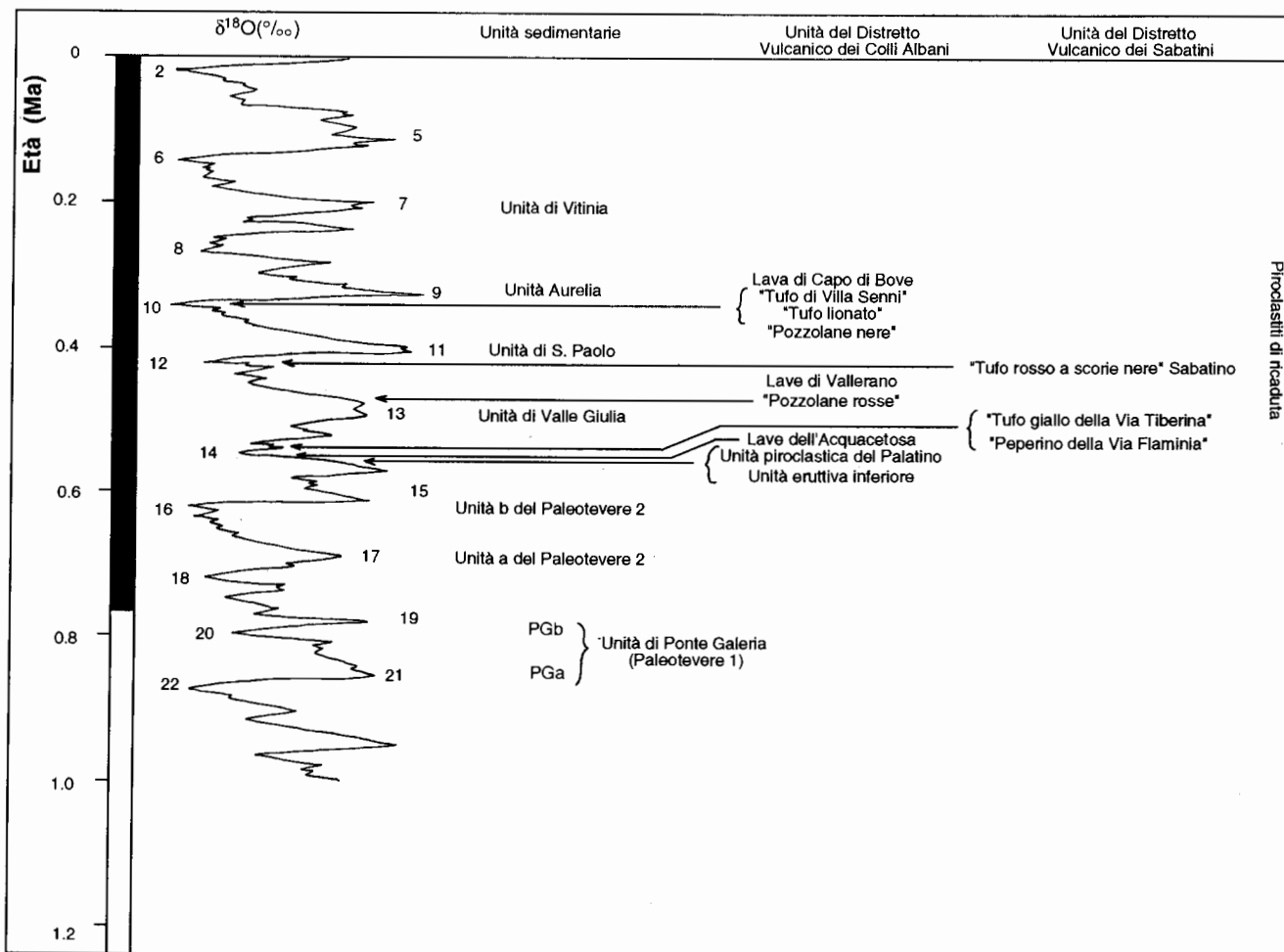


Fig. 34. - Correlazione tra le unità stratigrafiche del Pleistocene medio e la curva degli *stages* isotopici dell'ossigeno aggiornata da SHACKLETON *et al.* (1990) (da MARRA *et al.*, in stampa).

dove viene proposto un tentativo di correlazione tra le unità stratigrafiche istituite e la scala degli stadi isotopici dell'ossigeno.

## 2.2 - I DEPOSITI PRE-VULCANICI

### 2.2.1 - Il primo ciclo del Paleotevere: Unità di Ponte Galeria

La «Formazione di Ponte Galeria» (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967) è stata dettagliatamente descritta dal punto di vista stratigrafico da CONATO *et al.*, (1980), che hanno identificato 8 orizzonti formanti una successione sedimentaria che rappresenta fasi differenti di un ciclo trasgressivo completo. Questo parte da termini fluviali e si chiude con delle sabbie eoliche di retrospiaggia: A) Conglomerato fluviale; B) Argille azzurre a *Helicella*; C) Conglomerato di spiaggia e Sabbie gialle ad *Arctica islandica*; D) Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate; E) Argille a *Venerupis senescens*; F) Sabbie eoliche salmonate; G) Depositi lacustri-palustri; H) Tufi grigi inferiori (tufi pisolitici e terrosi).

La successione stratigrafica proposta dagli Autori è illustrata in fig. 35.

Basandosi sui caratteri generali della successione, gli Autori hanno identificato due bacini caratterizzati da una diversa evoluzione: uno più interno, coincidente con l'area urbana di Roma, caratterizzato da una sedimentazione prevalentemente continentale, ed uno più esterno (coincidente con l'area di Ponte Galeria) nel quale, attraverso una variazione laterale delle facies sedimentarie, si imposta un ambiente epicontinentale, caratterizzato da facies di delta marino e di laguna.

Per ciò che concerne la successione estesamente affiorante nei dintorni di Ponte Galeria, gli Autori riconoscono due discontinuità principali: la prima al tetto delle Argille a *Helicella*, marcata dalla comparsa del Conglomerato di spiaggia direttamente sui termini pelitici; la seconda all'interno delle Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate, marcata dalla comparsa di un livello di argille lacustri sormontate da sabbie eoliche, osservata in una cava di ghiaia al km 11 della Via Portuense (fig. 36).

Gli Autori attribuiscono alla «Formazione di Ponte Galeria» anche la successione clastica affiorante a Monte Ciocci e spiegano le forti variazioni altimetriche del livello di base di questa formazione tra le diverse aree considerate, come l'effetto di successive dislocazioni tettoniche.

In un lavoro di estremo dettaglio sull'analisi di facies dei depositi di Ponte Galeria (BELLOTTI *et*

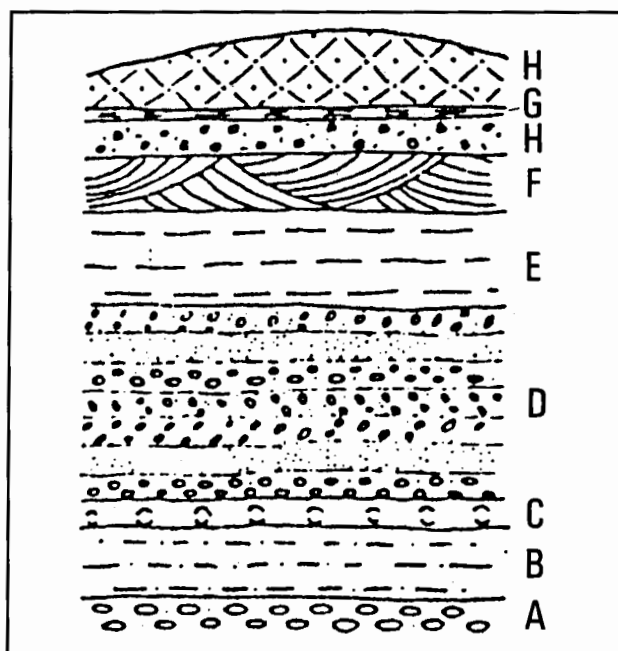


Fig. 35. - Sequenza stratigrafica per l'area di Ponte Galeria proposta da CONATO *et al.* (1980). Legenda (dal basso verso l'alto): A) Conglomerato fluviale; B) Argille azzurre a *Helicella*; C) Conglomerato di spiaggia e Sabbie gialle ad *A. islandica*; D) Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate; E) Argille a *Venerupis senescens*; F) Sabbie eoliche salmonate; G) Depositi lacustri-palustri; H) Tufi grigi inferiori (tufi pisolitici e terrosi).

*al.*, 1994) è invece proposta una diversa ripartizione della successione. Due superfici di trasgressione vengono riconosciute dagli Autori: la prima, al tetto del Conglomerato fluviale, marca il passaggio da una facies di piana costiera ad una spiaggia sommersa inferiore; la seconda (coincidente con quella già indicata da CONATO *et al.*, 1980), bipartisce i depositi di spiaggia sommersa superiore (fig. 36).

La scoperta dell'esistenza del limite paleomagnetico Matuyama-Brunhes all'interno della successione di Ponte Galeria, dove le Argille a *Helicella* hanno rivelato una polarizzazione inversa, mentre le Argille a *V. senescens* sono risultate a polarità normale, è stata effettuata nel 1988 da un dottorando francese del «Centre des faibles radioactivites CNRS-CEA» di Gif sur Yvette, Parigi (EMMANUELE TRIC, com. pers.). Sulla base di questo dato paleomagnetico e di uno studio paleoambientale sulle faune della successione di Ponte Galeria, KOTSAKIS *et al.*, (1992) hanno correlato il Conglomerato fluviale, le Argille ad *Helicella* e il Conglomerato di spiaggia e le sabbie ad *A. islandica* con il cataglaciale dello stage 22, le Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate con lo stage 21, mentre le Argille a *V. senescens* sono state correlate ad una sequenza deposizionale più giovane corrispondente allo *high stand* dello stage 19.

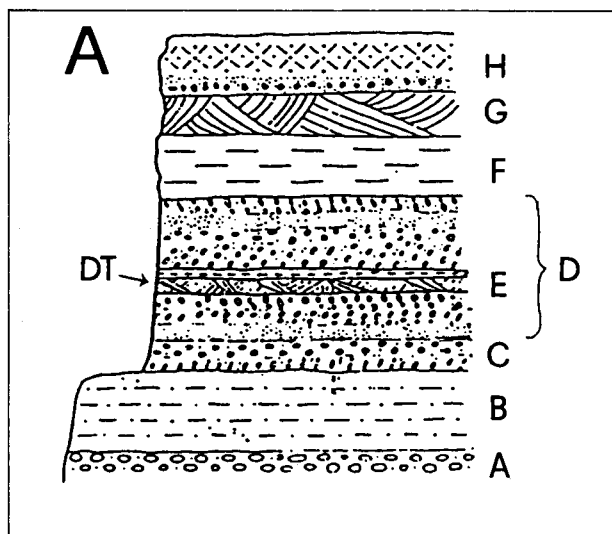
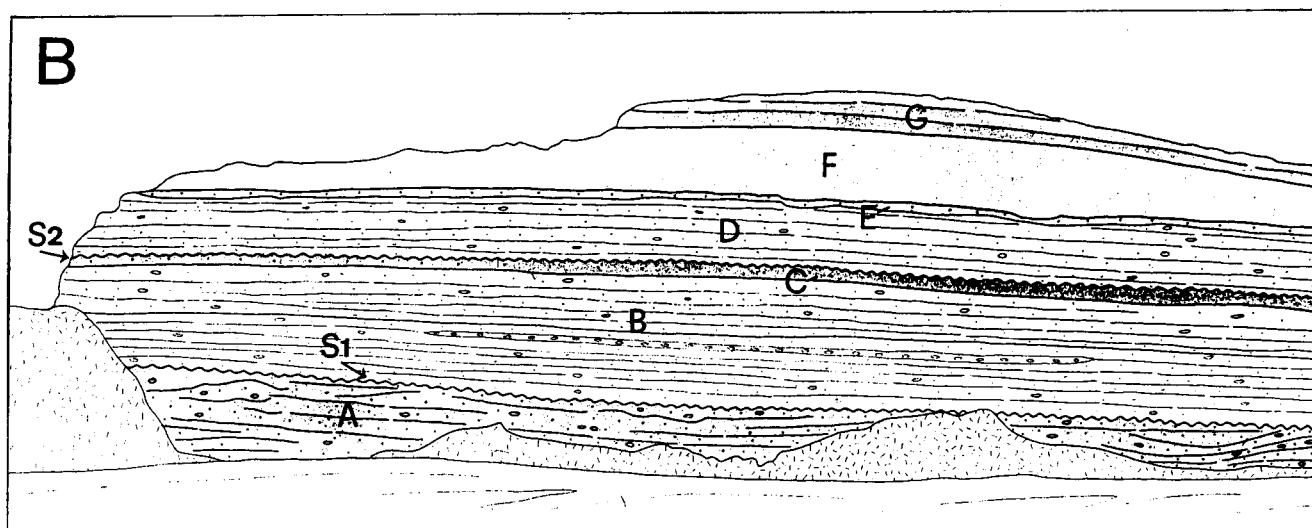


Fig. 36. - A) «Formazione di Ponte Galeria» affiorante al km 11 della Via Portuense (da CONATO *et al.*, 1980). Legenda (dal basso verso l'alto): A) conglomerati fluviali; B) argille lacustri ad *Helicella*; C) sabbie gialle ad *A. islandica* e conglomerato di spiaggia (assenti in questa sezione); D) ghiaie di delta e sabbie a laminazione incrociata; E) argille lacustri e sabbie eoliche; F) argille a *Venerupis senescens*; G) sabbie eoliche «salmonate»; H) «tufi terrosi» e «pisolitici»; DT) depositi trasgressivi.

B) Successione stratigrafica dell'area di Ponte Galeria (da BELLOTTI *et al.*, 1994). Legenda: A) depositi di piana costiera; B) depositi di spiaggia sommersa inferiore; C) depositi di battigia; D) depositi di spiaggia sommersa superiore; E) depositi di spiaggia emersa-duna; F) depositi di laguna (Argille a *Venerupis senescens*); G) depositi vulcanoclastici; S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>) superfici di discontinuità.



Si deve infatti notare come il limite Matuyama-Brunhes cada in corrispondenza della base dello stage 19, datato 0.78 Ma (SHACKLETON *et al.*, 1990).

La suddivisione in sequenze deposizionali del IV ordine della «Formazione di Ponte Galeria» è stata proposta per la prima volta da MILLI (1991, 1992), il quale tripartisce i depositi di Ponte Galeria (PG1, PG2, PG3).

La possibilità di suddividere l'Unità di Ponte Galeria in due sequenze deposizionali del IV ordine, correlabili agli stages 22-21 la più antica e 20-19 la più recente, è stata altresì proposta da MARRA *et al.* (1995b), i quali hanno anche ipotizzato la non correlabilità dei depositi affioranti a Ponte Galeria con gli omologhi sedimenti continentali presenti nell'area della città di Roma.

In fig. 37 è mostrata la cronostratigrafia dell'Unità di Ponte Galeria (MARRA *et al.*, 1995b). Essa mostra la suddivisione in due sequenze deposizionali (PGa e PGb) e l'esistenza di uno *hiatus* al tetto delle

Sabbie salmonate. A questa lacuna sedimentaria corrisponderebbero le sequenze deposizionali presenti nell'area urbana di Roma (studiate in sondaggio a causa della mancanza di affioramenti), correlabili con le fasi di ingressione tra il glaciale e l'interglaciale degli stages 18-17 e 16-15.

È opportuno precisare che la denominazione di «sequenza deposizionale» che viene proposta per i depositi romani, è indotta dalla correlazione delle unità stratigrafiche a limiti inconformi con la scala degli stadi isotopici. L'impossibilità di usufruire dei metodi d'indagine dell'analisi di facies, non impedisce comunque di ipotizzare un legame diretto tra le superfici di discontinuità stratigrafica e le superfici di erosione legate alle oscillazioni eustatiche: tali superfici, infatti, sono state ricostruite con grande dettaglio in un'area estremamente vasta, in base ai dati di migliaia di sondaggi.

La ricostruzione delle geometrie sepolte, resa possibile dallo studio delle stratigrafie dei sondaggi,



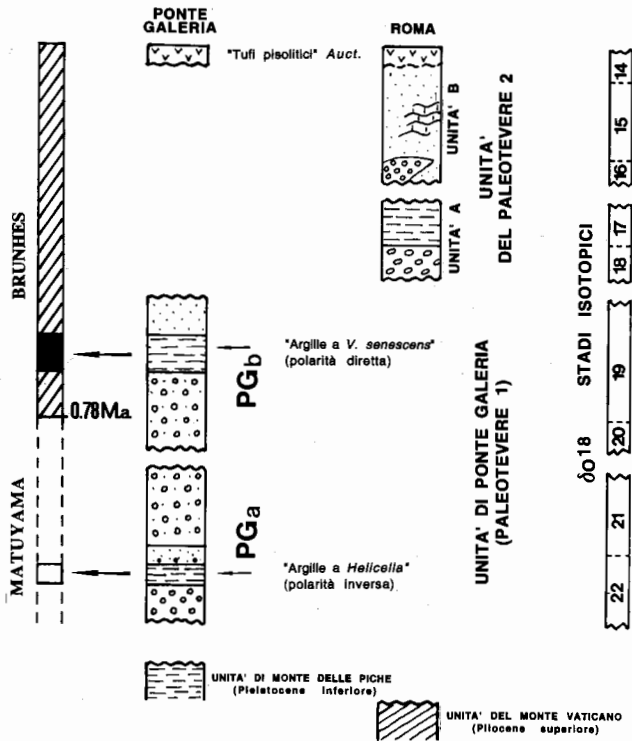


Fig. 37. - Correlazione tra le sequenze deposizionali dell'Unità di Ponte Galeria (PGa e PGb) e dell'Unità del Paleotevere 2 (unità a e unità b) con la scala degli stages isotopici dell'ossigeno, basata sulla individuazione del limite paleomagnetico Matuyama-Brunhes all'interno della successione sedimentaria (da FLORINDO & MARRA, in stampa, modificata).

ha permesso infatti di riconoscere la serie descritta dagli Autori in una vasta area (MARRA, 1993). Le Sezioni di figg. 28 e 29 evidenziano la regolarità della successione sedimentaria nei suoi caratteri generali e i rapporti stratigrafici esistenti tra i vari orizzonti. Risulta evidente, tra le altre cose, la non correlabilità tra i depositi affioranti a Monte Ciocci e quelli dell'Unità di Ponte Galeria. Una numerosa serie di tagli recentemente aperti nell'area, per la costruzione della terza corsia del G.R.A. e per l'ampliamento della Discarica Comunale di Malagrotta, ha inoltre permesso un esteso controllo sul terreno dei caratteri sedimentari dell'Unità di Ponte Galeria.

I prodotti definiti da CONATO *et al.*, (1980) Tufi grigi inferiori contengono, quasi sempre alla base, un livello ricco in lapilli accrezionari («Tufi pisolitic» *Auct.*), che mostra un contatto erosivo sulle sottostanti Sabbie salmonate. Queste ultime presentano localmente al tetto un livello in fase di avanzata pedogenizzazione. I depositi continentali che seguono i «Tufi pisolitic», ricchi in livelli piroclastici di ricaduta a volte rimaneggiati, sono riconducibili all'attività del Distretto Vulcanico dei Sabatini («Tufi stratificati di Sacrofano» e «Tufi stratificati varicolori de La Storta» *Auct.*). La loro messa in

posto copre un ampio intervallo temporale che va dall'inizio dell'attività sabatina, circa 0.6 Ma, fino a meno di 0.3 Ma (CIONI *et al.*, 1993). La modalità di messa in posto (ricaduta balistica in settori di alto morfologico, parziale rimaneggiamento e rideposizione locale in ambienti lacustri) non risente inoltre della ciclicità eustatica. L'insieme di questi fattori fa sì che la successione descritta non possa facilmente essere ricondotta a specifiche sequenze deposizionali; nondimeno al suo interno debbono essere compresi dei sedimenti correlabili alle fasi di *high stand* degli stages 13, 11 e 9. Non dovrebbero invece essere presenti all'interno di questa successione depositi sedimentari correlabili all'alto stazionamento dello stage 15: alla sua base troviamo infatti i prodotti correlabili alla Ia Colata Piroclastica del Tuscolano Artemisio (DE RITA *et al.*, 1988a, = «Tufi pisolitic» p.p. *Auct.*) i quali, in base alle considerazioni che verranno espone nei successivi paragrafi, debbono essersi depositi dopo l'inizio della fase regressiva che chiude detto stage.

Non sono stati ritrovati, nell'area indagata, i terreni ascritti da CONATO *et al.*, (1980) all'Orizzonte lacustre-palustre. Un livello sedimentario caratterizzato dalla presenza di materiali vulcanici rimaneggiati è invece diffusamente segnalato nelle stratigrafie dei sondaggi, nel settore nord-orientale (figg. 28 e 29). Questi terreni sono probabilmente correlabili parzialmente con lo stage 15.

La bipartizione della successione sedimentaria di Ponte Galeria in almeno due sequenze deposizionali del IV ordine (correlate preliminarmente agli stages 22-21 e 20-19), evidenziata dalla presenza dell'inversione magnetica che caratterizza le Argille a *V. senescens* rispetto alle Argille a *Helicella*, è rappresentata da una superficie trasgressiva molto difficile da riconoscere sul terreno, ma che a nostro avviso coincide, almeno parzialmente, con quella individuata da CONATO *et al.*, (1980) all'interno delle Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate, e da BELLOTTI *et al.*, (1994) tra le due sequenze di spiaggia sommersa superiore.

I caratteri sedimentari della porzione inferiore dell'Unità di Ponte Galeria sembrano indicare a tutti gli effetti un'evoluzione continua da un ambiente continentale ad uno di delta marino. Abbiamo infatti, a partire da quote attorno a 10 metri s.l.m., dei conglomerati basali che rappresentano un sistema deposizionale fluviale con canali a bassa sinuosità (prevalenti) ed alta sinuosità, la cui migrazione laterale è responsabile della geometria tabulare a grande scala (BELLOTTI *et al.*, 1993). Ad essi seguono in continuità delle sabbie che testimoniano

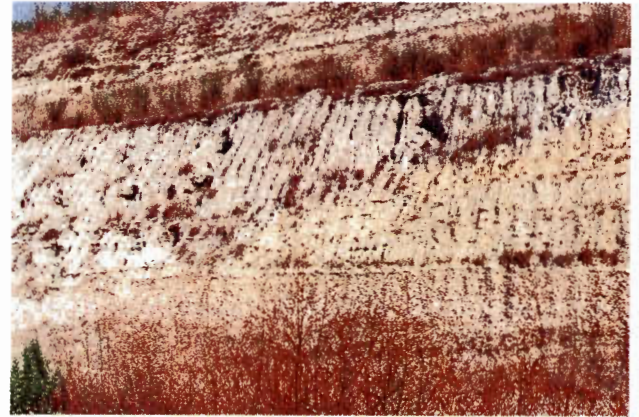
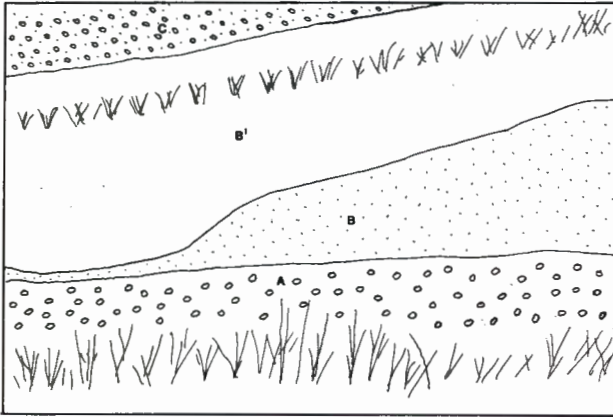


Fig. 38. - Località Casale dell'Infernaccio (Magliana, si veda la fig. 27): quota 20 m s.l.m. Legenda: A) conglomerato fluviale, B) livello sabbioso B') argille a *Helicella*; C) conglomerato di spiaggia e sabbie ad *A. islandica* (da MARRA, 1993, modificata).

una fase di avanzamento dell'ingressione (località Casale dell'Infernaccio, MARRA, 1993; fig. 38 si veda la fig. 27 per l'ubicazione del sito), in eteropia laterale e verticale con esse, a colmamento di canali fluviali, troviamo le Argille a *Helicella*. Quest'ultime contengono associazioni faunistiche di clima freddo indicanti facies lacustri (CONATO *et al.*, 1980), ed altre con caratteri lagunari e litorali (BELLOTTI *et al.*, 1994). A Casale dell'Infernaccio, lungo la Via Magliana, sembra evidente il passaggio in continuità verso l'alto a sabbie gialle con malacofaune marine (probabilmente le Sabbie gialle ad *Arctica islandica* di CONATO *et al.*, 1980), alternate a sottili livelli di ghiaie (figg. 39 e 40). Le ghiaie divengono prevalenti verso l'alto (Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate, di delta marino, con abbondanti *Pecten* sp. e *Ostrea* sp., CONATO *et al.*, 1980) e costituiscono tutta la porzione superiore dell'affioramento sino a quota 51 metri s.l.m. La comparsa di materiali più grossolani sopra i depositi pelitici delle Argille a *Helicella* potrebbe essere interpretabile come la progradazione di un sistema deltaico in ambiente marino, associata probabilmente ad un sollevamento della catena appenninica che interviene attorno 0.8-0.6 Ma (CAVINATO *et al.*, 1994) e che determina un'aumento del trasporto solido dei corsi d'acqua.

La successione descritta è tagliata, fino a circa 30 metri s.l.m., da una superficie di inconformità (MARRA *et al.*, 1995b) al di sopra della quale sono presenti dei depositi diatomitici, passanti verso l'alto a depositi inizialmente ghiaioso-sabbiosi e quindi rappresentati essenzialmente da sabbie continentali sterili (che potrebbero coincidere con le Sabbie salmonate, CONATO *et al.*, 1980). Questi depositi vanno correlati a nostro avviso alle facies sommitali di

quella che abbiamo ipotizzato essere una seconda sequenza deposizionale dell'Unità di Ponte Galeria.

Questa seconda sequenza deposizionale comprenderebbe la porzione superiore delle Ghiaie e sabbie con frequenti laminazioni incrociate, le Argille a *Venerupis senescens* e le Sabbie eoliche salmonate. Come molto ben evidenziato nel lavoro di BELLOTTI *et al.*, (1994), questa sequenza, poggiante su un deposito di battigia che rappresenta il *top* di quella precedente, è caratterizzata da un'evoluzione degli ambienti deposizionali da spiaggia sommersa superiore a spiaggia emersa (le ghiaie e sabbie), quindi a laguna (le Argille a *V. senescens*), e si chiude con depositi fluviali (le Sabbie salmonate).

Abbiamo inoltre osservato che pochi centimetri al di sopra del passaggio litologico tra le Argille a *V. senescens* e le Sabbie salmonate, si rinvennero frequentemente degli inclusi arrotondati delle sottostanti argille, inglobanti spesso gusci di molluschi, la cui genesi è riconducibile all'effetto del ruscellamento.

L'orizzonte sabbioso sommitale raggiunge spessori dell'ordine di 15-20 metri e si presenta perlopiù sterile. I caratteri litologici osservati in affioramento (si tratta di sabbie quarzose da medio-fini a grossolane, con granuli a spigoli vivi e sottili intercalazioni di ghiaie a piccola granulometria quasi sempre silicizzate) confermano il carattere continentale della successione: al suo interno sono stati infatti rinvenute numerose ossa di mammiferi (G. SALAMI, 1993).

L'occorrenza di due principali fasi erosive che hanno interessato il substrato marino pleistocenico nell'area di Ponte Galeria è deducibile anche da osservazioni di carattere morfostratigrafico. Come visibile in fig. 27 e nei profili delle figg. 28 e 29, la

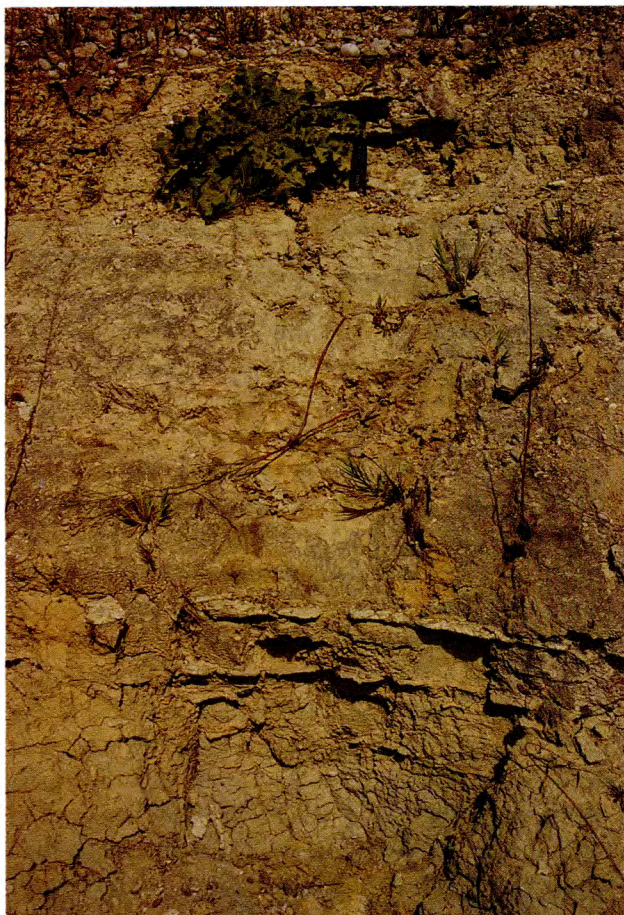


Fig. 39. - Casale dell'Infernaccio, lungo Via Magliana (si veda la fig. 27). Passaggio in continuità tra le argille a *Helicella* (in basso), le sabbie gialle ad *A. islandica*, e le ghiaie di delta e sabbie con frequenti laminazioni incrociate (in alto).

superficie apparente di tetto dell'Unità di Monte delle Picche è caratterizzata da due terrazzi: sul più antico, a quote attorno a 20 metri s.l.m., si è depositato il conglomerato fluviale di base, parzialmente ribassato per tettonica nel settore più interno, mentre sul secondo poggiano in *onlap* i termini ghiaioso-sabbiosi di spiaggia sommersa superiore della seconda sequenza deposizionale, a quote attorno a 40 metri s.l.m..

Rappresentando l'Unità di Ponte Galeria secondo i codici delle unità stratigrafiche a limiti inconformi, potremmo attribuire ad ognuna delle due sequenze deposizionali ipotizzate come PGa e PGb il rango di *sintema*, considerare come *sub-sintemi* i diversi orizzonti stratigrafici identificati da CONATO *et al.*, (1980), mentre l'unità nel suo insieme costituirebbe un *super-sintema*, cui ci riferiremo anche come Ciclo del Paleotevere 1. Questo al fine di distinguerlo dal ciclo sedimentario che ha portato alla deposizione delle sequenze continentali nell'area urbana di Roma, per le quali è stata riconosciuta

un'età più recente (in base ai criteri che verranno illustrati nel prossimo paragrafo), e che verrà indicato come Ciclo del Paleotevere 2.

#### 2.2.2 - Il secondo ciclo del Paleotevere: Unità del Paleotevere 2

Nell'area urbana di Roma, al tetto del substrato pliocenico eroso, è presente una successione sedimentaria continentale pre-vulcanica («Maremmano» *Auct.*; «Siciliano» e «Fluvio-palustre» p.p. VENTRIGLIA, 1971). Essa è costituita, nei caratteri generali, da un orizzonte basale di ghiaie cui seguono delle argille grigio-azzurre lacustri e dei depositi argilloso-sabbiosi di colore giallo, con frequenti concrezioni carbonatiche e livelli di travertino, di ambiente fluvio-palustre. Al di sopra di questi terreni sono presenti i depositi piroclastici emessi dai Distretti vulcanici dei Sabatini e dei Colli Albani, che hanno raggiunto la città di Roma.



Fig.40. - Casale dell'Infernaccio, lungo Via Magliana (si veda la fig. 27). Particolare delle ghiaie di delta con intercalazioni di sabbie e gusci di *Pecten* e *Ostrea*.

Per la loro posizione stratigrafica e per i caratteri litologici e paleoambientali i terreni descritti sono stati sempre correlati a quelli estesamente affioranti nell'area di Ponte Galeria ed attribuiti ad un piano continentale istituito *ad hoc*: il Galeriano (AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; AMBROSETTI *et al.*, 1972).

Solo recentemente, diversi studi che hanno cercato di inquadrare l'evoluzione paleogeografica dell'area romana attraverso la ricostruzione delle paleosuperfici, sono arrivati a proporre la non correlabilità tra i depositi fluvio-lacustri basali di Ponte Galeria e i loro omologhi presenti nell'area urbana di Roma (MARRA, 1993; MARRA *et al.*, 1995b; FLORINDO & MARRA, in stampa).

In fig. 41 è rappresentata la superficie apparente di tetto del substrato marino plio-pleistocenico dove, per semplificare la lettura, l'incisione della valle olocenica del Tevere è stata omessa (cfr. fig. 15 e tav. f.t. 10). È stata riportata la distribuzione areale dei depositi ghiaiosi basali di quelli che sono stati ipotizzati essere il primo e il secondo ciclo del Paleotevere, poggianti direttamente su questo substrato di cui è stata distinta anche l'età.

Gli andamenti di un paleo-reticolo idrografico sono molto evidenti nel settore orientale in riva sinistra del Tevere. A prescindere dalle evidenti linee di controllo strutturale, che individuano dei collassi anche pronunciati del substrato pliocenico, è riconoscibile un *trend* generale caratterizzato da una valle principale e una serie di incisioni secondarie a decorso NW-SE.

Nel settore sud-occidentale, invece, un substrato più giovane (Unità di Monte delle Piche) appare debolmente eroso e mostra un andamento pianeggiante nell'area di Ponte Galeria.

La prima sequenza deposizionale di Ponte Galeria (PGa) non si estende a NE del lineamento coincidente con il Fosso della Magliana, in corrispondenza del quale si verifica una dislocazione di circa 20 metri del substrato sedimentario marino. La seconda sequenza deposizionale (PGb) si appoggia in *onlap* sullo stesso substrato a quote più elevate (si veda la fig. 26 e il profilo di fig. 28).

Il secondo ciclo del Paleotevere comprende due unità che sono state distinte in base a criteri litostratigrafici. L'esistenza di una superficie di inconformità tra queste due unità è stata desunta in base alla ricostruzione dell'andamento del limite mediante l'analisi delle stratigrafie di sondaggio: si veda il profilo di fig. 16. Non esistono infatti, nell'area urbana, affioramenti delle unità introdotte, a causa dell'alta antropizzazione del territorio e dell'estesa

copertura di materiali vulcanici più recenti. La sistematicità del passaggio verticale tra le argille azzurre lacustri e le sabbie gialle argillose, insieme alle evidenti variazioni di quota di questo limite, sembrano tuttavia indicare come sufficientemente probabile l'identificazione di una superficie di erosione e la loro attribuzione a due sequenze deposizionali distinte, correlate in via preliminare agli *stages* 18-17 e 16-15. Queste sequenze deposizionali, ritenute più giovani di quelle riconosciute a Ponte Galeria ed attribuite quindi ad un secondo ciclo del Paleotevere, sono state nominate rispettivamente Unità *a* ed Unità *b* del Paleotevere 2.

La non correlabilità tra questi depositi è stata dedotta da una serie di evidenze paleo-morfostratigrafiche (MARRA *et al.*, 1995b) e recentemente confermata, per quanto riguarda almeno le successioni basali, da uno studio paleomagnetico (MARRA & FLORINDO, in stampa).

La fig. 41 ed il profilo di fig. 16 mostrano in effetti come il conglomerato basale nel settore del Centro Storico di Roma digradi dolcemente verso NE e venga bruscamente dislocato da una faglia a direzione NW-SE. L'attività sinsedimentaria di questa faglia ha permesso l'accumulo del grande spessore di sedimenti fluvio-lacustri, costituiti da un'alternanza di ghiaie e argille, nel settore nord-orientale dell'area studiata. In questo settore si deve essere effettivamente impostato un bacino subsidente che ha costituito una trappola sedimentaria per le ghiaie trasportate dal Paleotevere 2. Questa ipotesi appare avvalorata dall'assetto stratigrafico-strutturale del settore immediatamente a SE, tra Roma e i Colli Albani. Qui una serie di lineamenti N-S controlla un'ampia area ribassata più di 100 metri al di sotto del livello del mare. L'attività delle faglie N-S appare più recente rispetto a quella che ha determinato il collasso dell'area più settentrionale: le faglie a direzione NW-SE sono infatti suturate dalla messa in posto dei primi prodotti vulcanici, mentre quelle a direzione N-S ribassano di circa 60 metri il letto delle unità vulcaniche (si vedano i profili in figg. 16 e 17). Nell'area sud-orientale, inoltre, è presente un solo livello basale di ghiaie ed il resto della successione pre-vulcanica è rappresentato da argille fluvio-lacustri, con un assetto analogo a quello del settore dell'area urbana centro-meridionale, che non è stato soggetto ad alcun collasso. Se si sottrae il rigetto calcolato per la faglia N-S che borda l'area centrale romana, si trova che la quota di tetto del substrato pliocenico risulta perfettamente omogenea nei due settori.

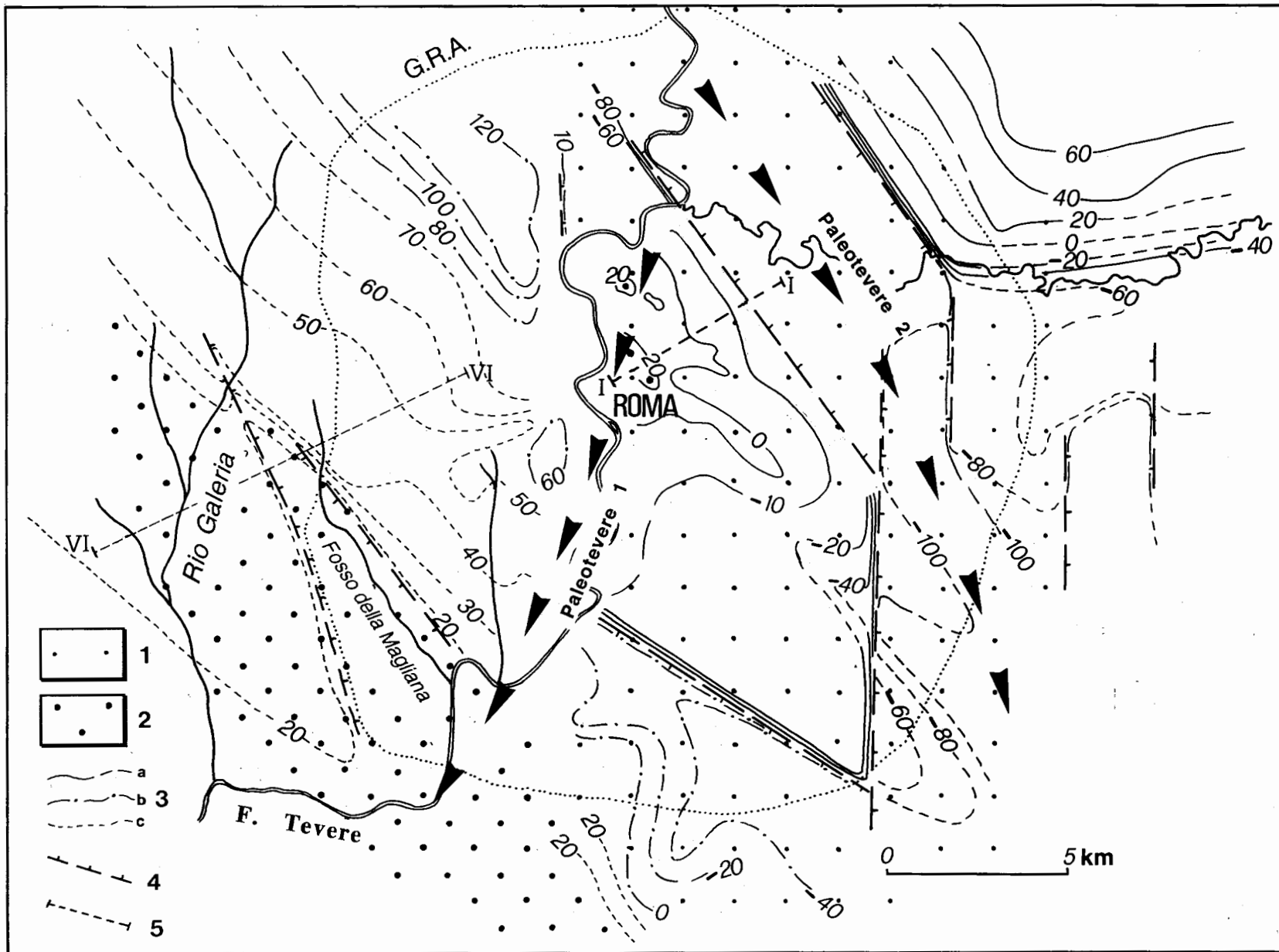


Fig. 41. - Isobate della superficie apparente di tetto del substrato plio-pleistocenico (cfr. fig. 15). 1) distribuzione dei conglomerati basali del ciclo del Paleotevere 2 (Unità a del Paleotevere 2); 2) distribuzione dei conglomerati basali del ciclo del Paleotevere 1 (PGa); 3) isobate del tetto del substrato plio-pleistocenico (a: Unità del Monte Vaticano; b: Unità di Monte Mario; c: Unità di Monte delle Piche); 4) faglie presunte; 5) traccia di sezione geologica (da MARRA *et al.*, 1995b, modificato).

Retrodeformando l'assetto del substrato pliocenico e tenendo conto dei vincoli temporali riconosciuti, risulta evidente come il modellamento di questo substrato sia riconducibile all'attività erosiva di un importante corso d'acqua a decorso NW-SE, che doveva avere la propria foce in un'area molto distante da Ponte Galeria.

Ragionando sulle attuali quote apparenti di tetto del substrato pliocenico nell'area centrale di Roma, si può evincere anche che questo corso d'acqua (il Paleotevere 2) doveva avere un livello di base più basso rispetto a quello avente il proprio delta nell'area di Ponte Galeria (il Paleotevere 1), e che i cicli deposizionali ad esso associati devono necessariamente essere più giovani dell'Unità di Ponte Galeria. Se infatti si volesse ipotizzare che le diverse quote di base tra l'area di Roma e quella di Ponte Galeria possano essere dovute a una successiva dislocazione tettonica, si dovrebbe ammettere una precedente culminazione del substrato pliocenico nell'area di Roma, a quote tali da costituire comunque un'ostacolo morfologico insormontabile alla diffusione delle stesse ghiaie nell'area di Ponte Galeria. La dislocazione non sembra poter aver avuto allo stesso modo carattere sinsedimentario, poiché questo avrebbe comunque dovuto provocare con tutta probabilità la cattura del Paleotevere e la rimozione del suo delta dall'area di Ponte Galeria, dove invece si verifica un continuo ed imponente accumulo di ghiaie.

La spiegazione più semplice dell'assetto stratigrafico-strutturale ricostruito in fig. 41 appare pertanto, per il momento, quella che attribuisce la deposizione delle sequenze continentali di Roma ad una fase successiva a quella che ha determinato la deposizione dell'Unità di Ponte Galeria. La tettonica al passaggio tra gli *stages* 19 e 17 avrebbe determinato l'attivazione delle faglie a direzione NW-SE che avrebbero provocato la deviazione del corso del Paleotevere e la rimozione del suo delta dall'area di Ponte Galeria. Durante la fase erosiva legata alla regressione associata al picco freddo dello *stage* 18 si sarebbe verificata l'elisione dei terreni di età pleistocenica sino a quel momento depositi sul substrato pliocenico. Questo fenomeno sarebbe stato favorito da un *uplift* della fascia peritirrenica associato alla tettonica descritta e che avrebbe avuto un'entità di circa 20 metri. Tale valore è deducibile sottraendo al sollevamento dei depositi finali dell'ingressione di Ponte Galeria (circa 70 metri s.l.m.) i sollevamenti post-tirreniani (40-60 metri; DE RITA *et al.*, 1991), in un'area alla stessa distanza dall'attuale linea di costa.

In base a quest'interpretazione segue che al tetto dell'Unità di Ponte Galeria dev'essere presente una lacuna stratigrafica, legata alla mancata deposizione dei terreni correlabili al ciclo del Paleotevere 2, ai quali solo parzialmente si può correlare l'Orizzonte lacustre-palustre (*sensu* CONATO *et al.*, 1980), mentre al tetto del substrato pliocenico nell'area centrale di Roma sarebbe presente una seconda lacuna stratigrafica, corrispondente all'erosione dei primi depositi del Pleistocene medio e a quelli del Pleistocene inferiore.

La mancanza degli effetti di un'erosione spinta al tetto delle Sabbie salmonate nell'area di Ponte Galeria può essere spiegata, a nostro avviso, con i caratteri paleogeografici particolari dell'area, sottesa ad un bacino idrografico di limitata estensione e nella quale già in questa fase si viene ad impostare un reticolo idrografico, fortemente controllato dai caratteri strutturali dell'area, che ricalca gli andamenti di quello attuale. Questo sembra testimoniato dalla distribuzione degli affioramenti dei successivi cicli continentali, che si rinvengono esclusivamente lungo i fianchi delle incisioni recenti.

Dopo la deviazione del Paleotevere e l'*uplift* della costa tirrenica, l'area di Ponte Galeria avrebbe pertanto costituito un *plateau* dove i fenomeni di erosione e deposizione si sarebbero concentrati in aree estremamente limitate, coincidenti con le incisioni vallive, mentre nell'area urbana di Roma entrambi questi processi avrebbero continuato ad aver luogo su vaste estensioni, a causa dell'influenza dell'azione del Paleotevere.

#### *Caratteri cronostatigrafici delle Unità a e b del Paleotevere 2*

La prima sequenza deposizionale del secondo ciclo del Paleotevere (Unità a del Paleotevere 2) è caratterizzata da un orizzonte basale di ghiaie passante verso l'alto ad argille lacustri grigio-azzurre, con frequenti intercalazioni torbose, contenenti molluschi dulcicoli ed ostracodi. Il letto di questa unità digrada verso NE e verso SSW. Essa costituisce in realtà una sequenza terrazzata, come si può dedurre da uno studio di dettaglio (attualmente in corso di approfondimento) delle quote di tetto dell'orizzonte ghiaioso. Questo carattere, che la differenzia dalle sequenze dell'Unità di Ponte Galeria, è da mettere in relazione a nostro avviso al carattere sinsedimentario della tettonica responsabile della diversione del Paleotevere, e del progressivo *uplift* cui è soggetta l'area romana in questo periodo.

La non correlabilità tra questa sequenza e quella alla base dell'Unità di Ponte Galeria è stata definitivamente provata grazie ad uno studio paleomagnetico (MARRA & FLORINDO, in stampa) effettuato sulle argille lacustri prelevate in sondaggio nei pressi del Colosseo. L'analisi di numerosi campioni ha evidenziato il carattere diretto del campo magnetico al momento della loro deposizione: questa dev'essere avvenuta pertanto dopo il *reversal* Matuyama-Brunhes, a differenza di quanto provato per le Argille a *Helicella*.

Alla prima sequenza deposizionale dell'Unità di Ponte Galeria potrebbero essere invece correlati i terreni presenti a quote attorno a 20 metri s.l.m., su delle superfici terrazzate di limitata estensione, localizzate in riva sinistra del Tevere in corrispondenza dei Monti Parioli e del Pincio (si veda la fig. 41 ed il profilo di fig. 16). Si tratta di ghiaie sciolte seguite da argille e sabbie giallastre, preservate dall'erosione su superfici relitte ad andamento tabulare, a quote del tutto confrontabili con quelle della base dell'Unità di Ponte Galeria.

L'Unità *b* del Paleotevere 2 presenta caratteri omogenei e sembra suturare l'attività tettonica nell'area di Roma. Questa unità è stata identificata con una nuova sequenza deposizionale in base agli elementi già citati in precedenza, e correlata in via preliminare all'ingressione che marca l'anaglaciale che segue il picco freddo dello *stage* 16. Essa, pur essendo priva di un livello basale di ghiaie, le quali sono invece presenti in lenti nella parte più alta dell'unità, evidenzia il reimpostarsi di un ambiente fluviale su uno lacustre. L'insieme di questi caratteri non sarebbe sufficiente di per sé a giustificarne l'attribuzione ad una nuova sequenza deposizionale legata ad una oscillazione glacio-eustatica, ad esclusione forse del riconosciuto contatto in inconformità sulla sottostante unità. Si deve però tenere conto che tale limite è stato riconosciuto esclusivamente in base all'analisi di stratigrafie di sondaggio e, laddove si è avuta l'opportunità di osservare delle carote, non è stato possibile riconoscere un contatto chiaramente erosivo. Non si può pertanto escludere che i depositi costituenti l'Unità *b* del Paleotevere 2, pur mantenendo inalterato il carattere di unità litostratigrafica, non rappresentino altro che la fase regressiva della sequenza deposizionale nominata Unità *a* del Paleotevere 2, e pertanto la correlazione diretta con la scala degli *stages* isotopici venga a cadere.

Va tuttavia citato il fatto che, nella porzione più alta, questa unità comincia ad arricchirsi in minerali di origine vulcanica e materiali piroclastici

rimaneggiati. Essendo l'inizio dell'attività dei Vulcani laziali datato attorno a 0.6 Ma (BARBERI *et al.*, 1994), questo fatto sembra in ottimo accordo con il *range* temporale dello *stage* 15, cui questa unità è stata parzialmente correlata. Quello che potrebbe variare, viceversa, è l'attribuzione dell'Unità *a* del Paleotevere 2 allo *stage* 17: tutto il secondo ciclo del Paleotevere potrebbe essere compreso nello *stage* 15, mentre i depositi di Ponte Galeria potrebbero comprendere tre sequenze deposizionali (come già ipotizzato da MILLI, 1991), correlabili agli *stages* 21, 19 e 17.

Secondo la cronostratigrafia proposta, analogamente a quanto indicato per l'Unità di Ponte Galeria, potremmo indicare un *super-sintema* corrispondente al Ciclo del Paleotevere 2, due *sintemi* corrispondenti alle Unità *a* e *b* del Paleotevere 2, coincidenti con due sequenze deposizionali del IV ordine (*stages* 18-17 e 16-15), ed alcuni *sub-sintemi*, corrispondenti ai diversi orizzonti litostratigrafici.

### 2.3 - L'ATTIVITÀ DEI «VULCANI ROMANI»

A partire da circa 0.6 Ma, con l'inizio dell'attività dei vulcani alcalino-potassici della fascia costiera tirrenica (BARBERI *et al.*, 1994), l'evoluzione morfologica dell'area romana subisce profondi mutamenti.

L'arrivo in questa area di ingenti volumi di prodotti vulcanici, sia per flusso piroclastico che per ricaduta balistico-eolica, determina infatti una accelerazione dei normali processi di deposizione, imprimendo al paesaggio un aspetto completamente diverso dal precedente.

In particolare, l'area romana viene interessata dalle unità piroclastiche eruttate dal Distretto Vulcanico dei Colli Albani (localizzato circa 25 km a SE di Roma) e dal Distretto Vulcanico dei Sabatini (localizzato circa 30 km a NW di Roma), fig. 42.

Uno studio di estremo dettaglio sulla stratigrafia dei depositi vulcanici, accompagnato da una vasta produzione cartografica, è stato condotto, per l'area albana, da FORNASERI, SCHERILLO & VENTRIGLIA (1963), e, per quella sabatina, da MATTIAS & VENTRIGLIA (1970). La quasi totalità della nomenclatura relativa alle unità vulcaniche ancora oggi in uso, e ampiamente ripresa anche in questa opera, fa riferimento ai lavori di questi Autori.

Una revisione dei processi vulcanici e dei meccanismi di messa in posto dei prodotti esplosivi dei vulcani del Lazio è stata realizzata a partire dalla fine degli anni settanta. Questa ha permesso d'in-

quadrare l'evoluzione della regione vulcanica laziale in un'ottica geodinamica, fornendo una ricostruzione dei processi geologico-strutturali che hanno determinato l'assetto stratigrafico di quest'area (FUNICIELLO & PAROTTO 1978; DE RITA *et al.*, 1983; DE RITA *et al.*, 1984).

Si realizzarono in questi anni nuovi rilevamenti, poi confluiti in prodotti cartografici alla scala 1:50.000 delle aree vulcaniche a nord e a sud di Roma (i Monti Sabatini e i Colli Albani), pubblicati più recentemente nell'ambito del Progetto Finaliz-

zato Geodinamica del CNR (DE RITA *et al.*, 1988a; CNR, 1993).

Nei due distretti vulcanici a NW e a SE di Roma, si osserva una corrispondenza tra gli alti strutturali e le zone con flusso di calore termico anomalo. A tali alti strutturali corrispondono in superficie i centri eruttivi freatomagmatici del ciclo esplosivo più recente e le principali manifestazioni geotermiche (FUNICIELLO *et al.*, 1976). I due vulcani mostrano caratteri vulcanotettonici spiccatamente diversi: i Colli Albani sono formati da quasi 300 km<sup>3</sup> di prodotti relativi a un principale edificio cen-

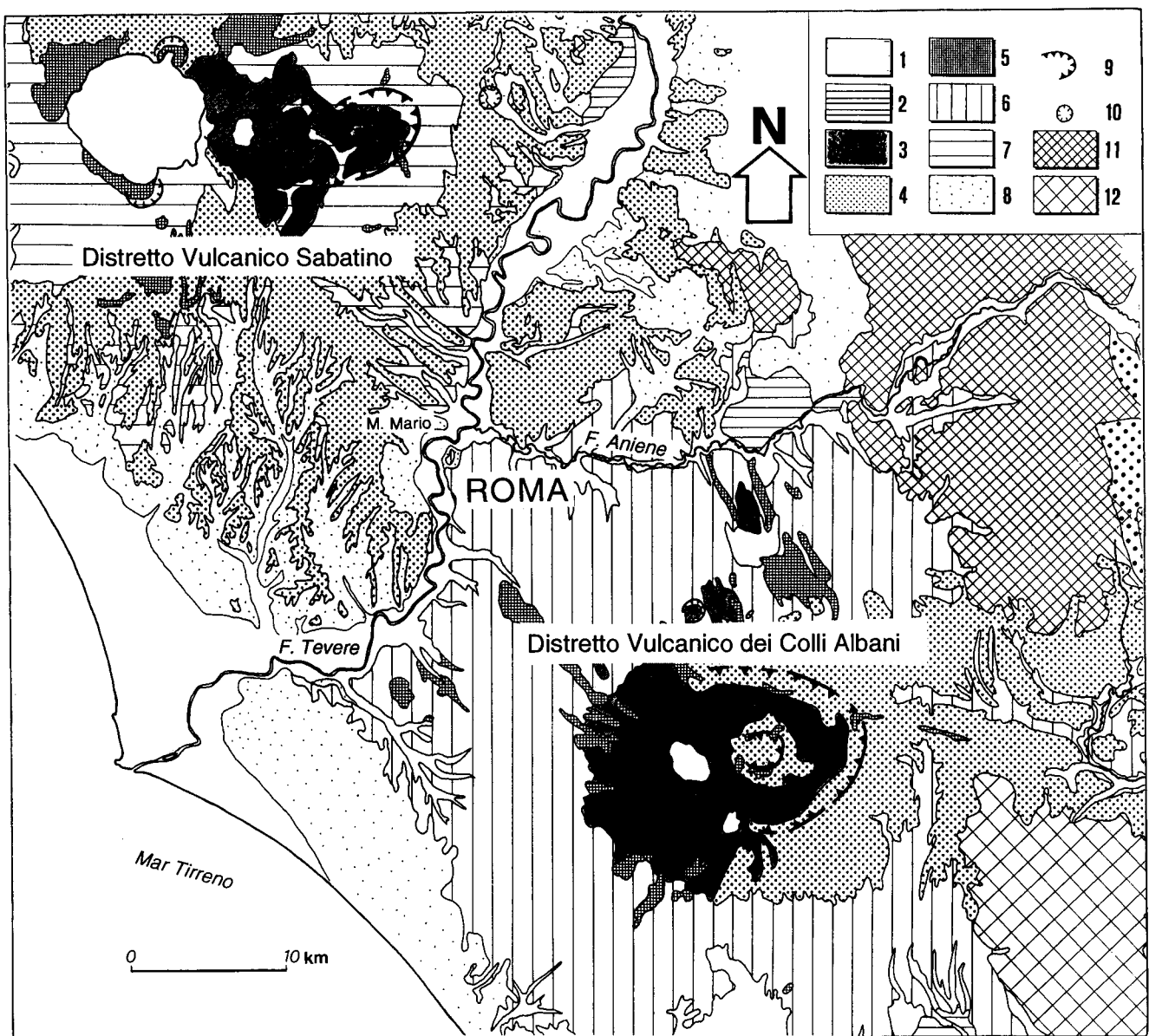


Fig. 42. - L'area romana con la localizzazione dei Distretti vulcanici sabatino e albano. Legenda: 1) depositi alluvionali recenti ed attuali; 2) travertini; 3) unità idromagmatiche; 4) depositi piroclastici di ricaduta; 5) colate di lava; 6) unità ignimbratiche dei Colli Albani; 7) unità ignimbratiche sabatine; 8) unità sedimentarie plio-pleistoceniche; 9) orlo di caldera; 10) orlo di cratere; 11) unità sedimentarie pelagiche meso-cenozoiche; 12) unità sedimentarie meso-cenozoiche di piattaforma carbonatica.





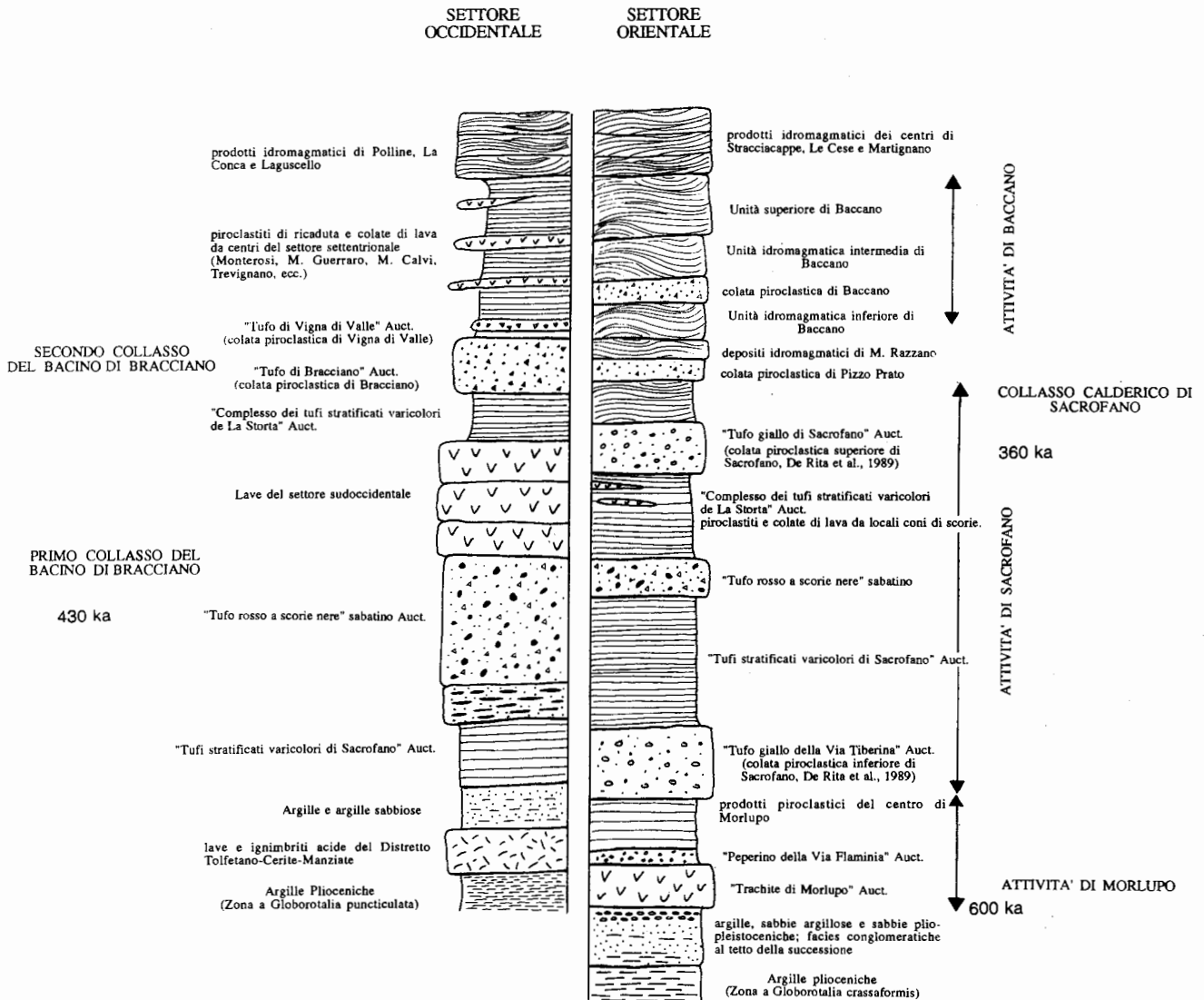


Fig. 44. - Sezioni stratigrafiche schematiche del Distretto Vulcanico dei Sabatini.

trale, laddove il distretto sabatino, di dimensioni volumetriche circa metà di quelle albane, risulta composto da molteplici centri separati.

L'attività del Distretto Vulcanico dei Colli Albani (il «Vulcano Laziale» Auct.), può essere suddivisa in tre distinte Fasi Eruttive, che si differenziano per la tipologia eruttiva prevalente: La Fase del Tuscolano-Artemisio, la Fase delle Faete e la Fase Idromagmatica Finale (fig. 43).

La Fase del Tuscolano-Artemisio è la più antica e prende il nome dal bordo calderico costituito dai Monti del Tuscolo a N e dell'Artemisio a S, relitto del Vulcano Tuscolano-Artemisio. Essa è stata caratterizzata, in particolare, accanto alla emissione di potenti colate di lava e ad una attività stromboliana, da eventi esplosivi parossistici seguiti da collassi calderici, che hanno messo in posto notevoli volumi

di ignimbriti, le quali costituiscono oggi il substrato di gran parte della Campagna Romana.

La successiva Fase delle Faete, prevalentemente effusiva, costruisce un nuovo edificio (Edificio delle Faete) all'interno dell'area precedentemente collassata. Durante questa Fase, diverse effusioni laviche debordano all'esterno del settore centrale, e alcune di queste, come la Lava di Capo di Bove, raggiungono la periferia sud-orientale della città di Roma.

L'attività del Distretto dei Colli Albani termina con una Fase Idromagmatica che dà luogo alla emissione dei famosi «peperini» romani degli Autori, riconoscibile attraverso numerosi crateri eccentrici, localizzati soprattutto nei settori settentrionale ed occidentale.

Il Distretto Vulcanico dei Monti Sabatini, come detto, è invece costituito da un gran numero di

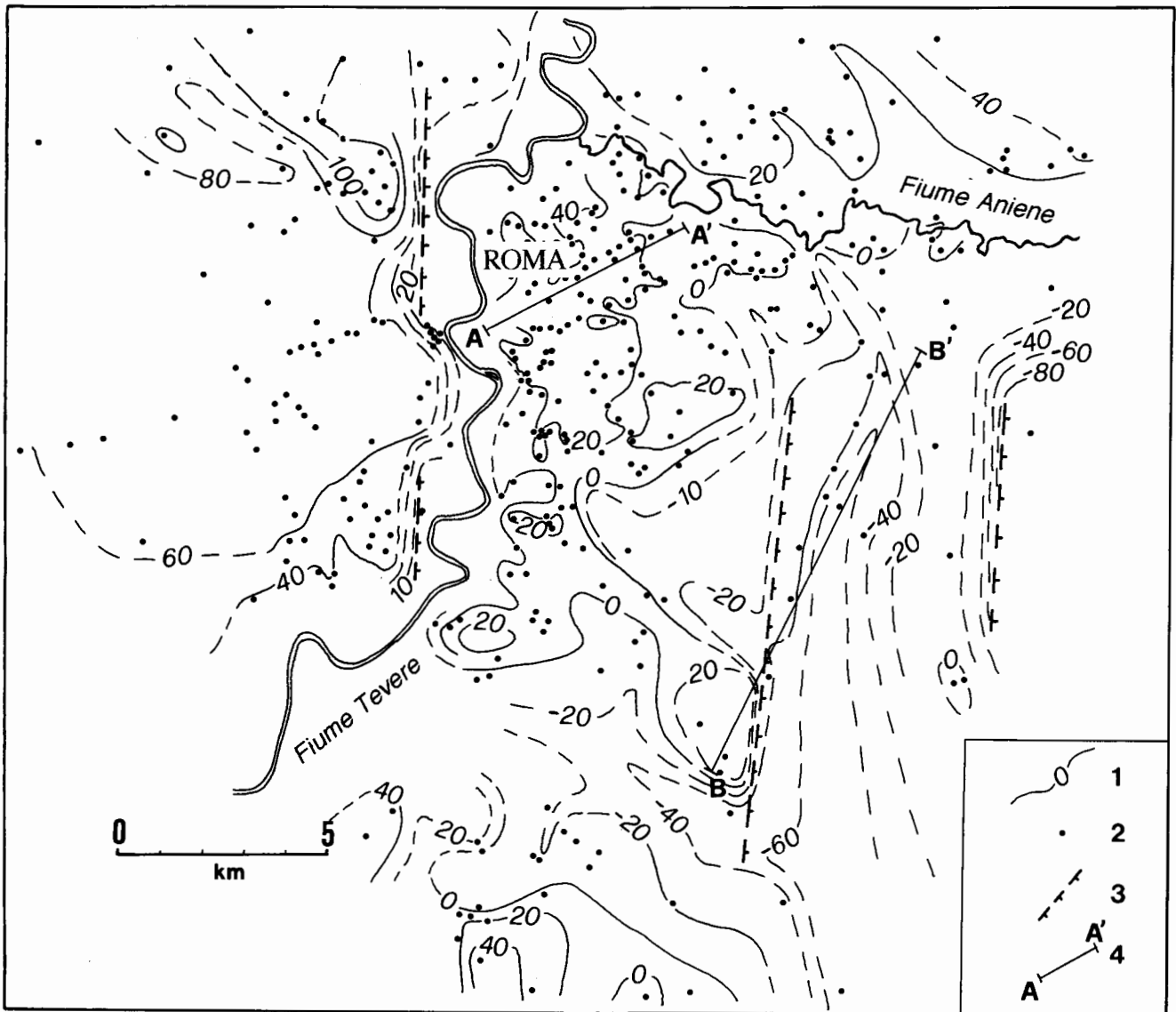


Fig. 45. - Isobate relative al livello del mare della superficie di letto dei prodotti vulcanici. 1) Isobate della superficie di letto dei depositi vulcanici in metri s.l.m.; 2) Ubicazione dei sondaggi utilizzati; 3) Faglie presunte; 4) A-A': profilo di Fig. 16; B-B': profilo di Fig. 17.

Da MARRA *et al.*, 1995b, modificato.

centri vulcanici indipendenti, numerosi dei quali monogenici ed altri con attività persistente nel tempo, che, attraverso la formazione di numerose depressioni calderiche e crateri (molti dei quali occupati da laghi), coni di scorie e *plateau* lavici, presentano nell'insieme un aspetto simile ai più noti Campi Flegrei.

L'attività del Distretto Sabatino può essere schematicamente suddivisa considerando l'attività dei centri principali, anche se questi molto spesso hanno avuto attività contemporanea. Essi sono il Centro di Morlupo, il Centro di Sacrofano, il Centro di Baccano e l'attività nel settore di Bracciano (fig. 44).

Nell'area romana, i prodotti distali dei due distretti vulcanici convergono ed interagiscono, col-

mando e livellando, quando presenti, le articolate paleomorfologie indotte dalle variazioni glacio-eustatiche durante il Pleistocene.

A questo proposito, studi recenti suggeriscono che le ripetute oscillazioni del livello del mare, oltre ad incidere profondamente nella evoluzione della morfologia costiera, abbiano influenzato l'attività esplosiva dei distretti vulcanici, agendo da fattore critico per le grandi eruzioni esplosive ignimbriche (DE RITA *et al.*, 1991).

In fig. 45 è mostrato l'andamento della superficie di letto delle unità vulcaniche nell'area romana, ricostruito grazie a diverse centinaia di stratigrafie di sondaggi. Il dettaglio di questa superficie all'interno del Centro Storico è mostrato in tav. 11.

È opportuno sottolineare il fatto che si tratta di una superficie diacrona, in quanto non riferibile al letto di una singola unità vulcanica. Essa tuttavia, a meno di situazioni locali, ove si possono essere verificate delle re-incisioni del substrato sedimentario, e a meno delle dislocazioni tettoniche successive, può essere a buona ragione utilizzata per avere un'idea dell'assetto morfologico della Campagna Romana, quale doveva essere immediatamente prima dell'inizio dell'attività vulcanica.

Ad una prima analisi potrebbe sembrare che le prime unità vulcaniche si siano messe in posto su di un substrato sedimentario estremamente articolato ed interessato da profonde incisioni vallive (fino a -68 metri s.l.m., nel settore orientale), che testimonierebbero l'occorrenza di una regressione molto pronunciata della linea di costa. Se tuttavia si tiene in debito conto l'effetto della tettonica sin-vulcanica, che si è esplicata principalmente attraverso una serie di faglie a direzione N-S (ben evidenziate da importanti lineamenti riconosciuti negli andamenti della superficie ricostruita in fig. 45), si comprende come tale substrato fosse caratterizzato in origine da una topografia con gradienti morfologici estremamente bassi. Questi caratteri appaiono infatti ben conservati nell'area sud-occidentale e in corrispondenza del Centro Storico di Roma. Retrodeformando l'assetto del substrato sedimentario nell'area sud-orientale in prossimità dei Colli Albani, sottraendo i rigetti delle faglie riconosciute che arrivano anche a 60 metri (si veda il paragrafo precedente), si trovano delle quote per il letto delle unità vulcaniche non minori di -10 metri s.l.m., in buon accordo con gli andamenti osservati nel quadrante nord-orientale.

L'attività principale delle faglie N-S sembra potersi collocare nell'intervallo di tempo compreso tra la messa in posto delle prime unità di flusso albane (Tufi pisolitici *Auct.*; I<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, DE RITA *et al.*, 1988a) e le «Pozzolane rosse» *Auct.* (II<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, DE RITA *et al.*, 1988a). Quest'ultima ignimbrite infatti sembra suturare tale attività, come è possibile dedurre dal confronto tra l'andamento delle sue superfici di letto e di tetto (DE RITA *et al.*, 1992).

La disarticolazione del substrato sedimentario e di parte delle unità vulcaniche sino allora depositesi sembra potersi attribuire, in prima analisi, a processi di tipo *pull-apart* innescati dall'attività di una serie di faglie a carattere transtensivo destro, disposte secondo una geometria *en échelon*, riconosciute ampiamente nell'area indagata e attive fino

a 0.17 Ma (FACCENNA & FUNICIELLO, 1993). Le evidenze attualmente disponibili, tuttavia, non permettono di escludere un carattere essenzialmente «verticale» delle dislocazioni riconosciute.

Un ulteriore modesto collasso della base delle unità vulcaniche può essere stato provocato, in alcuni settori, dalla consolidazione delle sottostanti argille fluvio-lacusri, che raggiungono ingenti spessori.

Un substrato già ampiamente interessato dall'attività erosiva non rende ragione della correlazione tra l'inizio dell'attività vulcanica attorno a 0.6 Ma e la sua posizione nella scala degli *stages* isotopici, che corrisponde ad un alto stazionamento della linea di costa; questa incongruenza può essere spiegata ammettendo che una parte degli andamenti osservabili in fig. 45 si sia delineata successivamente, in occasione del *low stand* coincidente col picco freddo dello *stage* 14.

È necessario sottolineare come la conformazione morfologica e la particolare localizzazione dell'area romana rispetto ai due Distretti vulcanici limitrofi, incidano fortemente sul tipo e sui volumi dei prodotti che raggiungono questo settore nel corso del Pleistocene, nonché sulla loro distribuzione.

Il Distretto dei Colli Albani interessa l'area in esame soprattutto con depositi da colata piroclastica (ignimbriti), mentre il Distretto dei Sabatini influenza il settore con depositi di ricaduta e, limitatamente alla parte settentrionale, con depositi da colata piroclastica.

A causa della direzione prevalente verso E dei venti in quota nel Pleistocene medio, analoga a quella attuale (CAPUTO *et al.*, 1974), i prodotti piroclastici emessi nell'atmosfera dalle eruzioni esplosive del Distretto dei Colli Albani, vengono trasportati e ricadono per lo più verso oriente, in direzione della Valle Latina, non interessando il settore ora occupato dalla città di Roma. Per lo stesso motivo, i prodotti piroclastici emessi nell'atmosfera dal Distretto dei Sabatini interessano invece anche l'area di Roma, ammantando via via la morfologia presente, indipendentemente dalla quota topografica, con spessori complessivi di diversi metri.

Una diversa analisi va fatta per i depositi da colata piroclastica. Le colate piroclastiche, scorrendo sul terreno, sono indipendenti dalla direzione dei venti dominanti ed invece particolarmente influenzate dalla morfologia presente al momento della loro emissione, a parità di distanza dal centro eruttivo. Il Distretto dei Colli Albani influenza così l'area romana soprattutto con i depositi da colata piroclastica legati all'attività esplosiva della sua fase iniziale (Fase Tuscolano-Artemisia, DE RITA *et al.*,

1988a) (fig. 43), i quali, scorrendo su un'area priva di notevoli dislivelli morfologici, giungono sino all'altezza dell'attuale città di Roma, dove si arrestano ai piedi della dorsale Monte Mario-Gianicolo. Il Distretto Sabatino, per le particolari condizioni topografiche rappresentate dall'alto morfologico di Monte Mario-Gianicolo, interessa con depositi da colata piroclastica solamente il settore nord dell'area attualmente occupata dalla città, dove la presenza della valle del Paleotevere costituisce una via preferenziale di scorrimento per questi prodotti (ALVAREZ, 1972, 1973; FUNICIELLO *et al.*, 1994).

## 2.4 – I DEPOSITI VULCANICI E SIN-VULCANICI

### 2.4.1 – I primi prodotti vulcanici dell'area romana: le piroclastiti di ricaduta

I primi prodotti vulcanici che interessano l'area di Roma si rinvencono sotto forma di piroclastiti rimaneggiate all'interno della parte finale della sequenza deposizionale definita come Unità *b* del Paleotevere 2. Si tratta di cristalli di pirosseno, sanidino e biotite e di piccole pomice mediamente vescicolate, dispersi nelle sabbie di ambiente fluvio-palustre localmente interessate da depositi travertinosi.

Le prime piroclastiti di deposizione primaria, si rinvencono in corrispondenza dell'inizio di una nuova fase erosiva, legata alle mutate condizioni climatiche che producono un nuovo abbassamento del livello del mare. Tale fase erosiva è riconducibile, nella curva di SHACKLETON *et al.* (1990), all'intervallo tra il minimo di  $\delta^{18}\text{O}$  dello *stage* 15 ed il massimo dello *stage* 14. Queste piroclastiti sono rappresentate da depositi di ricaduta costituiti da livelli cineritici, pomice, o scoriacei, in parte rimaneggiati, provenienti prevalentemente dal Distretto Vulcanico dei Sabatini ed interessano l'area romana durante tutto il corso dell'attività vulcanica. A questi si sovrappongono e si interstratificano i depositi da colata piroclastica, provenienti in minima parte dal Distretto Vulcanico dei Sabatini ma principalmente dal Distretto Vulcanico dei Colli Albani, e facenti parte dell'attività del Tuscolano-Artemisio (DE RITA *et al.*, 1988a).

Le piroclastiti di ricaduta sono caratterizzate da una alternanza di livelli estremamente variabili in granulometria e consistenza (fig. 46 e fig. 47) costituiti da: cineriti di colore estremamente variabile, contenenti a volte pomice gialle disperse nella ma-

trice e cristalli di leucite analcimizzata, sanidino, pirosseno e biotite, più o meno pedogenizzate, a testimonianza dell'interruzione temporanea dell'attività vulcanica («Tufi terrosi» *Auct.*); orizzonti lapilloscoriacei più o meno cementati, contenenti piccoli litici lavici ed olocristallini («Tufi granulari» *Auct.*); livelli costituiti da piccole scorie in una matrice cineritica con abbondante leucite analcimizzata, pirosseno e biotite («Pozzolane» *Auct.*; da notare che, per le loro caratteristiche questi livelli sono stati scambiati in passato da numerosi autori per le pozzolane albane, come segnalato da DE ANGELIS D'OSSAT, 1932); livelli costituiti da pomice di ricaduta ben classate e mediamente vescicolate, di colore dal giallo al grigio, che costituiscono degli orizzonti guida in buona parte della Città («Granturco» *Auct.*, si, veda la fig. 47). È da sottolineare come tali livelli pomice siano segnalati esclusivamente al di sotto delle «Pozzolane rosse», e quindi indichino un ben definito intervallo temporale. Va inoltre segnalato come questi orizzonti pomice, spesso localizzati tra due livelli cineritici, siano spesso caratterizzati da interruzioni di tipo *boudinage*, testimoniando estesi fenomeni di liquefazione all'interno dei suddetti livelli cineritici.

### 2.4.2 – I primi depositi da colata piroclastica dei Colli Albani: l'Unità piroclastica del Palatino

Nel settore centro-orientale sono state riconosciute almeno due unità eruttive, separate da paleosuoli, costituite prevalentemente da depositi da colata piroclastica, riconducibili ai «Tufi pisolitici» e ai «Tufi granulari» *Auct.* («I<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio», DE RITA *et al.*, 1988a) (fig. 43).

Per *unità eruttive* si intendono sequenze piroclastiche primarie, separate tra loro da paleosuoli o superfici di discontinuità erosive, che testimoniano una singola sequenza eruttiva (*eruption units*, FISHER & SCHMINCKE, 1984). Sono costituite da una o più *unità deposizionali* caratterizzate ciascuna da particolari modalità di trasporto (livelli di ricaduta, depositi da colata piroclastica, etc.).

L'unità eruttiva inferiore (fig. 48) è riconoscibile nel settore meridionale della Città, e nel settore a NE dove affiora al di sopra di una cinerite pedogenizzata di colore rossastro. Si presenta costituita alla base da un deposito da colata piroclastica, massivo, caratterizzato da piccole pomice gialle disperse in una matrice cineritica contenente lapilli accrezionari (le «pisoliti» degli Autori) (fig. 49). Al di sopra



Fig. 46. – Sequenza piroclastica costituita prevalentemente da prodotti di ricaduta da cineritici a lapillosi. Via Nomentana, km 8 (Studi ex Dear Film).

sono presenti livelli cineritici stratificati o massivi, di spessore variabile e ricchi in *lapilli accrezionari* (fig. 54).

La superficie morfologica sulla quale si depone questa seconda unità eruttiva è già interessata da una forte erosione: ne fanno testo le ghiaie che si rinvencono localmente alla base del deposito, ed il fatto che la sua superficie di base varia tra quote inferiori a 20 fino ad oltre 45 metri s.l.m.. Si deve infine osservare come il deposito presenti, nel complesso, spessori modesti ma variabili, compresi tra 1 e 5 metri.

La messa in posto di queste due unità eruttive probabilmente contribuisce, assieme alla tettonica ed alla fase erosiva in atto, a causare la più importante modificazione occorsa durante il periodo temporale che stiamo considerando, e cioè lo spostamento dell'antico corso del Fiume Tevere (Paleotevere 2) verso la sua attuale posizione, più vicina ai rilievi della dorsale Monte Mario-Gianicolo. Tale spostamento dovrebbe essere stato determinato da un'insieme di cause: prima fra tutte la tettonica, caratterizzata da faglie N-S con probabile cinematica tran-

stensiva, localizzate lungo il tratto urbano dell'attuale valle del Tevere; in secondo luogo la messa in posto della prima unità di flusso albana e la successiva attività erosiva.

In seguito all'erosione legata al progredire del ritiro della linea di riva, si viene a stabilire un corso del Paleotevere molto simile a quello dell'attuale F. Tevere.

#### 2.4.3 – *Le Lave dell'Acquacetosa*

In corrispondenza del deterioramento climatico coincidente con lo *stage* 14, una grossa fase effusiva, localizzata in particolare nel settore sud-occidentale del Distretto Vulcanico dei Colli Albani, dà luogo alla emissione di un grande espandimento, costituito da numerose colate laviche. Queste colate di lava, incanalandosi nelle depressioni morfologiche presenti, raggiungono anche l'area romana meridionale, in corrispondenza della attuale via Laurentina all'altezza del G.R.A. e dell'attuale Valle della Caffarella, con spessori complessivi superiori ai 20 metri (DE RITA & ROSA, 1990) (fig. 55). Va sottolineato



Fig. 47. – Livello di pomice di ricaduta (il «Granturco» degli Autori) intercalato tra due livelli cineritici in parte pedogenizzati. Colli Fidene.

come il riconoscimento della effettiva estensione e continuità di questo espandimento lavico è stato possibile esclusivamente attraverso l'utilizzo dei numerosi dati di sondaggio disponibili. Gli unici affioramenti rimasti di questo grande espandimento lavico sono localizzati lungo il Fosso dell'Acquacetosa. Le lave presenti in questo settore e riconducibili a questo espandimento, segnalate sin dal XIX secolo (RICCIOLI, 1817; CARPI, 1829) e descritte in seguito da una serie di Autori tra i quali ricordiamo: SABATINI, 1900; VENTRIGLIA, 1945; PENTA *et al.*, 1952; LUPINO *et al.*, 1956; FORNASERI *et al.* 1963, sono purtroppo attualmente raramente visibili in affioramento. Esse si presentano macroscopicamente i colore grigio a grana molto fine, con fenocristalli di leucite non alterata. Sono classificate su base mineralogica da Fornaseri come leucititi nefeliniche melilitiche («Lava dell'Acquacetosa» e «Lava della Cecchignola», FORNASERI *et al.*, 1963) e classificabili tramite il diagramma TAS (LE BAS *et al.*, 1986), sulla base delle stesse analisi chimiche (FORNASERI *et al.*, 1963), come tefriti fonolitiche.

Vanno segnalate per queste lave le prime pionieristiche datazioni K/Ar di EVERDEN & CURTIS (1965)  $0.706 \pm 0.070$  Ma, e di GASPARINI & ADAMS (1969)  $0.680 \pm 0.050$  Ma, che seppure doverosamente ricordate, appaiono sovrastimate rispetto ai dati stratigrafici, calibrati sulla scala degli *stages* isotopici dell' $^{18}\text{O}$  di SHACKLETON *et al.* (1990). A questo proposito va segnalato il problema dell'arricchimento in Ar nei



Fig. 48. – Unità eruttiva inferiore del primo ciclo piroclastico albano, mostrandone una serie di cavità lasciate dalla macerazione dei rami e tronchi d'albero rimasti intrappolati nel deposito. Via Kant.



Fig. 49. Particolare della unità eruttiva inferiore del primo ciclo piroclastico albano con visibili numerosi lapilli accrezionari dispersi nella matrice cineritica. Via Kant.

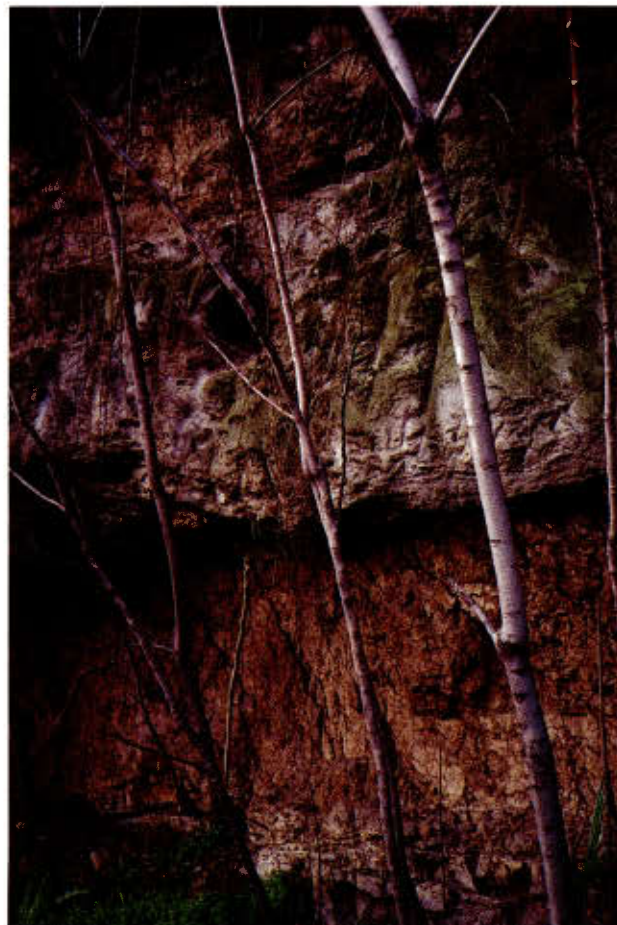


Fig. 50. – Unità piroclastica del Palatino al di sopra della piroclastite pedogenizzata. Notare verso l'alto dell'unità la cavità lasciata da un tronco d'albero rimasto imprigionato nel deposito. Via Nomentana, km 8.

prodotti dei Colli Albani, accertato da VILLA (1985). FORNASERI (1985) sottolinea come gli esperimenti di Villa indichino che l'Ar in eccesso non è omogeneamente distribuito nei prodotti albani e che i risultati delle datazioni convenzionali K/Ar dovrebbero essere considerati con estrema cautela, perché anche una grande precisione analitica per questa metodologia non è necessariamente una garanzia che l'età apparente corrisponda all'età reale del campione; raccomanda quindi l'utilizzo della metodologia di datazione  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , attraverso la quale è possibile rilevare e tenere conto dell'Ar in eccesso. Questo conferma l'ipotesi, emersa dai dati stratigrafici, che le datazioni menzionate siano molto probabilmente sovrastimate rispetto all'età reale dei prodotti.

#### 2.4.4 – I primi depositi da colata piroclastica dei Sabatini: il «Peperino della Via Flaminia» ed il «Tufo giallo della Via Tiberina»

La fase glaciale coincidente con il *low stand* dello stage 14 ha probabilmente raggiunto ed oltrepassato

il suo massimo, ed il livello del mare ha appena iniziato la fase di risalita, quando due grosse eruzioni nel Distretto dei Sabatini, in particolare nel settore del centro vulcanico di Sacrofano, danno luogo alla emissione di due colate piroclastiche. Esse raggiungono la zona di Roma provenendo da nord e percorrendo il corso del Paleotevere, fino ad arrivare nella zona dell'attuale Centro Storico dove i loro depositi sono stati rinvenuti in sondaggio al di sotto della collina interessata dalla galleria Principe Amedeo (si veda il profilo nella carta geologica in scala 1:10.000 allegata alla Monografia, tavola 9). Essi sono rappresentati rispettivamente dal «Peperino della Via Flaminia» e dal «Tufo Giallo della Via Tiberina».

Il «Peperino della via Flaminia» è un deposito massivo e litoide, costituito da scorie grigie o nere disperse in una matrice cineritica con fenocristalli di sanidino, pirosseno e biotite. Al km 8,5 della Via Flaminia, presso la località dove si trovava la Cava Nera Molinario, esso poggia direttamente su un deposito di ghiaie con *Elephas antiquus* (BLANC





Fig. 51. – Unità piroclastica del Palatino nella parte centrale della foto. (Palatino, sezione presso S. Maria Antiqua).

*et al.*, 1955a), ricco in minerali vulcanici, i cui ciottoli sono visibili anche nella parte basale della ignimbrite, dispersi nella matrice o in lenti, a testimonianza dello scorrimento della colata piroclastica al di sopra di questo deposito (fig. 56). È importante segnalare il rinvenimento, alla base dell'ignimbrite, di ossa di *Cygnus Bewicki* in associazione con vertebre di pesce, le quali, assieme al ritrovamento in una lente di argilla, all'interno delle ghiaie con minerali vulcanici, di una malacofauna di clima freddo e, in una cava poco lontana (Cava Bianca), sempre nello stesso deposito ghiaioso, di *Margaritana auricularia* (= *Unio (pseudunio) sinuatus*), confermerebbero condizioni di clima decisamente più freddo dell'attuale al momento della deposizione di questa colata piroclastica (BLANC *et al.*, 1955a). Sono inoltre presenti impronte di foglie, rami e tronchi d'albero e frammenti di legni fossili (*Fraxinus*, *Quercus*, esemplari sporadici di *Tilia*, *Populus* e *Ulmus*, ed una Conifera: *Abies alba*) che confermerebbero un clima più rigido dell'attuale, seppure a temperatura più mitigata rispetto all'acme glaciale, per la presenza

di *Buxus sempervirens* e di *Vitis vinifera* (FOLLIERI, 1961; FOLLIERI & MAGRI, 1961).

Al di sopra di questo deposito, localmente, una piroclastite grigiastra di alcuni centimetri di spessore ed un piccolo livello ghiaioso (5 cm) fanno da passaggio alla ignimbrite superiore (fig. 57).

La messa in posto del «Tufo Giallo della Via Tiberina» è stata datata recentemente da CIONI *et al.*, (1993) con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a 0.55 Ma, in buon accordo con la sua posizione stratigrafica e la correlazione con la scala degli *stages* isotopici dell'ossigeno. L'emissione della colata piroclastica a cui è legato questo deposito costituisce un evento particolarmente importante, perché ostruisce completamente il corso del Paleotevere a nord dell'area romana, nel suo tratto localizzato più o meno in corrispondenza dell'attuale caldera di Sacrofano. Il Paleotevere è così obbligato a cercarsi un nuovo percorso verso est, dove, dopo aver aggirato il rilievo del Monte Soratte, raggiunge nuovamente l'area di Roma all'altezza dell'attuale Grande Raccordo Anulare (ALVAREZ, 1972, 1973; FUNICIELLO *et al.*, 1994).



Fig. 52. - Unità piroclastica del Palatino. Sono visibili le numerose cavità lasciate dai rami e tronchi d'albero intrappolati nel deposito e le abbondanti ghiaie disperse nello stesso. (Via della Consolazione, versante sud-orientale del Campidoglio).

L'ignimbrite si presenta massiva e prevalentemente litoide, costituita da pomici centimetriche ricche in leucite disperse in una matrice cineritico-pomicea contenente cristalli di leucite, sanidino, e pirosseno (fig. 58). La litificazione è riconducibile ad estesi fenomeni di devetrificazione e zeolitizzazione (NAPPI *et al.*, 1979). Contiene dispersi al suo interno litici sedimentari spesso a spigoli vivi, in particolare calcarei, e litici olocristallini. Il deposito è definito una «ignimbrite trachitica» da BERTINI *et al.*, (1971), ed una «ignimbrite tefritico leucitica» da CHIOCCHINI *et al.*, (1975) e corrisponde ai «tufi gialli» di SCHERILLO (1941).

Alla base sono presenti ciottoli calcarei arrotondati probabilmente prelevati dal substrato durante



Fig. 53. - Unità piroclastica del Palatino. Sono visibili la struttura laminare del deposito e la concentrazione di ghiaie e litici alla base della colata piroclastica (Via Poggio Moiano).

il flusso. Va segnalata inoltre la presenza di impronte di rami e di tronchi d'albero (BLANC *et al.*, 1955a) nella parte basale di questo deposito, che testimoniano la presenza di una rinnovata vegetazione arborea nel paesaggio successivo alla deposizione del «Peperino della via Flaminia».

#### 2.4.5 - L'Unità di Valle Giulia

La fase deposizionale che segue la messa in posto delle prime ignimbrite sabatine (ricollegabile all'intervallo temporale tra il massimo dello *stage* 14 ed il minimo dello *stage* 13), è caratterizzata da sabbie e travertini fitoclastici (fig. 59), contenenti lenti di piroclastiti rimaneggiate (figg. 60 e 61), locali livelli di ghiaie eterometriche e poligeniche e sequenze diatomitiche (Unità di Valle Giulia, qui definita). Tali depositi sono presenti solamente ai bordi dell'attuale valle del Tevere, testimoniando in tal modo l'avvenuto spostamento del suo corso.

La presenza di estesi depositi travertinosi in questa unità (MANFRA *et al.*, 1976), è particolarmente significativa, in quanto anche l'Unità piroclastica del Palatino ed il «Peperino della via Flaminia» presentano localmente (in prossimità del tratto urbano della valle del Tevere) depositi travertinosi all'interno di fratture o, come si può osservare nella zona del Foro Romano, all'interno delle cavità lasciate dai rami e tronchi d'albero inglobati nel deposito piroclastico (fig. 62). Tali depositi testimoniano una fase di notevole circolazione locale di fluidi ricchi in  $\text{CaHCO}_3$  (in coincidenza con l'incremento del flusso termico conseguente l'inizio del



Fig. 54. - Al di sopra della porzione più litoide, l'Unità piroclastica del Palatino è caratterizzata anch'essa da un livello di lapilli accrezionari, come bene evidente in questa sezione alla Magliana.

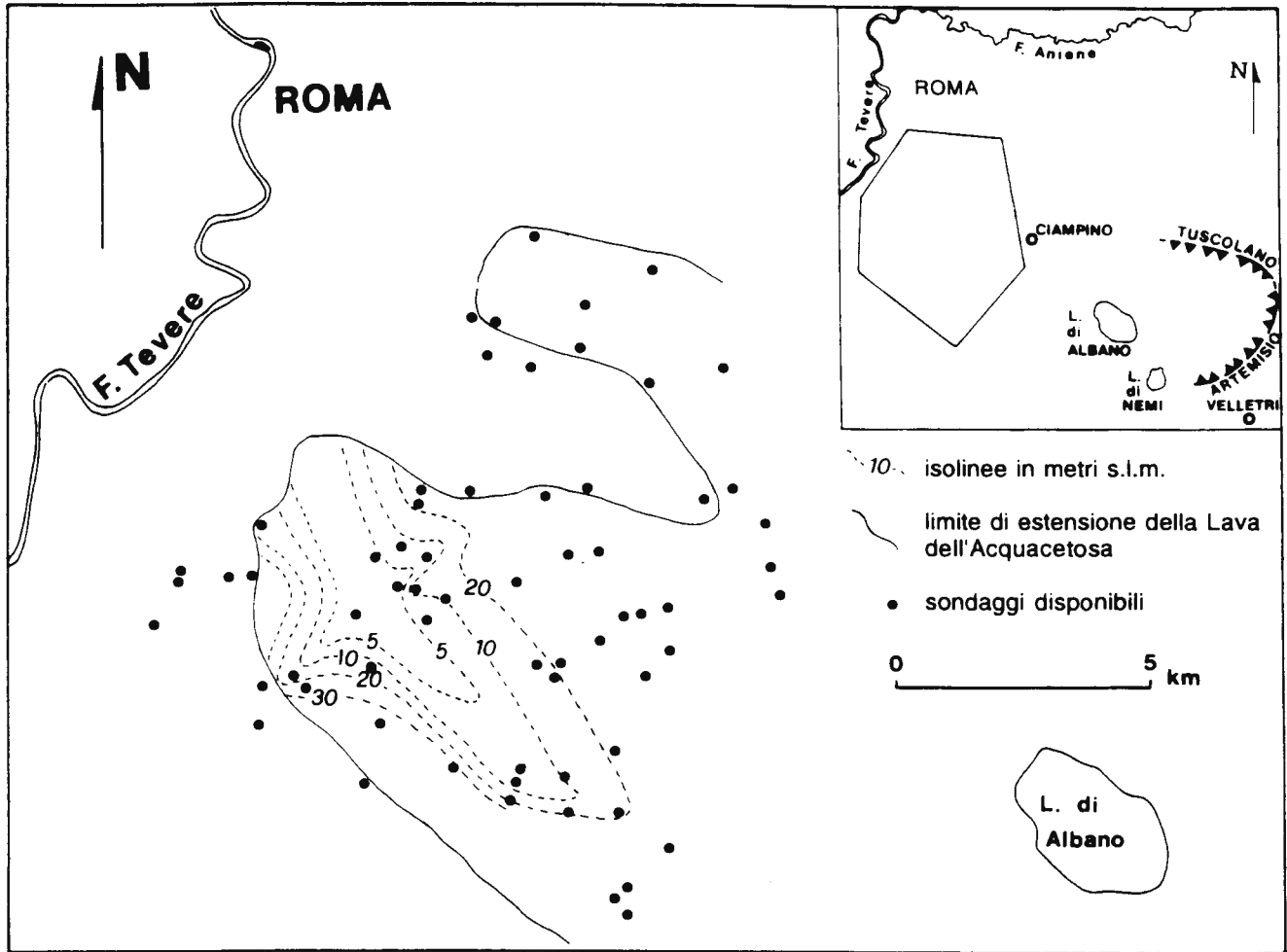


Fig. 55. - Carta della superficie di letto delle Lave dell'Acquatosa (da DE RITA & ROSA, 1990).

l'attività vulcanica), la cui risalita sarebbe stata favorita dalla presenza delle faglie a direzione N-S che avrebbero contribuito alla deviazione del corso del Paleotevere. L'assenza di tali depositi all'interno delle unità piroclastiche posteriori conferma l'età di questo episodio idrotermale. L'abbondanza di sabbie presenti in questa sequenza deposizionale potrebbe essere legata all'attraversamento e alla creazione di un nuovo *thalweg* del Fiume Tevere in un settore ad E del M. Soratte, particolarmente ricco in depositi sabbiosi ed argillosi Plio-Pleistocenici (dopo il colmamento del vecchio paleoalveo a seguito della messa in posto del «Tufo giallo della via Tiberina», ALVAREZ, 1972, 1973). È importante sottolineare come la definizione di questa unità, realizzata su basi stratigrafiche e riconducibile in parte al «Parioliano» di BONADONNA (1968), sia ulteriormente confermata dalla segnalazione di una evidente superficie erosiva che interessa il «Peperino della via Flaminia» in corrispondenza della Catacombe di S.

Valentino all'angolo di Viale Tiziano (DE ANGELIS è quindi collocabile temporalmente tra la deposizione del «Peperino della via Flaminia» e la deposi-



Fig. 56. - Lente di ghiaie all'interno del deposito del «Peperino della via Flaminia». Via Flaminia, km 8,5 (presso la Tomba dei Nasoni).

zione del «Tufo rosso a scorie nere» sabatino. Essa corrisponde in parte alla «Formazione di San Cosimato» (CONATO *et al.*, 1980). Si deve però notare che, per come è stata definita questa «Formazione» nell'area di Ponte Galeria, essa potrebbe comprendere i depositi associati a due distinte sequenze deposizionali correlabili alle ingressioni culminanti negli *stages* 13 e 11. Da una parte, infatti, uno dei criteri distintivi del «San Cosimato» è l'assenza di scorie nere rimaneggiate all'interno dei depositi, che indicherebbe un'età maggiore di quella del «Tufo rosso a scorie nere» sabatino, per il quale viene unanimemente accettata un'età di circa 0.43 Ma (CIONI *et al.*, 1993), e quindi una correlazione con l'intervallo temporale tra il massimo dello *stage* 14 ed il minimo dello *stage* 13. Si deve altresì osservare che questa unità vulcanica non affiora nell'area suddetta e che le piccole scoriette nere che abbondano nei depositi più recenti («Formazione Aurelia» e «di



Fig. 57. – Contatto tra il «Peperino della Via Flaminia» in basso, ed il «Tufo Giallo della Via Tiberina» in alto. Tra le due ignimbriti è presente una piroclastite grigiastrea ed un piccolo livello di ghiaie (5 cm). Via Flaminia km 11 (davanti al centro RAI di Saxa Rubra).



Fig. 58. «Tufo giallo della Via Tiberina» con al tetto una sequenza di piroclastiti parzialmente rimaneggiate. Prima Porta.

Vitinia», *sensu* CONATO *et al.*, 1980) potrebbero in realtà provenire dai livelli di ricaduta dei «Tufi stratificati varicolori di Sacrofano» e del «Complesso dei tufi stratificati varicolori de La Storta» *Auct.*, ricchissimi in scorie e lapilli. Nelle sezioni stratigrafiche proposte da CONATO *et al.*, (1980) viene invece indicata al tetto di questa «Formazione» la presenza del «Tufo lionato», come limite superiore che la distingue dalla successiva «Formazione Aurelia». La messa in posto di questa unità piroclastica, come vedremo in seguito, avviene tuttavia circa 100.000 anni più tardi rispetto al «Tufo rosso a scorie nere». I depositi al letto del «Tufo lionato» nell'area di Ponte Galeria, anche se correlati dagli Autori alla «Formazione di San Cosimato», potrebbero non corrispondere quindi all'Unità di Valle Giulia, ed essere correlabili all'intervallo temporale compreso tra il massimo dello *stage* 12 ed il minimo dello *stage* 11 (Unità di San Paolo, qui definita).

#### 2.4.6 – Le «Pozzolane rosse»

Poco dopo l'inizio della successiva fase erosiva (ricollegabile all'intervallo temporale tra il minimo interglaciale dello *stage* 13 ed il massimo glaciale dello *stage* 2), un grosso evento esplosivo nel Distretto Vulcanico dei Colli Albani dà luogo alla deposizione delle «Pozzolane rosse» o «Pozzolane inferiori» o «di San Paolo» *Auct.* (II<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, DE RITA *et al.*, 1988a), che, con un volume superiore ai 34 km<sup>3</sup> di prodotti, costituisce uno dei maggiori depositi da colata piroclastica per questo Distretto vulcanico (DE RITA *et al.*, 1988b).



Fig. 59. - Unità di Valle Giulia, costituita da depositi sabbiosi e travertini fitoclastici. Viale delle Belle Arti, davanti a Villa Giulia.

Anche questa unità eruttiva presenta alla base un deposito di lapilli di ricauta, ben classati, dello spessore di una decina di centimetri, che rappresenta la fase iniziale dell'eruzione. Superiormente, il de-



Fig. 60. - Unità di Valle Giulia con all'interno una lente di piroclastiti rimaneggiate; Viale Bruno Buozzi.

posito principale, legato alla colata piroclastica, si presenta massivo e prevalentemente incorente (fig. 64). Esso è costituito da grosse scorie di colore rosso-violaceo o nere mediamente vescicolate, in una matrice scoriacea di identico colore contenente cristalli euedrali di leucite generalmente non alterata, cristalli di pirosseno e di biotite (questi ultimi anche di dimensioni superiori al centimetro). Per quanto riguarda gli xenoliti, il deposito si presenta ricco in litici lavici, litici sedimentari termometamorfosati (calcari prevalenti), localmente molto abbondanti (TURI, 1969), ed in litici olocristallini, in particolare a leucite e pirosseno. Va segnalata inoltre la locale presenza di strutture da degassazione («*pipes*»).



Fig. 61. - Particolare della lente di piroclastiti rimaneggiate all'interno dell'unità di Valle Giulia, si veda la Fig. 60.

SCHERILLO (in FORNASERI *et al.*, 1963) definisce l'ignimbrite sulla base dei dati analitici come una leucitite. Mediante il diagramma TAS il deposito è classificabile come una leucitite-tefritica (CAVINATO *et al.*, 1991).

Per questa colata piroclastica esistono datazioni K/Ar *antequem* e *postquem*, rispettivamente di 0.520 e 0.480 Ma (BIDDITU *et al.*, 1979), relative a due depositi piroclastici, l'uno al di sopra e l'altro al di sotto del deposito in questione, localizzati a Fontana Ranuccio, nella Valle del F. Sacco. Anche in questo caso va sottolineato come entrambe queste età appaiano sovrastimate per il deposito delle «Pozzolane rosse» rispetto ai dati stratigrafici calibrati sulla scala degli *stages* isotopici dell'<sup>18</sup>O di SHACKLETON *et al.*, (1990) (fig. 34).



Fig. 62. - Depositi travertinosi al di sopra e all'interno dell'Unità del Palatino, testimoniando una fase idrotermale posteriore alla deposizione di questa unità. Via della Consolazione, versante sud-orientale del Campidoglio.

2.4.7 *Le Lave di Vallerano*

Una nuova fase effusiva nel Distretto Vulcanico dei Colli Albani, successiva alla messa in posto delle «Pozzolane rosse», dà luogo alla formazione di un altro espandimento lavico (Lave di Vallerano) (fig. 65). Anche esso è costituito da numerose colate

che, scorrendo preferenzialmente nelle depressioni paleomorfolologiche scavate dagli agenti erosivi nelle «Pozzolane rosse», si dirigono verso l'area romana meridionale, in corrispondenza della attuale via Laurentina all'altezza del G.R.A., dove presentano spessori complessivi intorno ai 20 metri, fino a raggiungere la zona dove sorge il quartiere di Spina-

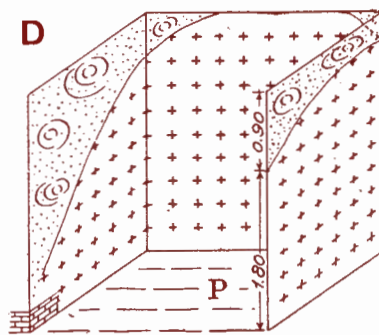
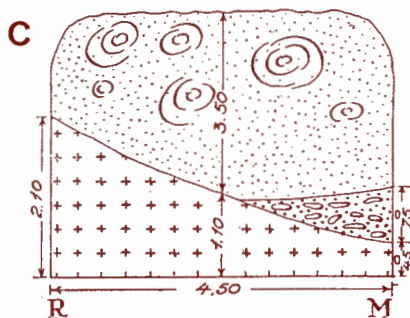
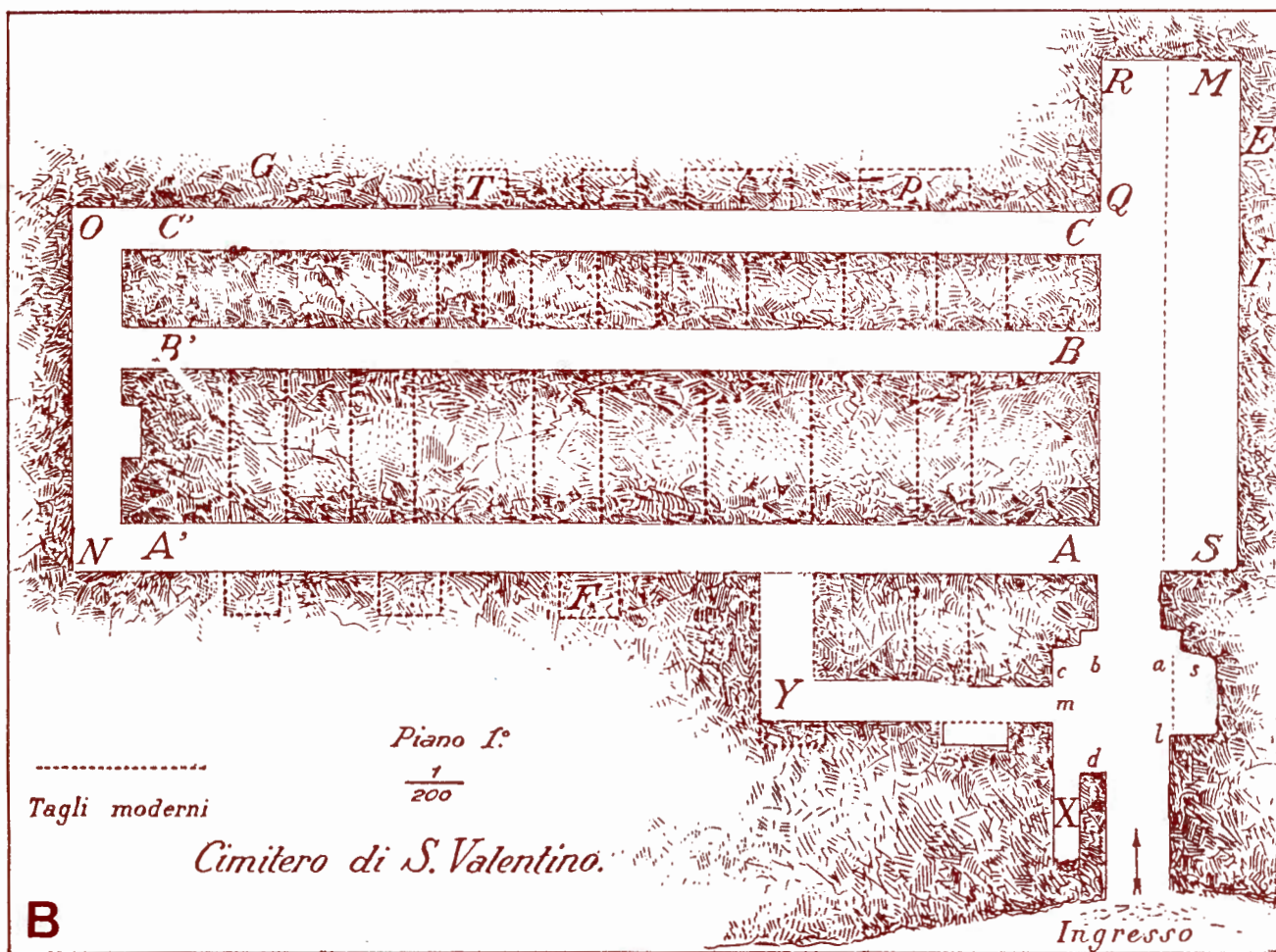


Fig. 63. - A) Ubicazione delle catacombe di S. Valentino; B) Pianta del I° piano del cimitero di S. Valentino; C) Rappresentazione del rapporto tra il «Peperino della via Flaminia» e l'Unità di Valle Giulia nella cavità P in pianta; D) Sezione geologica della parete R-M della pianta, la base dell'Unità di Valle Giulia è costituita da ghiaie e giace sul «Peperino della via Flaminia» in evidente contatto erosivo (da DE ANGELIS D'OSSAT, 1932).

ceto (DE RITA & ROSA, 1990). Le colate di questo revento effusivo, visibili in numerose cave aperte nella zona (PENTA *et al.*, 1952; LUPINO *et al.*, 1956), si presentano sovrapposte l'una all'altra, con letto e tetto scoriacei, macroscopicamente di colore grigio, a grana molto fine, con fenocristalli di leucite non alterata e di pirosseno. FORNASERI, su base



Fig. 64. - Cava per la coltivazione delle «Pozzolane rosse». Sono visibili le «Pozzolane rosse» in basso con spessore maggiore di 20 metri, ed in alto le «Pozzolane nere» ed il «Tufo di Villa Senni» separati da piroclastiti in parte pedogenizzate. Località Corcolle.

mineralogica, definisce queste lave come leucititi nefeliniche («Lava di Vallerano», «Lava di Casal Brunori» e «Lava della Selcetta», FORNASERI *et al.*, 1963). Mediante il diagramma TAS (LE BAS *et al.*, 1986), esse sono classificabili sulla base delle stesse analisi chimiche (FORNASERI *et al.*, 1963), come leucititi.

Va segnalata per queste lave la datazione K/Ar di BERNARDI *et al.*, 1982 che, con una età di 0.460 Ma, è abbastanza in accordo con i dati stratigrafici correlati con la scala degli *stages* isotopici dell'ossigeno, seppure con tutta probabilità leggermente sovrastimata a causa della già menzionata presenza di Ar in eccesso nei prodotti albanici (vedi FORNASERI, 1985).

#### 2.4.8 - Il «Tufo rosso a scorie nere» sabatino

Al culmine della fase erosiva ricollegabile all'intervallo temporale tra il minimo interglaciale dello *stage* 13 ed il massimo glaciale dello *stage* 12, il Distretto Vulcanico dei Sabatini, con una eruzione esplosiva nel settore a sud del Lago di Bracciano, emette una grossa colata piroclastica che, scorrendo in particolare nelle valli degli affluenti principali del di Roma, dove i diversi flussi si ricongiungono

Paleotevere, raggiunge l'area urbana settentrionale a colmare la valle principale. Il deposito relativo a questo evento è rappresentato dal «Tufo rosso a scorie nere» sabatino, ed è visibile con una certa continuità su entrambi i lati della valle del Tevere fino all'altezza della Via Olimpica, dove affiora attualmente in corrispondenza del versante orientale della collina Fleming.

L'unità eruttiva è costituita, alla base, da un livello di alcune decine di centimetri di pomici di ricaduta a gradazione inversa, bianche o grigie ben classate e ricche in sanidino, alle quali sono associati litici lavici e sedimentari e cristalli di sanidino e pirosseno. Tale livello è presente in maniera discontinua a causa della erosione subita da un *ground surge* piroclastico che ne ha completamente rielaborato le pomici ed i litici, ed è completamente assente nel settore in esame. Il deposito ignimbritico vero e proprio è massivo, da poco coerente a litoide, costituito da scorie nere molto vescicolate ricche in cristalli di sanidino, disperse in una matrice scoriacea incoerente di colore grigio scuro. Il nome di «Tufo rosso a scorie nere» deriva dalla varietà devetrificata e zeolitizzata (SERSALE, 1960; LENZI & PASSAGLIA, 1974) che presenta una consistenza litoide ed il tipico colore fulvo (fig. 66). Questa unità presenta spessori anche superiori ai 20 metri in corrispondenza di accentuate depressioni paleo morfologiche, connesse alla fase erosiva allora in atto, e localmente più unità deposizionali (in particolare nella valle del Tevere). La composizione dell'ignimbrite, derivata sulla base del diagramma TAS, è trachi-fonolitica (CAVARRETTA *et al.*, 1990).



Fig. 65. - Lave di Vallerano. Cava al km 11 della Via Laurentina.



Fig. 66. – «Tufo rosso a scorie nere» sabatino. Via Flaminia, km 8 (vicino alla tomba dei Nasoni).

Vanno segnalate le datazioni K/Ar di EVERDEN & CURTIS (1965) 0.430 Ma, e quelle  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , molto più recenti, di CIONI *et al.*, (1993) 0.433 Ma, entrambe in ottimo accordo con i dati stratigrafici e con la loro correlazione con la curva degli *stages* isotopici dell'ossigeno.

#### 2.4.9 – L'Unità di San Paolo

Con la fine della fase glaciale ed il successivo innalzamento del livello del mare, si depone una sequenza caratterizzata da depositi argilloso-sabbiosi e livelli piroclastici rimaneggiati, ricollegabile con l'ingressione compresa nell'intervallo temporale tra il massimo dello *stage* 12 ed il minimo dello *stage* 11.

Nell'area del Centro Storico sono stati attribuiti a questa Unità delle argille lacustri e livelli piroclastici rimaneggiati, osservati nelle carote di alcuni sondaggi eseguiti sulla collina antistante Piazza della Rovere (Propaganda Fidae). Questi depositi si correlano molto bene con altri omologhi, segnalati in diversi sondaggi sul Colle Quirinale, lungo l'opposta sponda del Tevere (si veda a tal proposito il

profilo della Carta Geologica del Centro Storico di Roma alla scala 1:10.000, tavola 9).

Questa sequenza può essere considerata eteropica ad un deposito noto in letteratura come «Conglomerato giallo», presente nel settore orientale dell'area romana come colmamento di depressioni paleomorfologiche, e interpretabile come una epivol-



Fig. 67. Il «Conglomerato giallo», affiorante presso la Basilica di San Paolo.





Fig. 68. «Conglomerato giallo»: strutture deposizionali a laminazione incrociata.

canite. Il deposito, stratificato e localmente litoide, è costituito da scorie rosso violacee, scorie gialle alterate, litici lavici, e cristalli di leucite, pirosseno e biotite. Presso la basilica di San Paolo è visibile l'intera sequenza, che raggiunge localmente uno spessore superiore ai 30 metri (fig. 67 e 68). L'anomalo spessore raggiunto da questo deposito in alcuni settori, la sua totale assenza in altri, e la locale presenza di inclusi lavici delle dimensioni superiori al metro di diametro (come al Ponte della Mandriola, al km 15 della via Laurentina), ha indotto VENTRIGLIA (in FORNASERI *et al.*, 1963) a ritenere che fosse il prodotto di centri esplosivi locali. Gran parte del materiale che compone questo deposito proviene in realtà dal rimaneggiamento e dall'alterazione delle «Pozzolane rosse», che costituiscono l'unità prevalentemente affiorante in questo settore (DE RITA & ROSA, 1990). Nel «Conglomerato giallo», come ricorda VENTRIGLIA (1971), sono stati rinvenuti denti e ossa di *Elephas antiquus*, di *Rinoceros Mercki*, di bovidi e di cervidi, inoltre sotto la quota di m 4,88 s.l.m. è stata rinvenuta una valva di *Pentunculus* e foglie di piante dicotiledoni. Nel Centro Storico di Roma, non interessato dai depositi delle «Pozzolane rosse», e nel settore ad ovest dell'attuale corso del F. Tevere, si possono correlare a questa sequenza dei depositi fluvio-lacustri derivati dal rimaneggiamento e la rideposizione dei «Tufi stratificati varicolori di Sacrofano» e del «Complesso dei tufi stratificati varicolori de La Storta» *Auct.* (Piazza della Rovere, fig. 69), e altri depositi lacustri, prevalentemente argillosi, quali quelli citati in precedenza. Per quanto detto a proposito dell'Unità di Valle Giulia, l'Unità di San Paolo risulta parzialmente correlabile con la «Formazione di San Cosimato» (CONATO *et al.*, 1980).



Fig. 69. - Piroclastiti in parte rimaneggiate. Lato destro dell'imbocco orientale della Galleria Principe Amedeo, Piazza della Rovere.

#### 2.4.10 - Le «Pozzolane nere»

Il livello del mare subisce un nuovo abbassamento in risposta alle mutate condizioni climatiche, ed una nuova fase erosiva interessa i depositi sin qui esaminati (riconducibile nella curva degli isotopi dell'ossigeno all'intervallo tra il minimo dello *stage* 11 ed il massimo dello *stage* 10). In questo periodo il Distretto Vulcanico dei Colli Albani è ancora interessato da una grossa eruzione esplosiva, ed una colata piroclastica raggiunge le propaggini meridionali ed orientali dell'area in esame. Il deposito di questa colata è rappresentato dalle «Pozzolane nere» p.p. o «pozzolane delle Tre Fontane» *Auct.* (III<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio p.p., DE RITA *et al.*, 1988a). L'unità eruttiva è costituita alla base da un livello di lapilli scoriacei di ricaduta, dello spessore di diversi centimetri, contenente anche litici lavici ed olocristallini e cristalli di leucite e pirosseno. Il deposito superiore igimbrico è massivo ed incoerente, dello spessore massimo di 5 metri in questo settore, e costituito da scorie nere mediamente vescicolate, in una matrice scoriacea nera contenente cristalli di leucite, pirosseno, e biotite (fig. 70). Per quanto riguarda gli xenoliti, sono presenti abbondanti litici lavici, e subordinatamente litici olocristallini. Mediante il diagramma TAS tale deposito è classificabile come una tefrite-fonolitica (CAVINATO *et al.*, 1991).

#### 2.4.11 - L'Unità Eruttiva di Villa Senni: il «Tufo lionato» ed il Tufo di Villa Senni

Al culmine di questa fase erosiva (*stage* 11), il Distretto Vulcanico dei Colli Albani è nuovamente interessato da una grossa eruzione esplosiva che dà



Fig. 70. - «Pozzolane nere» al di sopra delle «Pozzolane rosse», con intercalate delle piroclastiti cineritiche pedogenizzate. Via Laurentina, km 9,5.

luogo a due grandi colate piroclastiche i cui depositi costituiscono l'Unità eruttiva di Villa Senni (ROSA *et al.*, 1993). Essi sono noti singolarmente in letteratura come «Tufo lionato», la più antica, e «Pozzolanelle» o «Tufo di Villa Senni» *Auct.*, la più recente (III<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio p.p. e IV<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, DE RITA *et al.*, 1988a).

L'Unità Eruttiva di Villa Senni è caratterizzata alla base, anche in questo caso, da un livello di lapilli scoriacei di ricaduta, ben classati, che non sono presenti nel settore in esame a causa della direzione di dispersione verso NE di questo prodotto. Il deposito soprastante («Tufo lionato»), è caratterizzato da una ignimbrite massiva e litoide di colore da giallo al caratteristico rosso fulvo, costituita da scorie grigiastre e pomice giallo-arancio disperse in una matrice cineritica con cristalli di leucite analcimizzata, pirosseno e biotite e, alla base, rari litici olocristallini a leucite e pirosseno (italite) (fig. 71). La litificazione è legata ad estesi fenomeni di devettrificazione e zeolitizzazione (SERSALE, 1959a, 1959b); sono presenti localmente evidenze di fessurazione colonnare. La composizione è leucitica (GAETA *et al.*, 1994). Questo deposito si presenta generalmente confinato in depressioni paleomorfologiche. È disponibile una datazione K/Ar di 0.366 Ma (BIDDITTO *et al.*, 1979) per un livello piroclastico localizzato immediatamente al di sotto del «Tufo lionato» in località Fontana Ranuccio (Valle del Sacco), tale datazione è in buon accordo con i dati stratigrafici correlati con la curva degli *stages* isotopici dell'ossigeno.

Va segnalato il rinvenimento alla base del deposito (MELI, 1882) nella zona della Sedia del Diavolo presso il 3° km della via Nomentana, di ossa



Fig. 71. - «Tufo lionato», in alto, in contatto erosivo con una sequenza piroclastica in parte rimaneggiata. Via della Consolazione, versante sud-orientale del Campidoglio.

di cervidi e di scheletri elefantini, con le articolazioni quasi a contatto che si accorderebbe con la ipotesi dell'Autore che la colata piroclastica abbia travolto questi vertebrati mentre pascolavano lungo le sponde di un corso d'acqua. Gran parte di questi reperti purtroppo è andata perduta, e solamente due crani di *Cervus elaphus ssp.* (CALOI *et al.*, 1980) sono attualmente conservati nel Museo di Paleontologia dell'Università di Roma.

L'eruzione prosegue con la deposizione del Tufo di Villa Senni («Pozzolanelle» *Auct.*, IV<sup>a</sup> colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, DE RITA *et al.* 1988a), che interessa solamente la parte orientale e meridionale dell'area esaminata. È bene precisare che con il nome di «Tufo di Villa Senni» gli Autori indicavano solamente la facies litoide di questa unità, descritta da WASHINGTON nel 1906.

Questo deposito è collegato con la fase parossistica dell'eruzione, che dà luogo ad un collasso calderico che contribuisce alla formazione dell'attuale Caldera Tuscolano-Artemisia. A testimonianza dell'inizio del processo di collasso calderico durante l'eruzione, in località Viale di Fioranello è presente una breccia ricchissima in litici olocristallini (principalmente italite), compresa tra le due unità deposizionali in esame (fig. 72).

L'unità è massiva e prevalentemente incoerente, costituita da scorie rossastre o nere in una matrice scoriacea da rossa a grigia, con abbondantissimi cristalli euedrali di leucite fresca e cristalli di pirosseno (fig. 73). Sono presenti dispersi nella matrice anche litici lavici ed olocristallini a leucite e pirosseno (italite). La composizione è tefritico-fonolitica (GAETA *et al.*, 1994).



Fig. 72. – Tufo di Villa Senni in contatto con il «Tufo lionato». Alla base del Tufo di Villa Senni è presente una breccia co-ignimbratica contenente abbondanti litici olocristallini. Via di Fioranello.



È importante segnalare le datazioni disponibili per questo deposito: RADICATI DI BROZOLO *et al.* (1981) danno su sei analisi  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  un'età media 0.338 Ma, gli stessi Autori datano con il metodo Rb/Sr un'età media di 0.348 Ma su tre analisi; BIGAZZI *et al.* (1977) datano con il metodo delle tracce di fissione effettuato su cristalli di biotite un'età media di 0.330 Ma. Queste età concordano bene con i dati stratigrafici, che localizzano temporalmente la deposizione di questa unità durante la fase di *low stand* dello *stage 10*.

#### 2.4.12 – L'Unità Aurelia

La successiva fase deposizionale (riconducibile all'intervallo temporale tra il massimo dello *stage 10* ed il minimo dello *stage 9*), è costituita principalmente da depositi fluvio-lacustri, caratterizzati da argille e limi sabbiosi e diatomiti, con materiale vulcanico rimaneggiato alla base, che riempiono le

Fig. 73. Tufo di Villa Senni al di sopra del «Tufo lionato» in contatto sfumato. Via F. Saporì, presso il km 8 della via Laurentina.

paleovalli presenti e costituiscono in parte il tetto dei colli romani attualmente alla quota di circa 45 metri s.l.m. (Unità Aurelia, qui ridefinita, «Formazione Aurelia», MALATESTA, 1978, «Fluvio-lacustre» p.p., VENTRIGLIA, 1971).

I depositi dell'Unità Aurelia sono distribuiti ampiamente sulle sponde del corso del Tevere e dell'Aniene. Si tratta infatti di sedimenti in facies continentale che colmano le incisioni di un reticolo idrografico che aveva ormai assunto caratteri del tutto analoghi all'attuale. Gli orizzonti diatomitici di questa Unità, anche in località distanti dalla città



Fig. 74. - Sequenza dell'Unità Aurelia appoggiata in contatto erosivo sul «Tufo lionato». Circonvallazione Salaria.

di Roma (come ad esempio quelli affioranti nei pressi di Riano), presentano tipici fenomeni di liquefazione e sono interessati sovente da evidenti dislocazioni tettoniche (fig. 74; fig. 75; fig. 76).

#### 2.4.13 - L'Unità di Vitinia

Dopo la deposizione dell'Unità Aurelia, un nuovo deterioramento delle condizioni climatiche porta



Fig. 75. - Strutture da liquefazione all'interno di diatomiti facenti parte dell'Unità Aurelia. Circonvallazione Salaria.

ad un ulteriore ciclo erosivo (riconducibile all'intervallo temporale tra il massimo dello *stage* 9 ed il minimo dello *stage* 8, fase anaglaciale), che interessa anche il deposito del «Tufo lionato».

La successiva ingressione porta alla deposizione di una nuova sequenza (Unità di Vitinia), ricollegabile con l'intervallo temporale che va dal massimo dello *stage* 8 al minimo dello *stage* 7. Va sottolineato come nell'area urbana di Roma questa sequenza sia identificata in questa sede con una successione di depositi che vanno da ghiaie sabbiose poligeniche, contenenti contemporaneamente scorie rosso-violacee delle «Pozzolane rosse» e ciottoli di «Tufo lionato», a sabbie con abbondante materiale vulcanico rimaneggiato, ad argille e limi sabbiosi e diatomitici.

Il rinvenimento da parte di C.A. BLANC di un femore di *Cygnus bewichi* e di una tibia di *Branta leucopsis*, uccelli di clima relativamente più freddo, nelle ghiaie basali al Monte delle Gioie, nella bassa Valle dell'Aniene in Roma (BLANC *et al.*, 1955a),



Fig. 76. - Faglia diretta nelle diatomiti dell'Unità Aurelia. Circonvallazione Salaria.



Fig. 77. - Ghiaie nei depositi (tetto?) dell'Unità Aurelia contenenti ciottoli di «Tufo lionato» e «pozzolane rosse». Circonvallazione Salaria.

confermerebbe la deposizione di queste durante il cataglaciale dello *stage* 8. Va inoltre segnalato il ritrovamento, nelle stesse ghiaie, di industria litica di tipo musteriano, analoga a quella presente nelle ghiaie superiori del deposito di Torre in pietra (BLANC *et al.*, 1955a). Entrambi questi depositi ghiaiosi ed i limi e sabbie soprastanti vengono attribuiti alla «Formazione» di Vitinia da CALOI *et al.*, (1993).

Sono state attribuite a questa Unità delle sequenze al tetto dei depositi dell'Unità Aurelia, caratterizzate da un orizzonte basale di ghiaie che marca un'inconformità con la sequenza sottostante (fig. 77).

Al tetto della sequenza attribuita all'Unità di Vitinia è tuttavia presente un deposito da colata piroclastica costituito da pomice bianche contenenti cristalli di sanidino, disperse in una matrice cineritica biancastra (figg. 78 e 79). Tale deposito, attribuibile all'attività del Distretto Vulcanico dei Sabatini, è stato datato in via preliminare con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (KARNER *et al.*, 1994) e la sua età è risul-

tata molto maggiore di quella corrispondente allo *high stand* dello *stage* 7.

La correlazione di questa sequenza con l'Unità di Vitinia necessita pertanto di ulteriori conferme, non potendosi escludere l'esistenza di una parasequenza all'interno dell'Unità Aurelia.



Fig. 78. - Piroclastite con pomice bianche al tetto dell'unità di Vitinia. Circonvallazione Salaria.

#### 2.4.14 - I depositi tirreniani

Nell'area in esame è stato rinvenuto nel 1929, in una cava di ghiaia in località Saccopastore (sulle rive del F. Aniene, in prossimità di Via Nomentana), un cranio attribuito dal prof. SERGI (1929) all'*Homo neanderthalensis*. Successivamente, nel 1935, l'Abbé BREUIL e C.A. BLANC scoprono nella stessa località un'altro cranio, questa volta *in situ*, attribuito anche esso all'*Homo neanderthalensis*, ed industria litica musteriana. Questi ritrovamenti inducono DE ANGELIS D'OSSAT (1930), C.A. BLANC (1939, 1946, 1948, 1958) e SEGRE (1948a, 1948b) a ipotizzare che il giacimento di Saccopastore rappresenti un basso terrazzo del Tevere correlabile con l'interglaciale Riss-Würm, che doveva essere posizionato a circa 30 metri s.l.m.

Purtroppo le modifiche antropiche apportate all'area in questione non permettono più di osservare la stratigrafia in questione e quindi rimane il dubbio sulla effettiva attribuzione al Tirreniano *s.l.* di tali depositi.

### 3. - L'INTERVALLO OLOCENE - ATTUALE

#### 3.1 - LE ALLUVIONI RECENTI ED ATTUALI

L'ultima fase erosiva quaternaria è legata alla regressione würmiana, responsabile di un forte ab-



Fig. 79. – Particolare della fig. 78. Sono visibili le pomice bianche con fenocristalli di sanidino disperse in una matrice cineritica. Notare la frattura subverticale, con riempimento di halloysite, facente parte di un sistema di fratture estensive con direzione N50°W. Circonvallazione Salaria.

bassamento del livello del mare (oltre 120 metri, fig. 80). In questa fase l'alveo del Tevere nell'area urbana arriva ad incidere il substrato pliocenico fino alla profondità di circa 50 metri s.l.m. (si veda la tavola 12). Come conseguenza di questo, tutto il reticolo idrografico sotteso dal fiume si approfondisce significativamente. Con la successiva risalita del livello del mare le valli incise nel corso di questa fase erosiva vengono colmate dai depositi alluvionali olocenici.

Il reticolo idrografico nell'area urbana è caratterizzato da una valle principale a decorso N-S. La porzione sepolta di questa valle mostra un profilo trasversale caratteristico, con sponde acclivi e un *thalweg* piatto, originato dalla migrazione laterale dei canali fluviali. Le valli affluenti hanno modesto sviluppo, un profilo sepolto più regolare, senza brusche variazioni laterali di pendenza, e sono caratterizzate da spessori dei depositi alluvionali rapida-

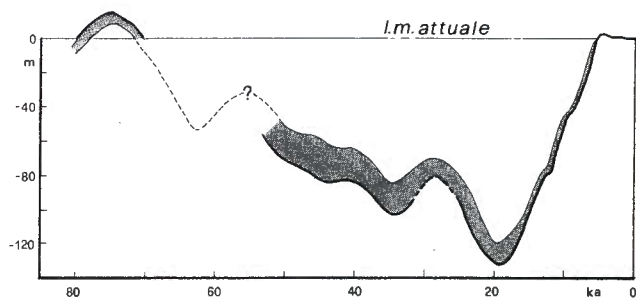


Fig. 80. Curva isostatica delle oscillazioni eustatiche comprese tra 80 ka e il Presente ricostruita attraverso uno studio di stratigrafia sequenziale e sismica ad alta risoluzione nell'area del Golfo di Salerno. Linea in grassetto: curva ricavata dalle quote assolute dei depositi di spiaggia a mare e a terra; linea sottile: nel tratto al di sopra dell'attuale livello del mare, la curva è ricavata dalle quote a cui normalmente si ritrovano i depositi tirreniani; per il tratto al di sotto dell'attuale livello del mare, la curva, ricavata da profili sismici (linea in grassetto), è stata corretta dalla subsidenza (0.2 m/ka) (da BUDILLON *et al.*, 1994).

mente decrescenti verso monte. In generale mostrano gradienti elevati, rispetto a quello della valle del Tevere, che testimoniano la forte intensità e la breve durata nel tempo dei fenomeni erosivi che le hanno generate.

I depositi alluvionali sono costituiti da un livello basale di ghiaie poligeniche, derivanti dall'erosione delle locali serie vulcaniche e sedimentarie e di quelle affioranti nel vicino Appennino, che presentano spessore variabile da una decina di metri, in corrispondenza della valle principale, a pochi metri in corrispondenza delle valli affluenti (dove le ghiaie presenti derivano esclusivamente dalla erosione delle serie locali). La parte più cospicua dei depositi alluvionali è rappresentata invece da sedimenti limo-argillosi e limo-sabbiosi, nella cui composizione mineralogica è presente una grossa percentuale di minerali vulcanici, in particolare biotite e pirosseno. Nella frazione granulometricamente più grossolana, non rare sono le pomice e i ciottolini di origine vulcanica (in particolare frammenti di «Tufo lionato» e dell'Unità piroclastica del Palatino, più litoidi) e sedimentaria (calcare, selce e travertino, derivanti dall'erosione e dalla rideposizione delle unità del Paleotevere 2 e di quelle più recenti). Sono presenti frequenti intercalazioni di torbe e resti di vegetali in fase più o meno avanzata di carbonificazione. In generale, l'elevata percentuale della componente organica presente in questi sedimenti contribuisce a determinarne il caratteristico colore, da marrone scuro a grigio-nerastro.

Questi sedimenti si presentano poco o nulla consolidati, saturi in acqua in forza del fatto di essere quasi interamente costantemente al di sotto del livello di falda, e mostrano caratteri geotecnici

estremamente scadenti per la debole coesione e l'elevatissimo grado di compressibilità. Questi stessi caratteri fisici, in contrasto con quelli delle argille dell'Unità del Monte Vaticano su cui poggiano le alluvioni oloceniche in corrispondenza della valle del Tevere e dei tratti terminali delle valli affluenti (si veda la tavola 10, relativa alla superficie di tetto dell'UMV), sono il principale fattore che determina fenomeni di amplificazione locale delle onde sismiche, come verrà dettagliatamente illustrato nel Capitolo 7.

### 3.2 – I RIPORTI ANTROPICI E LA MODIFICAZIONE DEL TERRITORIO NELL'AREA ROMANA

Le morfologie originarie del paesaggio romano sono state ampiamente modificate dai processi che, negli oltre 2500 anni della sua storia, hanno determinato lo sviluppo della città di Roma. Opere di sbancamento finalizzate alla costruzione di edifici e di infrastrutture o all'intensa attività di cava, riempimenti a scopo di bonifica, accumuli di macerie e di rifiuti, colmamento e canalizzazione dei corsi d'acqua, hanno trasformato i caratteri fisici del territorio e determinato il ricoprimento pressoché totale dell'area urbana con una coltre di terreni di riporto che può raggiungere localmente anche più di 20 metri di spessore (si veda la tavola 13). Per questo motivo, quello che viene comunemente indicato come «riporto antropico», può essere considerato a tutti gli effetti come il più recente degli orizzonti stratigrafici presenti nell'area. In relazione alla loro diversa origine, la coltre dei riporti è costituita, tra tutte le unità romane, dai materiali più eterogenei ed eterometrici: in una matrice più fine costituita da terreni vulcanici e/o sedimentari rimaneggiati, si ritrovano infatti ciottolami, pezzame tufaceo e frammenti di manufatti di varia natura ed epoche diverse. Il grado di compattazione e le caratteristiche geotecniche di questi terreni possono variare notevolmente in dipendenza della loro natura e della loro età. L'insieme di questi caratteri, permette in alcuni casi di ricostruire una stratigrafia archeologica.

Testimonianze di come sia profondamente cambiata la morfologia della città a seguito dell'intervento antropico sono rappresentate dai numerosi casi di inversione del rilievo topografico, quali la creazione di «monti» artificiali, o il livellamento delle asperità originarie della superficie, mediante sbancamento di intere colline e il colmamento delle antiche valli fluviali.

Esempi di questi interventi sono rappresentati dai rilievi artificiali della «Collina dei Cocci» a Testaccio (fig. 81), interamente costituita da frammenti di anfore e vasellame antico provenienti dal vicino porto fluviale (GRUBESSI & MARTINI, 1993), del Monte Citorio, sorto sul sepolcro degli Antonini, del Monte Savello, costruito sulle rovine del Teatro di Marcello, del Monte dei Cenci, ubicato sui resti del Teatro di Balbo, e del Monte della Farina, ubicato sulle rovine del Teatro di Pompeo (si veda la tavola 9).

Altri esempi famosi di alterazioni notevoli del paesaggio originario sono rappresentati dallo sbancamento di quella parte del Colle Quirinale che si univa al Campidoglio, fatto eseguire dall'imperatore Traiano (la sommità della colonna a lui dedicata indica quale era il livello del terreno in quel punto; fig. 82). In tempi più recenti, si ebbe l'eliminazione della collina Velia (una sella che univa il Colle Oppio al Palatino), per realizzare Via dei Fori imperiali, e la distruzione di un'altra collina prospiciente Porta San Paolo, per costruire la stazione Ostiense. Accanto a queste discutibili modificazioni del paesaggio, cui fanno buona compagnia quelle provocate dall'urbanizzazione selvaggia della città dagli anni del *boom* economico fino ad oggi, vanno segnalati gli sbancamenti aperti fin dall'epoca romana, finalizzati alla coltivazione di materiali da costruzione. L'intero versante orientale dei rilievi che da Monte Mario raggiungono il colle gianicolense, ad esempio, è stato profondamente modificato dai tagli aperti per l'estrazione delle argille ivi affioranti e per la produzione in loco di laterizi (ancora oggi è possibile vedere alcune delle vecchie fornaci dei primi anni del secolo, come la Fornace Veschi in Via di Valle Aurelia, preservata grazie ad un vincolo architettonico).



Fig. 81. – Il Monte dei Cocci al Testaccio.



Fig. 82. – La Colonna Traiana. Sul basamento vi è un'iscrizione in latino che afferma che l'altezza della colonna è pari a quella della collina fatta scavare da Traiano per costruire il suo Foro.

Non tutti gli interventi antropici, tuttavia, sono stati di carattere «distruttivo». Di indubbia utilità per la prevenzione dei fenomeni alluvionali è stata la creazione dei muraglioni lungo il tratto urbano delle sponde del Tevere, che pure ha comportato la distruzione del Porto di Ripetta e la copertura con terreni di riporto di notevoli aree alle spalle di essi. Meno lungimiranti forse sono stati gli interventi tesi a colmare le depressioni vallive, al fine di favorire la realizzazione di opere edilizie e di infrastrutture. L'eliminazione dell'originario reticolo di drenaggio, non sostituito con un'adeguata rete fognaria, se non ai tempi dell'antica Roma, è infatti la causa principale degli allagamenti che puntualmente si verificano anche solo a seguito di

violenti temporali. È proprio in corrispondenza delle originarie incisioni fluviali, che formavano il reticolo idrografico del Tevere all'interno del Centro Storico, oggi completamente obliterato, che si riscontrano i maggiori accumuli di materiali di riporto (tavola 13). L'alterazione dell'aspetto del paesaggio, dovuta all'entità di tali spessori di materiali artificiali, è facilmente immaginabile confrontando la Carta Fisica del Suolo di Roma (G.B. BROCCHI, 1820; tavola 2), che ci mostra una morfologia estremamente articolata in valli e colline, con il modello digitale del terreno del Centro Storico di Roma (fig. 11 del quinto capitolo), nel quale i caratteri fisici originari sono a mala pena intuibili.