

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

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

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

foglio 344 TUSCANIA

A cura di: D. M. Palladino¹, S. Simei¹, R. Trigila¹

Con i contributi di: V. Acocella², A. Baldini³, S. Bigi¹, M. Fabbri⁴, P. Paccara⁴, L. Papacchini⁴, M. Petitta¹, M. Santantonio¹

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza" - Roma;

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università Roma Tre - Roma;

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia;

(4) Libero Professionista.

Ente realizzatore



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

C. CAMPOBASSO

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Lazio: A. SANSONI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, V. Ricci, L. Vita

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:

M. C. Giovagnoli, D. Delogu, L. Battaglini, C. Cipolloni;

A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Vatovec, F. Pilato

Per la Regione Lazio:

Gestione operativa del Progetto CARG: **A. Sericola** Allestimento editoriale e cartografico: **GeoSoul Italia S.r.l** Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:

GeoSoul Italia S.r.l

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG: M. T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: D. Mongardini

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

INDICE

Ι	- INTRODUZIONEPag.	9
1.	- IL FOGLIO 344 "TUSCANIA"»	9
2.	- METODOLOGIE DI RILEVAMENTO	
	E TECNICHE ANALITICHE»	12
II	- CENNI STORICI»	17
III 1	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	21
1.	DEL MEDITERRANEO CENTRO-OCCIDENTALE E MAGMATISMO ASSOCIATO»	21
2.	- ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE GEOLOGICA	
2	DELL'AREA DEL FOGLIO 344 "TUSCANIA"»	27
3.	- GEOLOGIA DI SOI IOSUOLO»	30
4.	- IL DISTRETTO VULCANICO VULSINO»	33
IV	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA»	43
V	- STRATIGRAFIA»	49
1.	- UNITÀ SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE»	49
1.1.	- Dominio Toscano»	50
1.1.1.	- Calcare Massiccio (MAS)»	50
1.1.2	Calcare Selcifero di Limano (LIM)»	50
1.1.3.	- Rosso Ammonitico(RSA)»	51
1.1.4.	- Calcare Selcifero della Val di Lima (SVL)»	51
1.1.5.	- Calcari e Marne a Posidonia (POD)»	51
1.1.6.	- Diaspri (DSD)»	52
1.1.7.	- Scaglia toscana (STO)»	52
1.1.8.	- Evoluzione stratigrafico-sedimentaria»	52
1.2.	- Dominio Ligure»	53
1.2.1.	- Flysch della Tolfa (FYT)»	53
1.2.1.1.	- Associazione arenaceo-calcareo-pelitica (FYT a)»	54
1.2.1.2.	-Associazione pelitico-calcareo-arenacea (FYT _b)»	55
1.2.1.3.	- Arenarie micacee (FYT _c)»	55
1.3.	- Unità del ciclo neoautoctono»	55
1.3.1.	- Unità di Poggio Terzolo (PTZ; PTZ a)»	55
2.	- UNITÀ SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE»	55

	2.1.	- SUPERSINTEMA SPALLE DELLA CIUFFA (CF)	Pag.	59
	2.1.1.	- Unità del Fosso di San Savino (SBM; SBM _a)	»	59
	2.2.	- Supersintema Tarquinia (TR)	»	60
	2.2.1.	- Unità di Pian della Regina (RGG)	»	60
	2.3.	- SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (AE)	»	61
	2.3.1.	- Unità di Macchia della Turchina (TNA)	»	62
	2.3.2.	- Unità di Poggio della Sorgente (CPS; CPS _a)	»	62
	2.3.3.	- Unità di Mandria Polidori (PLD)	»	63
	3.	- SUCCESSIONI VULCANICHE QUATERNARIE	»	64
	3.1.	- SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU)	»	65
	3.2.	- SINTEMA BIEDANO (BDA)	»	67
	3.2.1.	- Subsintema Traponzo (BDA ₁)	»	68
	3.2.1.1.	- Unità de La Rocca (RRA)	»	68
	3.2.1.2.	- Unità di San Pantaleo (PNO)	»	69
	3.2.1.3.	- Lave del Fosso di Tuscania (LFT)	»	70
	3.2.1.4.	- Unità di Casale Galeotti (CGT)	»	71
	3.2.1.5.	- Unità di Casale delle Piane (CPK)	»	72
	3.2.1.6.	- Unità di Castel Broco (BRK)	»	72
	3.2.1.7.	- Lave di Fosso del Gualazzo (LZG)	»	73
	3.2.2.	- Subsintema Piano di Mola (BDA ₂)	»	75
	3.2.2.1.	- Unità di Fosso delle Favole (FAV)	»	75
	3.2.2.2.	-Lave di Santa Maria di Sala (LSM)	»	77
	3.2.2.3.	- Lave di Fosso Olpeta (LFO)	»	78
	3.2.2.4.	-Lave dei Mulini di Arlena (LUR)	»	79
	3.2.2.5.	- Lave di Arlena di Castro (LAS)	»	79
	3.2.2.6.	- Lave di Cellere (LCL)	»	81
	3.2.2.7.	- Lave di Pianiano (LPI)	»	81
	3.2.2.8.	- Lave di Tuscania (LTU)	»	82
	3.2.2.9.	- Lave de La Fonte (LFN)	»	83
	3.2.2.10.	- Lave di Fosso Acquabianca (LAB)	»	83
	3.2.2.11.	- Lave de La Rocchetta (LRC)	»	85
	3.2.2.12.	- Pomici di Ponticello (pp)	»	87
	3.3.2.13.	- Lave di Casale Quarticciolo (LCQ)	»	87
	3.3.2.14.	- Lave di Fontanile del Carpine (LFK)	»	88
	3.3.2.15.	- Unità di Poggio delle Forche (PFH)	»	89
	3.3.2.16.	- Unità di Marta (UAA)	»	90
	3.3.2.17.	- Unità della Cartiera di Marta (URT)	»	92
	3.3.2.18.	- Lave di Casale Menegozzi Vecchio (MZH)	»	92
	3.3.2.19.	- Lave di Casale San Savino (VON)	»	93
	3.3.2.20.	- Lave di Pian dei Palazzi (LZP)	»	94
	3.3.2.21.	- Unità di Villa Pianora (VYP)	»	94

3.3.2.22.	- Lave di Casale Marcello (LYM)Pag.	95
3.3.2.23.	- Lava di Forcinella (LLF)»	95
3.3.2.24.	- Lave di Fosso del Maltempo (KFM)»	96
3.2.2.25.	- Lave di Podere S. Antonio (KSA)»	96
3.3.2.26.	- Unità della Gabelletta (GBL)»	97
3.3.	- Sintema Barca di Parma (BPM)»	98
3.3.1.	- Unità di Roccarespampani (RSP)»	99
3.3.2.	- Unità di Monte Cardone (MKA)»	100
3.3.3.	- Unità de La Scarpara (SKA)»	101
3.3.4.	- Unità di Casale Pisello (KPS)»	102
3.3.4.	- Ignimbrite basale di Montefiascone (WIM)»	103
3.3.5.	- Gruppo di Fastello (XM)»	105
3.3.7.	- Lave di Colle Serpepe (LRP)»	105
3.3.8.	- Lave di Casale Guidozzo (LCZ)»	105
3.3.9.	- Formazione di Canino (CNK)»	106
3.3.10.	- Unità di Monte Saliette (SLH)»	109
3.3.11.	- Formazione di Stenzano (SZH)»	109
3.4.	- Sintema Fiume Fiora (FUF)»	112
3.4.1.	- Subsintema Ponte di Stenzano (FUF1)»	113
3.4.1.1.	- Unità di Pian di Vico (PVK)»	113
3.4.1.2.	Formazione di Farnese (FNK)»	114
3.4.1.3.	- Lave di Fontana Murata (LMU)»	116
3.4.1.4.	- Lave di Commenda (KCM)»	117
3.4.1.5.	-Gruppo di Zepponami (XS)»	118
3.4.1.6.	- Formazione di Monte d'Oro (WMD)»	119
3.4.2.	- Subsintema Pian della Mariuccia (FUF ₂)»	119
3.4.2.1.	- Formazione di Sovana (SVK)»	120
3.4.2.2.	- Travertini della Doganella (DGN)»	122
3.4.3.	- Subsintema Giraldo (FUF ₃)»	123
3.4.3.1.	- Formazione di Sorano (SRK)»	124
3.4.3.2.	- Unità di Poggio Carognone (PKA)»	125
3.4.3.3.	- Unità di Fosso della Tomba (FTO)»	126
3.4.3.4.	- Formazione di Grotte di Castro (GRC)»	126
3.4.3.5.	- Formazione di Onano (ONK)»	128
3.4.3.6.	- Unità di Campo del Carcano (CCK)»	129
3.4.3.7.	- Tufi di Poggio Pinzo (PZP)»	129
3.4.3.8.	- Formazione di Pitigliano (PTK)»	130
3.4.3.9.	- Lave di Poggio del Mulino (PUL)»	131
3.4.3.10.	-Lave di Poggio San Luce (LUE)»	132
3.4.3.11.	- Lave di Monte Spinaio (LSN)»	132
3.4.3.12.	- Lave di Poggio Murcie (PUC)»	132

3.4.3.13.	- Unità di Monte Becco (MBK)	.Pag.	133
3.4.3.14.	- Lave della Selva del Lamone (VMO)	»	134
3.5.	- SINTEMA FIUME MARTA (FUM)	»	134
3.5.1.	- Tufo rosso a scorie nere vicano (WIC)	»	136
3.5.2.	- Unità di Monte di Cellere (MCK)	»	136
3.5.3.	- Unità di Monte Bisenzio (BSZ)	»	137
3.5.4.	- Unità del Lagaccione (LGC)	»	138
3.5.5.	- Unità di Valentano (VLN)	»	139
3.5.6.	- Unità dell'Isola Martana (ISM)	»	140
3.5.7.	- Unità dell'Isola Bisentina (ISB)	»	140
4.	- DEPOSITI SEDIMENTARI CONTINENTALI		
	DAL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE		
	ALL'ATTUALE	»	141
4.1.	- Depositi alluvionali terrazzati (AU_{bn})	»	141
4.2.	- Depositi alluvionali (AU_b)	»	142
4.3.	- Coltre eluvio-colluviale (AU_{b2})	»	142
4.4.	- Deposito di versante (AU_a)	»	142
5.	- UNITÀ UBIQUITARIE	»	143
4.5.	- Deposito antropico (h)	»	143
VI	- ASPETTI COMPOSIZIONALI DELLE VULCANITI	»	145
VII	- EVOLUZIONE DELL'ATTIVITA' VULCANICA	»	161
1.	- LITOSOMA PALEOVULSINO	»	162
2.	- LITOSOMA CAMPI VULSINI	»	165
3	- LITOSOMA LATERA	»	166
4.	- LITOSOMA MONTEFIASCONE	»	168
5.	- LITOSOMA BOLSENA-ORVIETO	»	169
6.	- LITOSOMA VICO	»	170
7.	- RELAZIONI FRA GLACIOEUSTATISMO		
	E ATTIVITÀ VULCANICA	»	170
8.	- RAPPORTI CON GLI ALTRI DISTRETTI		
	ALCALINO-POTASSICI	»	172
VIII	- TETTONICA E VULCANOTETTONICA	»	175
1.	- ASSETTO STRUTTURALE		1.7.5
2	DEL SUBSTRATO CALCAREO-ARENACEO	»	175
2.	- CARATTERI STRUTTURALI		
2.1	DELLE UNITA VULCANICHE	»	176
2.1.	- ANALISI DI TELERILEVAMENTO	»	177
2.2.	- ANALISI DI TERRENO	»	181

	2.2.1.	- Caratteri geometrici delle deformazioniPag.	182
	2.2.2.	- Caratteri cinematici delle deformazioni»	184
	3.	- LE CALDERE VULSINE	185
	3.1.	- La Caldera di Bolsena»	186
	3.2.	- La Caldera di Latera»	188
	3.3.	- La Caldera di Montefiascone»	192
	IX	- ASPETTI APPLICATIVI»	195
	1.	- LINEAMENTI IDROGEOLOGICI»	195
	1.1.	- Generalità»	195
	1.2.	- Assetto idrogeologico	196
	1.3.	- BILANCIO IDROGEOLOGICO	197
	2.	- GEOCHIMICA DEI FLUIDI	199
	2.1.	- Introduzione	199
	2.2.	- Idrotipi	199
	2.3.	- MANIFESTAZIONI GASSOSE»	202
	3.	- GEORISORSE ED OPERE DELL'UOMO	203
	3.1.	- Attività estrattiva»	203
	3.2.	- Peculiarità ambientali e modificazioni antropiche»	206
	x	- ABSTRACT »	207
	XI	- LEGEND»	213
		- BIBLIOGRAFIA	233
X	*		

I - INTRODUZIONE

1. - IL FOGLIO 344 "TUSCANIA"

Il Foglio 344 "Tuscania" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (L. 226/99), a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora in ISPRA) e Regione Lazio (Assessorato all'Ambiente), stipulata in data 25.08.1992. L'incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Lazio al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza". In particolare, il Dipartimento di Scienze della Terra (DST) ha curato il coordinamento scientifico, la direzione del rilevamento e lo svolgimento del rilevamento stesso e delle relative analisi di laboratorio, operando con il proprio personale docente e non docente, mettendo a disposizione risorse, strumentazioni e mezzi, ed avvalendosi inoltre di geologi e tecnici specializzati esterni.

Le attività di rilevamento sono iniziate a Gennaio 2003 e si sono concluse a Dicembre 2006.

L'organigramma relativo alla realizzazione del foglio risulta così costituito. *Responsabile di Progetto*:

Dott. Francesco Nolasco (1992-2005)

Dott. Antonio Sansoni (dal 2006) (Regione Lazio);

Coordinatore scientifico:

Prof. Raffaello Trigila (DST, Università di Roma "La Sapienza"); Direttore del Rilevamento per i terreni vulcanici:

- Prof. Danilo M. Palladino (DST, Università di Roma "La Sapienza").
- *Rilevatori:* Dott.ssa Sabina Bigi e Prof. Massimo Santantonio (DST, Università di Roma "La Sapienza") per il substrato sedimentario meso-cenozoico; Dott. Geol. Paolo Paccara per i terreni sedimentari del ciclo post-orogeno; Dott. Geol. Silvia Simei (DST, Università di Roma "La Sapienza"), Dott. Geol. Luigi De Rocchi, Dott. Geol. Marina Fabbri, Dott. Geol. Laura Fantozzi, Dott. Geol. Gianluca Sottili, Dott. Geol. Ottavio Tripoli per i terreni vulcanici.
- *Esperti*: Prof. Marco Petitta (DST, Università di Roma "La Sapienza") per gli aspetti idrogeologici, Dott. Valerio Acocella (Università Roma Tre) per gli aspetti vulcano-tettonici, Dott.ssa Angela Baldini (Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università di Perugia) per gli aspetti inerenti la geochimica dei fluidi e la geotermia, Dott. Geol. Luciano Papacchini per gli aspetti geologico-applicativi.
- Analisti: per le analisi minero-petrografiche, chimiche, microtessiturali e micro-paleontologiche dei litotipi affioranti ci si è avvalsi delle strutture del DST. La Dott.ssa Licia Costantini e il Dott. Emiliano Gentili hanno contribuito alle analisi delle vulcaniti, la Dott.ssa Letizia Di Bella (DST, Università di Roma "La Sapienza") e il Dott. Francesco Grossi (Università di Roma Tre) hanno svolto le analisi micropaleontologiche. Le Società Petrolab e Punto Terra di Roma hanno realizzato le sezioni sottili dei campioni di roccia.

L'area del Foglio 344 "Tuscania", pari a circa 596 km², è compresa pressoché interamente nella provincia di Viterbo (Regione Lazio), ad eccezione di una minima porzione in corrispondenza dell'angolo NO del Foglio appartenente alla Provincia di Grosseto (Regione Toscana). Il Foglio in oggetto ricade per la quasi totalità nel Foglio 136 "Tuscania" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (ALBERTI *et alii*, 1969; ALBERTI *et alii*, 1970), mentre una ristretta fascia al limite orientale ricade nel Foglio137 "Viterbo" (DERIU *et alii*, 1970; BERTINI *et alii*, 1971).

Il Foglio 344 "Tuscania" si estende nel settore sud-occidentale del Distretto Vulcanico Vulsino e comprende le porzioni meridionali del Lago di Bolsena (circa 66 km²) e della Caldera di Latera (Fig. 1). Il limite settentrionale corre poco a nord dell'Isola Bisentina, quello orientale subito ad est della sponda orientale del lago, mentre il limite meridionale passa a sud della città di Tuscania e quello occidentale a ovest del rilievo di Monte Canino.

Le aree emerse risultano costituite in massima parte da terreni vulcanici (circa il 77% del Foglio), da isolati affioramenti di rocce carbonatiche e terrigene (circa 4%) e da depositi alluvionali e coperture detritiche recenti ed attuali, derivanti prevalentemente dallo smantellamento della coltre vulcanica.



Fig. 1 - Modello digitale delle elevazioni del terreno (DEM) del Distretto Vulcanico Vulsino e aree limitrofe (da elaborati GIS dell'Università di Roma Tre, modificato), mostrante l'ubicazione del Foglio 344 "Tuscania" e degli adiacenti fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Progetto CARG). L'area oggetto del presente rilevamento si estende nella porzione meridionale del Distretto Vulcanico Vulsino. Si notino le depressioni di Latera-Vepe, Bolsena e Montefiascone, parzialmente incluse nell'area del Foglio 344 "Tuscania", che intersecano l'ampio plateau vulcanico debolmente inclinato verso le zone distali.

I terreni affioranti nel Foglio possono essere così distinti:

- litotipi deformati dall'orogenesi appenninica (7,5 km²; >1%):
- calcari, calcari marnosi e marne giurassici della Successione Toscana;
- *flysch* cretacico-eocenici, comprendenti calcari selciferi e arenarie quarzoso-calcaree (tipo "*Pietraforte*" e "*Palombini*");
- litotipi scarsamente o non deformati dall'orogenesi appenninica (15 km²; 2,5 %):
- conglomerati poligenici miocenici, con intercalazioni di sabbie ed argille;
- conglomerati, sabbie e argille pliocenici in facies marina;
- conglomerati, sabbie, limi e argille in facies marina e salmastro-continentale del Pleistocene;
- vulcaniti alcalino-potassiche dei distretti Vulsino e Vicano (Pleistocene medio) (458 km²; 77 %):
- piroclastiti del litosoma Paleovulsino;
- piroclastiti del litosoma Bolsena-Orvieto;
- piroclastiti e lave del litosoma Campi Vulsini;
- piroclastiti del litosoma Latera;
- piroclastiti e lave del litosoma Montefiascone;
- piroclastiti distali del Distretto di Vico.
- **depositi continentali fluvio-lacustri e travertini**, pleistocenici (a luoghi intercalati alle vulcaniti), recenti ed attuali (50 km², >8%).

2. - METODI DI RILEVAMENTO E TECNICHE ANALITICHE

L'approccio multidisciplinare adottato per la realizzazione del Foglio 344 "Tuscania" ha richiesto l'utilizzo integrato di diverse metodologie di indagine di terreno e di laboratorio. La carta geologica alla scala 1:50.000 è stata prodotta sulla base di un nuovo rilevamento condotto alla scala 1:10.000, utilizzando come supporto topografico le sezioni C.T.R. (Carta Tecnica Regionale). L'attività di campagna ha previsto inoltre la raccolta di dati geologico-strutturali ed è stata supportata da analisi geomorfologiche qualitative e di telerilevamento (fotointerpretazione, Volo Italia in scala 1:70.000, e DEM), allo scopo di definire la distribuzione areale dei punti eruttivi e possibili lineamenti di significato vulcanologico-strutturale e quale ausilio per l'individuazione dei limiti geologici (ad es. fra terreni lavici e piroclastici). Dal confronto dei pattern locali delle strutture deformative riconosciute sul terreno con quelli relativi al campo di stress regionale, si è cercato di valutare un eventuale ruolo delle strutture regionali sulle dinamiche di subsidenza delle depressioni calderiche che interessano l'area in studio. Tali dati sono stati integrati dalle informazioni ricavate dalla geologia del sottosuolo. A tal proposito sono stati presi in esame i log di 71 pozzi e pozzetti, distribuiti sull'intero areale del Distretto Vulsino, realizzati a fini di ricerca geotermica (BUONA-SORTE *et alii*, 1987a), cortesemente forniti dall'ENEL Green Power S.P.A. di Pisa.

Per il rilevamento dei terreni del substrato sedimentario meso-cenozoico è stato adottato essenzialmente il criterio litostratigrafico, coadiuvato da analisi biostratigrafiche per i litotipi carbonatici della *Successione Toscana*; per i terreni sedimentari post-orogenici e vulcanoclastici secondari, i criteri lito- e biostratigrafico sono stati integrati dall'analisi di facies per una definizione dei relativi processi ed ambienti deposizionali.

Per quanto riguarda il rilevamento dei terreni vulcanici, condotto alla luce delle più recenti conoscenze specialistiche sull'attività eruttiva del distretto, le unità cartografate sono state distinte sulla base dei caratteri litostratigrafici (con particolare riferimento agli aspetti minero-petrografici osservabili sul terreno) e di facies, questi ultimi indicativi degli scenari eruttivi (stile, intensità e magnitudo) e dei meccanismi di trasporto e deposizione degli specifici eventi. Per le correlazioni stratigrafiche, sono risultati particolarmente utili alcuni livelli piroclastici primari, che per le loro caratteristiche tessiturali e composizionali e l'ampia dispersione areale, costituiscono degli ottimi orizzonti guida (ad es. livelli di pomici da caduta pliniani), riconosciuti ben oltre i limiti del presente Foglio. In particolare, la correlazione dei prodotti effusivi, non sempre univoca sul terreno a causa della discontinuità degli affioramenti e degli analoghi aspetti macroscopici, è stata in diversi casi desunta da risultanze chimico-petrografiche. La stratigrafia di dettaglio, l'analisi di facies e la caratterizzazione composizionale dei prodotti eruttivi, unite all'analisi delle morfologie vulcaniche relitte, hanno permesso di attribuire le unità vulcaniche distinte a specifici centri eruttivi, comprendenti i maggiori "complessi vulcanici" (qui denominati come litosomi) e numerosi centri minori radicati, e di definire pertanto le relazioni temporali che intercorrono tra le fasi di attività nei diversi settori del Distretto Vulsino e l'adiacente Distretto Vicano, in accordo con il quadro geocronologico disponibile.

Una particolare attenzione è stata rivolta ai paleosuoli e ai depositi vulcanoclastici secondari di ambiente fluvio-lacustre-palustre intercalati alle vulcaniti, indicativi di rilevanti stasi temporali nell'attività vulcanica. Al riguardo, nella correlazione con le unità vulcanoclastiche secondarie identificate nel confinante Foglio 354 "Tarquinia", sono emerse alcune discrepanze dovute ad una più dettagliata caratterizzazione di tali unità operata nel presente Foglio alla luce della stratigrafia vulcanica in aree prossimali.

Per la caratterizzazione dei litotipi affioranti, le osservazioni di terreno sono state integrate da analisi sedimentologiche, micro-paleontologiche e mineropetrografiche in sezione sottile. Inoltre, per la caratterizzazione e classificazione delle vulcaniti, sono state eseguite analisi chimiche (su perle per XRF e microsonda elettronica) della componente juvenile, in accordo con metodologie e criteri previsti dal Progetto CARG (INNOCENTI *et alii*, 1999), e microtessiturali (es. vescicolazione dei piroclasti) al Microscopio Elettronico a Scansione (SEM).

La ricostruzione della stratigrafia ed evoluzione dell'area in studio ha previsto da un lato la definizione della natura, età e assetto del substrato pre-vulcanico e dall'altro la ricostruzione dell'attività vulcanica in relazione alla tettonica regionale e ad importanti eventi a scala globale, quali le variazioni climatiche e glacioeustatiche verificatesi durante il Quaternario. A tal fine, la ricostruzione delle successioni sedimentarie marino-costiero/continentali pliocenico-quaternarie e vulcaniche ha previsto lo studio delle discontinuità stratigrafiche che intercorrono fra le diverse unità distinte, allo scopo di inquadrare le unità cartografate nell'ambito delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (Unconformity Bounded Stratigraphic Units, UBSU), come previsto dalle direttive del Progetto CARG (PASQUARÈ et alii, 1992). In particolare nelle aree vulcaniche prossime alla costa, come nel caso del magmatismo alcalino-potassico quaternario dell'Italia centrale, le UBSU costituiscono uno strumento di sintesi che consente di individuare corrispondenze temporali e possibili nessi causali fra eventi eruttivi e vulcano-tettonici locali e fasi tettoniche e morfogenetiche a scala regionale, più chiaramente registrate nelle adiacenti successioni marino-costiero/continentali del margine tirrenico. Nel corso dell'attività di campagna, pertanto, oltre alla definizione in senso litostratigrafico e vulcanologico delle unità affioranti, si è proceduto all'identificazione e correlazione (mediante osservazione e/o estrapolazione) delle superfici di discontinuità stratigrafica che caratterizzano le successioni, al fine di valutarne il rango in termini di estensione areale e gli hiatus temporali corrispondenti, con il supporto dei dati geocronologici esistenti. Per una più dettagliata illustrazione dell'applicazione integrata delle diverse categorie di unità stratigrafiche adottate nel rilevamento dei terreni vulcanici e delle problematiche connesse si rimanda a PALLADINO *et alii* (2010).

Su questa base sono state distinte le discontinuità principali che definiscono UBSU di rango maggiore (supersintemi e sintemi) e correlate a quelle in parte già riconosciute lungo l'adiacente costa tirrenica nelle aree dei fogli confinanti (Foglio 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia"; vedi anche DE RITA *et alii*, 2002). Discontinuità di rango minore sono state utilizzate per delimitare i subsintemi; altre, a carattere ancora più locale, sono state attribuite a specifiche dinamiche di messa in posto delle vulcaniti, anche in relazione alla paleotopografia, e alla peculiare scansione spazio-temporale dell'attività vulcanica e vulcano-tettonica, attraverso fasi costruttive e distruttive. Come già accennato, l'impiego di un'altra categoria di unità stratigrafiche, le unità litosomatiche, ha permesso di evidenziare adeguatamente gli aspetti salienti dell'evoluzione vulcano-tettonica e geomorfologica dell'area in esame (es. fasi di attività eruttiva, collassi calderici, migrazione delle sorgenti eruttive).

La strutturazione della legenda della carta geologica alla scala 1:50.000 tiene conto delle diverse categorie di unità stratigrafiche adottate. In particolare, le unità litostratigrafiche vulcaniche sono state organizzate secondo i diversi litosomi di appartenenza ed inquadrate in uno schema definito dalle UBSU di diverso rango, che comprende anche le unità sedimentarie pliocenico-quaternarie e vulcanoclastiche secondarie.

In generale, i limiti tra i depositi vulcanici e tra quelli continentali plio-quaternari, e fra questi e il substrato pre-pliocenico, sono inconformi. Tuttavia, per non appesantire la leggibilità della carta, si è deciso di non utilizzare il simbolo del contatto stratigrafico inconforme.

Infine, le presenti note illustrative trattano anche gli aspetti geologico-applicativi salienti del territorio, quali l'idrogeologia, la geochimica dei fluidi, la geotermia e i dissesti.

II - CENNI STORICI

Il Distretto Vulcanico Vulsino in cui ricade il Foglio 344 "Tuscania" è stato oggetto di studi geologici pionieristici a partire dalla fine dell'800: fra questi sono da ricordare quelli di Ricciardi (1888), Verri (1888), Klein (1888), Bucca (1892), Clerici (1895), Washington (1896), Fantappiè (1898), Moderni (1903, 1904) e SABATINI (1912, 1914, 1921). In particolare, a MODERNI (1904) si deve una carta geologica ed un resoconto dell'intera regione vulsina, nella quale individua quattro centri vulcanici principali, Bolsena, Latera, Montefiascone e Capodimonte, e 89 fra coni e crateri. Successivamente l'attenzione degli studiosi si rivolge principalmente agli aspetti mineralogico-petrografici dei litotipi lavici affioranti (Schneider, 1965; TRIGILA, 1966, 1969a, 1969b), mentre le unità piroclastiche vengono raramente descritte e distinte (JACOBACCI et alii, 1965, 1967). Ad EVERDEN & CURTIS (1965) si devono le prime datazioni K-Ar su litotipi vulsini. Locardi & Mittempergher (1965, 1967), in uno studio sui grandi tavolati piroclastici del Lazio settentrionale (riguardante anche quelli intorno alla Caldera di Latera), ne discutono i processi genetici e propongono un nuovo meccanismo di formazione delle "ignimbriti" da lave in colata. MARINELLI & MITTEMPERGHER (1966) evidenziano l'esistenza delle depressioni di Latera e Bolsena, interpretando la prima come la conseguenza di un collasso legato a grandi emissioni "ignimbritiche", mentre la seconda viene ricondotta ad una subsidenza di natura vulcano-tettonica lungo faglie tangenziali. NAPPI (1969a, b) per primo definisce una stratigrafia dettagliata delle successioni vulcaniche di Latera, con particolare riferimento ai depositi da colata piroclastica, proponendo una ricostruzione dell'evoluzione dell'attività vulcanica del settore. Tali studi rappresentano la base per la realizzazione del Foglio 136 "Tuscania" alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (ALBERTI *et alii*, 1969, 1970), cui segue il Foglio 137 "Viterbo" (DERIU *et alii*, 1970; BERTINI *et alii*, 1971). TRIGILA *et alii* (1971) compiono un dettagliato studio chimico, mineralogico e petrografico su una successione piroclastica affiorante presso Farnese, che rappresenta una delle più complete esposizioni della stratigrafia di Latera.

Successive ricerche hanno portato ad un quadro stratigrafico ed evolutivo esauriente del distretto, alla luce delle conoscenze specialistiche che la vulcanologia moderna andava acquisendo con rinnovato impulso a partire dalla fine degli anni '60, in particolare per quanto riguarda i prodotti e le dinamiche dell'attività esplosiva. Fra i lavori che hanno maggiormente contribuito allo scopo, si menziona anzitutto SPARKS (1975), che concentra le ricerche sui depositi da colata piroclastica, definendone una stratigrafia e nomenclatura informale. VAREKAMP (1979, 1980), in uno studio geo-petrologico dell'intera area vulsina, individua tre settori distinti ("zone" di Bolsena-Orvieto, Montefiascone, Latera) e sei fasi evolutive del vulcanismo, anche sulla base dell'attività tettonica. A NICOLETTI et alii (1979, 1981) si deve una ricostruzione dell'attività vulcanica vulsina, con particolare riguardo al settore occidentale, alla luce di nuove datazioni radiometriche K-Ar. METZELTIN & VEZZOLI (1983), sulla base di uno studio geologico, strutturale e geocronologico, ricostruiscono l'evoluzione vulcanica e vulcano-tettonica di Latera, ridefinendo la stratigrafia delle successioni piroclastiche secondo "unità di eruzione" e stabilendo correlazioni con il Vulcano di Bolsena, TRIGUA (1985) propone una sintesi dell'evoluzione dell'attività vulcanica vulsina sulla base delle relazioni chimico-petrografiche e di campagna dei prodotti eruttivi e dei dati geocronologici allora disponibili (FORNASERI, 1985). Con i lavori di MARINI & NAPPI (1986) e NAPPI & MARINI (1986), che identificano i quattro "complessi vulcanici" principali del Paleobolsena, di Bolsena, Latera e Montefiascone, e quindi di VEZZOLI et alii (1987), nel quadro di una revisione completa della stratigrafia e nomenclatura del distretto (vedi ulteriori contributi nel volume edito da Inno-CENTI & TRIGILA, 1987), si giunge ad una definizione della storia vulcanica vulsina in cinque "complessi vulcanici" principali (Paleovulsini, Bolsena-Orvieto, Vulsini Meridionali, corrispondente al litosoma Campi Vulsini del presente Foglio, Latera e Montefiascone), tuttora ritenuta valida nelle sue linee generali. Fra i lavori che hanno contribuito più di recente alla dettagliata definizione del quadro stratigrafico ed evolutivo vulsino, con particolare riferimento al settore oggetto del presente studio, si ricordano Palladino et alii (1994) e Taddeucci et alii (1999), corredati di carte geo-petrografiche, PALLADINO & VALENTINE (1995) e PALLADINO & AGOSTA (1997), rispettivamente sui depositi da colata piroclastica

e da caduta pliniana del *Complesso Vulcanico di Latera*. Altri contributi si sono focalizzati sullo studio di specifiche successioni eruttive affioranti in parte nell'area del Foglio 344 "Tuscania" (ad es. MARSELLA *et alii*, 1987; CAPACCIONI *et alii*, 1989; TURBEVILLE 1992b; PALLADINO & TADDEUCCI, 1998; TADDEUCCI & PALLA-DINO, 2002; PALLADINO & SIMEI 2005a), con implicazioni stratigrafiche a carattere più generale. VERNIA *et alii* (1995) effettuano uno studio geo-petrografico del settore sud-orientale vulsino, in parte ricadente nell'areale del presente Foglio. Fra i lavori che hanno riguardato principalmente il settore orientale vulsino, va citato quello di NAPPI *et alii* (1994) relativo a depositi da caduta pliniana, ai fini delle correlazioni stratigrafiche con l'area rilevata nel presente studio. Con i lavori di CIONI *et alii* (1989), TURBEVILLE (1992a), NAPPI *et alii* (1995) e BROCCHINI *et alii* (2000) il quadro geocronologico è andato consolidandosi.

Le recenti indagini condotte per il rilevamento dei confinanti fogli geologici 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia" (FUNICIELLO *et alii* a, b, in stampa; DE RITA *et alii*, 2002) hanno messo in luce le relazioni fra sedimentazione marinocostiera, attività eruttiva e fluttuazioni eustatiche quaternarie, proponendo un quadro UBSU per la fascia costiera del Lazio settentrionale. Le ricerche effettuate per la realizzazione del presente foglio (vedi anche PALLADINO *et alii*, 2010) hanno permesso di estendere le correlazioni UBSU alle zone più interne del Distretto Vulsino.

Va sottolineato in questa sede che le vulcaniti vulsine, ed in particolare i depositi piroclastici, rivestono un ruolo di primo piano nel panorama della letteratura vulcanologica internazionale. A partire dagli anni '70 del Novecento, lo studio dei depositi piroclastici vulsini ha contribuito in maniera considerevole allo sviluppo di concetti fondamentali e modelli interpretativi riguardanti le dinamiche di eruzione e di messa in posto del vulcanismo esplosivo. Alcune rilevanti intuizioni e formulazioni che hanno influito in maniera determinante sulle moderne ricerche vulcanologiche di terreno e di vulcanologia fisica sono state proprio ispirate da depositi vulsini. In questa breve rassegna vanno ricordati gli studi di SPARKS et alii (1973), SPARKS (1975, 1976) e SPARKS & WALKER (1977), che hanno portato ad innovativi criteri di descrizione, classificazione ed interpretazione dei depositi da colata piroclastica, aprendo la via ad un approccio analitico quantitativo. I lavori di Branney & Kokelaar (1992) e di Palladino & Valentine (1995), che in diversa misura traggono spunto da esempi vulsini, hanno alimentato il dibattito sull'interpretazione delle dinamiche di trasporto e deposizione delle correnti piroclastiche. Inoltre, l'area vulsina annovera alcune fra le località-tipo dove sono stati inizialmente riconosciuti e descritti depositi peculiari, originatisi in relazione ai collassi calderici, quali lag breccia (WALKER, 1985) e spatter flow (TRIGILA & WALKER, 1986). Altri lavori recenti (ad es. PALLADINO, 1993; PALLADINO & TAD-DEUCCI, 1998; TADDEUCCI & PALLADINO, 2002 e PALLADINO & SIMEI, 2002) contribuiscono a testimoniare la varietà dei depositi piroclastici vulsini, rappresentativi

di un ampio spettro di fenomenologie, il cui studio consente deduzioni di carattere generale potenzialmente applicabili a diversi contesti geologici.

Dati minero-petrografici e chimici sulle vulcaniti vulsine, ai fini della loro caratterizzazione e classificazione, sono ampiamente riportati in numerosi studi precedentemente citati (ad es. TRIGILA, 1969; TRIGILA *et alii*, 1971; SPARKS, 1975; contributi in INNOCENTI & TRIGILA, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994; PALLADINO & AGOSTA, 1997; VERNIA *et alii*, 1995 per quanto riguarda l'area del Foglio). Alcuni lavori (NAPPI *et alii*, 1987; COLTORTI *et alii*, 1991) hanno discusso le relazioni fra aspetti composizionali e geologico-strutturali. A partire dalla definizione delle serie alcalino-potassiche dell'Italia centrale (APPLETON, 1972), i caratteri petrologico-geochimici dei litotipi vulsini e le loro implicazioni sull'origine ed evoluzione dei magmi sono state trattate da diversi autori (DOLFI *et alii*, 1985; LANDI, 1987; PECCERILLO, 1985; PECCERILLO & MANETTI, 1985; PECCERILLO *et alii*, 1987; BECCALUVA et alii, 1991; TRIGILA *et alii*, 1991; CONTICELLI & PECCERILLO, 1992; TURBEVILLE, 1993; DI BATTISTINI *et alii*, 1998; 2001).

Per quanto concerne il substrato delle vulcaniti, affiorante solo limitatamente nel Foglio 344 "Tuscania", sono da citare il lavoro di Cocozza (1963) sulla stratigrafia e tettonica del rilievo carbonatico di Monte Canino, e gli studi sulle successioni torbiditiche riconducibili al settore meridionale del dominio ligure esterno (ALBERTI et alii, 1970; FAZZINI et alii, 1972; BERTINI et alii, 1971; BETTELLI et alii, 1980a, b; CIVITELLI & CORDA, 1982). Ricerche condotte a partire dagli anni '80 (NAPPI et alii, 1982; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; MARINI & NAPPI, 1986; NAPPI & MARINI, 1986; CAPACCIONI et alii, 1987; NAPPI et alii, 1987; FREDA et alii, 1990; COLTORTI et alii, 1991; NAPPI et alii, 1991) prendono in considerazione gli aspetti geologico-strutturali e vulcano-tettonici del Distretto Vulsino, in relazione al contesto regionale, alla distribuzione spazio-temporale dell'attività vulcanica e alla strutturazione delle depressioni calderiche. In particolare, va segnalato il notevole contributo alla conoscenza della geologia del sottosuolo vulsino apportato dall'esplorazione geotermica condotta dall'ENEL e dalla Joint-venture ENEL-AGIP negli anni '80. Le informazioni ottenute attraverso le prospezioni gravimetriche, geoelettriche e i dati di pozzo, oltre a determinare le potenzialità del campo geotermico di Latera, hanno rappresentato un supporto fondamentale per la definizione della natura e assetto del substrato del Distretto Vulsino e l'evoluzione delle caldere (BARBERI et alii, 1984, BUONASORTE et alii, 1987a, b; BARBERI et alii, 1994). A tal riguardo, WALKER (1984) annovera la Caldera di Bolsena come uno fra i migliori esempi di caldere di tipo downsag. Infine, studi più recenti affrontano le relazioni fra tempi e stili dell'attività eruttiva, sistemi di alimentazione e fasi di collasso calderico (PALLADINO & SIMEI, 2005a, b).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - EVOLUZIONE MESO-CENOZOICA E QUATERNARIA DEL MEDITERRANEO CENTRO-OCCIDENTALE E MAGMATISMO ASSOCIATO

L'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centro-occidentale, a partire dal Mesozoico, è dominata dai movimenti relativi del blocco europeo verso quello africano e dall'intensa attività magmatica connessa al ciclo orogenico alpino-appenninico. Il magmatismo meso-cenozoico è estremamente variabile in termini di affinità seriale delle rocce che ne derivano (CONTICELLI & PECCERILLO, 1992; SERRI *et alii*, 2001): i termini più comuni sono rappresentati da tholeiiti di arco insulare, da prodotti calcoalcalini, calcoalcalini alti in potassio, shoshoniti potassiche e ultrapotassiche, prodotti appartenenti alla serie alcalino-sodica e c.d. lamproiti, kamafugiti e carbonatiti (SERRI, 1997; STOPPA & WOOLLEY, 1997).

Successivamente alle principali fasi di strutturazione dell'orogene alpino, la subduzione si imposta lungo l'avampaese della retrocatena, probabilmente in corrispondenza di un braccio orientale relitto della Tetide (DogLioNI *et alii*, 1998; 1999a, b) corrispondente ad un prolungamento settentrionale del bacino ionico mesozoico (CATALANO *et alii*, 2001). In questo quadro, gli Appennini si sarebbero sviluppati principalmente dopo l'Oligocene superiore; la loro formazione è accompagnata dallo sviluppo, sempre a partire dall'Oligocene superiore, di un'area

in distensione a tergo della catena come conseguenza diretta dell'arretramento verso est della placca subducente. I bacini oligo-miocenici che caratterizzano il Mediterraneo occidentale sono interpretati nel loro insieme come un sistema di retroarco a tetto della subduzione appenninico-maghrebide (DOGLIONI *et alii*, 1999a) (Fig. 2).

Successivamente, con la migrazione verso est del sistema arco-fossa, il trasferimento della distensione porterà nel tardo Miocene e nel Plio-Pleistocene all'apertura del bacino tirrenico (DogLioNI *et alii*, 1999a, b). L'intenso *boudinage* litosferico prodotto dalla distensione comporta la produzione di crosta oceanica a ovest e ad est della microplacca sarda, in corrispondenza rispettivamente del sub-bacino ligure-provenzale e dei più orientali bacini tirrenici Vavilov e Marsili (DogLioNI *et alii*, 1999a, b) (Fig. 2).



Fig. 2 - Quadro schematico del contesto geodinamico del Mediterraneo occidentale (da Doglioni et alii, 1999b). Si notino in particolare lo smembramento della Catena Alpina a seguito della rotazione del blocco Sardo-Corso e la distribuzione dei bacini di retroarco.

Le prime manifestazioni magmatiche attribuite alla subduzione della placca africana al di sotto del margine europeo risalgono all'Oligocene inferiore. A partire infatti da 34 Ma sino a 13 Ma si sviluppa in corrispondenza di Provenza, Corsica e Sardegna (per quest'ultima l'inizio dell'attività è datato 32 Ma) un arco magmatico, costituito principalmente da vulcaniti ad affinità calcoalcalina, tholeiitica e calcoalcalina alta in K (BOCCALETTI & MANETTI, 1978; BECCALUVA *et alii*, 1984, 1989, 1994; DOGLIONI *et alii*, 1999a; Fig. 3a, b).



Fig. 3a - Distribuzione, affinità petrochimica ed età (Ma) dei centri magmatici Plio-quaternari dell'Italia centro-meridionale (da Peccerillo, 2005). E' altresì riportata l'ubicazione del magmatismo Eocenico-Miocenico di Puglia, Sardegna, Alpi occidentali e Veneto.

L'apertura del bacino ligure-provenzale-balearico e la conseguente rotazione antioraria del blocco sardo-corso (smembramento della Catena Alpina fra Liguria e Corsica) sono accompagnate da un'intensa attività vulcanica, concentrata principalmente fra 21 e 19 Ma che, attraverso la produzione di ingenti volumi di piroclastiti riodacitiche, si manifesta in Provenza, nel sud della Corsica e in Sardegna, dove sono associate a basalti ad affinità calcoalcalina alti in Mg (BURRUS, 1984; REHAULT *et alii*, 1984; BECCALUVA *et alii*, 1989) datati 18 Ma (MORRA *et alii*, 1997).



Province magmatiche secondo la definizione proposta da PECCERILLO (2005). Sono inoltre riportate le principali linee tettoniche. Nel riquadro: distribuzione del vulcanismo ad affinità composizionale orogenica (alti rapporti LILE/HFSE) ed anorogenica (bassi rapporti LILE/HFSE). Le frecce indicano la migrazione del magmatismo orogenico dall'Oligocene al presente.

Il magmatismo di retroarco neogenico-quaternario del Mediterraneo centrooccidentale mostra regolarmente associati termini ad affinità calcoalcalina con termini alcalini; questi ultimi risultano generalmente più giovani dei primi in ogni provincia magmatica (SAVELLI, 1984; MARTÌ *et alii*, 1992).

Lungo la fascia tirrenica, a partire da 7 Ma, si manifesta l'attività della Provincia Magmatica Toscana (MARINELLI, 1967; INNOCENTI *et alii*, 1992; fig. 3a, b), i cui prodotti costituiscono le isole dell'Arcipelago Toscano (fatta eccezione per Pianosa) e affiorano inoltre in Toscana meridionale (Monte Amiata), Lazio settentrionale (Monti Cimini, Complesso Tolfetano-Manziate-Cerite) ed insulare (Ponza e Palmarola). L'intenso magmatismo intrusivo ed il vulcanismo di natura acida, associato ad un più recente vulcanismo potassico ed ultrapotassico (SERRI, 1990; SERRI *et alii*, 1993; 2001; PECCERILLO, 2005), denotano la complessità del quadro petrogenetico. Dati petrologici e geochimici indicano che i magmi anatettici che alimentarono il plutonismo toscano furono coinvolti in processi di *mixing* con magmi ricchi in K di derivazione mantellica (Monte Amiata, Cimini, Isola di Capraia) (INNOCENTI *et alii*, 1992; PECCERILLO, 1999). Un'estesa ed aggiornata trattazione del magmatismo plio-quaternario italiano è riportata in PECCERILLO (2005). Le figure 3a e 3b mostrano la distribuzione delle province magmatiche così come distinte da tale autore e l'ubicazione dei distretti e centri vulcanici dell'Italia centro-meridionale.

A partire dal Pliocene e nel corso del Quaternario, a seguito della tettonica distensiva (E-O/NO-SE) che caratterizza la porzione meridionale del Tirreno, l'attività vulcanica concentrata in quest'area porta alla formazione di nuova crosta oceanica nei sub-bacini Vavilov (4,5-2,6 Ma) e Marsili (1,9-1,7 Ma) (KASTENS *et alii*, 1986). Fra 5,3 e 1,8 Ma in Sardegna si sviluppa un vulcanismo, per lo più fissurale, caratterizzato da prodotti appartenenti alle serie tholeiitica e alcalina con affinità *ocean island basalts* (OIB) (es. Monte Arci, Montiferro, Capo Ferrato; BECCALUVA *et alii*, 1989).

Da circa 1,3-1 Ma è attivo l'Arco Eoliano, costituito da tholeiiti di arco insulare, da termini calcoalcalini/calcoalcalini alti in K (basalti, andesiti, fino a lave riolitiche), shoshonitici e alcalino-potassici (tefriti leucitiche). Questi ultimi in particolare caratterizzano i centri ancora attivi di Stromboli e Vulcano. I caratteri petrologici dei litotipi eoliani vengono ricondotti ad una sorgente mantellica tipo MORB/OIB, arricchita da una componente derivante dalla deidratazione di crosta oceanica subdotta (FRANCALANCI *et alii*, 1993).

Ancora in relazione all'evoluzione della Catena Appenninico-Maghrebide, nell'avampaese africano, a partire dal Miocene superiore, si sviluppa un sistema di *rift* continentale che porta alla formazione del Canale di Sicilia. L'attività magmatica si concentra lungo le strutture tettoniche principali (*Graben* di Pantelleria, Linosa e Malta) e in corrispondenza del *plateau* ibleo (CALANCHI *et alii*, 1989). L'attività vulcanica, con prodotti da mediamente alcalini a peralcalini, inizia nel Miocene superiore (es. *plateau* ibleo, 7-1,5 Ma; SERRI *et alii*, 2001), mentre nel Pliocene inferiore diviene attivo il *Graben* di Pantelleria. Durante l'Olocene sono ancora attive tre aree vulcaniche: Pantelleria, Foerstner e Graham Bank.

Nel corso del Quaternario, un magmatismo ad affinità alcalino-potassica dà origine alla "Regione Comagmatica Romana" (WASHINGTON, 1906; cfr. PECCE-RILLO, 2005 per una dettagliata rassegna dei caratteri geochimico-petrologici e delle relazioni geodinamiche). La diffusa attività vulcanica manifestatasi lungo il margine peritirrenico dell'Italia centrale porta alla formazione di una catena di vulcani ad andamento appenninico (Vulsini, Vico, Sabatini, Colli Albani, Valle Latina, Roccamonfina, Ventotene, Ischia-Campi Flegrei e Somma-Vesuvio; Fig. 3a). Dopo sporadiche manifestazioni eruttive intorno a 0,8 Ma (es. centro di Torre Alfina, a N dei Vulsini, e alcuni livelli piroclastici in area romana), l'attività vulcanica principale ha inizio intorno a 0,6 Ma in buona parte dei distretti laziali e a Roccamonfina, mentre i sistemi di Ischia-Campi Flegrei e Somma-Vesuvio sono attivi a partire da circa 0,35 Ma, quando i restanti distretti vulcanici sono nel pieno della loro fase parossistica (vedi MARRA *et alii*, 2004 per una revisione aggiornata dei dati geocronologici). I prodotti affioranti abbracciano l'intero spettro composizionale della serie potassica (KS) e di quella alta in potassio (HKS), così come definite da APPLETON (1972), e di quella K-foiditica, caratterizzata da un rapporto K_2O/SiO_2 ancora maggiore, frequentemente associate anche in un medesimo distretto (vedi ad es. TRIGILA *et alii*, 1991; Fig. 4). Per la maggior parte dei centri vulcanici l'attività eruttiva termina intorno a 0,1 Ma, ad eccezione del Distretto Vulcanico dei Colli Albani, le cui ultime manifestazioni parossistiche si ebbero almeno fino a 0,03 Ma (MARRA *et alii*, 2003) e dei vulcani dell'area napoletana tuttora attivi.

La distribuzione dei centri vulcanici alcalino-potassici quaternari risulta fortemente influenzata dalla tettonica distensiva e transtensiva che disarticola il margine tirrenico in una serie di *graben* caratterizzati da diversi tassi di subsidenza in atto nel corso dell'attività dei distretti (FACCENNA *et alii*, 1994). Nel complesso, i caratteri geochimici e petrologici dei prodotti affioranti lungo la fascia peritirrenica mostrano come, ad eccezione di parte dei magmi che alimentarono l'attività della Provincia Toscana, per i quali si riconosce una sorgente di tipo crostale (crosta continentale superiore), il resto dell'attività magmatica (vulcanica) sia legata a sorgenti di tipo mantellico riconducibili alle principali tipologie delle sorgenti magmatiche terrestri quali OIB, IAB (*island arc basalts*), MORB (*middle-ocean ridge basalts*), ma caratterizzate per lo più da un arricchimento in K imputabile all'assimilazione di più tipologie di componenti (TRIGILA *et alii*, 1991; PECCERILLO



Fig. 4 - Campi composizionali, secondo il diagramma classificativo TAS, dei litotipi vulcanici di distretti alcalino-potassici rappresentativi (da TRIGILA et alii, 1991).

1999; SERRI *et alii*, 2001). In particolare, la sorgente del K andrebbe ricercata in un mantello superficiale metasomatizzato a flogopite (DoLFI *et alii*, 1976).

Lungo l'avampaese adriatico, a partire da 0,7 Ma sino a 0,1 Ma, è attivo il Vulture, contraddistinto da un magmatismo alcalino-sodico fortemente sottosaturo (es. hauyniti). Infine, l'attività vulcanica etnea si localizza a nord degli Iblei, in corrispondenza della porzione più meridionale delle falde maghrebidi (MoNACO *et alii*, 1997). Il vulcanismo inizia intorno a 0,5 Ma con termini tholeiitici ed evolve verso prodotti alcalino-Na (TANGUY *et alii*, 1997). A differenza di questi ultimi autori, che interpretano il magmatismo dell'Etna come di *hot spot*, più comunemente l'attività vulcanica etnea, che non presenta nel tempo sostanziali migrazioni dei punti di emissione, viene relazionata ad un'importante tettonica distensiva attiva lungo il margine continentale passivo fra la Sicilia orientale e la microplacca oceanica ionica ("Scarpata di Malta"; BARBERI *et alii*, 1973; MONACO *et alii*, 1997; DOGLIONI *et alii*, 2001). La geochimica dei prodotti eruttivi è compatibile con la fusione parziale di sorgenti mantelliche arricchite tipo MORB e OIB (ARMIENTI *et alii*, 1989; D'ORAZIO, 1994; TONARINI *et alii*, 1995).

2. - ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA DEL FOGLIO 344 "TUSCANIA"

L'assetto strutturale del Lazio settentrionale, nel quale ricade l'area del Foglio 344 "Tuscania", è il risultato della sovrapposizione della tettonica distensiva terziaria, legata all'attività del bacino tirrenico, sulla porzione più interna dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti della Catena Appenninica, risultato a sua volta del processo di subduzione della placca adriatica al di sotto del sistema orogenico alpino (DOGLIONI *et alii* 1999c, con bibliografia). In particolare, il Distretto Vulcanico Vulsino, la cui porzione meridionale è compresa in buona parte nel Foglio, si imposta nel Pleistocene medio in corrispondenza dell'intersezione del *Graben* Siena-Radicofani e del *Graben* del Paglia-Tevere con una serie di faglie ad andamento NE-SO che disarticolano le porzioni interne della Catena Appenninica (Fig. 5).

La catena in questo settore è il risultato dell'interazione tra due diversi tipi di subduzione: quella alpina, Europa-vergente, e quella appenninica O-vergente. Il risultato è un orogene complesso dove si riconoscono diverse unità strutturali riconducibili a diversi domini paleogeografici:

- *il dominio sardo-corso*, che rappresenta l'avampaese europeo ed è costituito da crosta continentale ercinica sulla quale è impostato il bacino Ligure-Provenzale;
- il dominio oceanico ligure-piemontese, nel quale si sono deposte ofioliti giurassiche e la loro copertura sedimentaria pelagica di età compresa tra il Malm e il Cretacico, seguite dalle sequenze torbiditiche calcareo-marnose di età cretacico-eocenica. I complessi ofiolitiferi affiorano attualmente nella

Corsica alpina, nell'Arcipelago Toscano e nella Toscana meridionale (AB-BATE *et alii*, 1980), ove sono stati riconosciuti nel sottosuolo (pozzo Pantani a nord di Civitavecchia), spesso metamorfosati in condizioni di alta P/bassa T (JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia);

- *il dominio subligure*, costituito da successioni calcareo-arenacee di età Cretacico superiore-Oligocene, deposte su crosta di transizione tra il dominio oceanico ligure e quello continentale toscano;
- *il dominio toscano*, in cui si distinguono successioni sedimentarie deposte su crosta continentale. Il *dominio toscano interno* consiste nei depositi non metamorfici della Successione Toscana (Triassico superiore-Oligocene superiore), mentre il *dominio toscano esterno* è costituito dal Complesso Metamorfico Toscano *Auct*. (BERTINI *et alii*, 1991; ELTER & PANDELI, 1990 con bibliografia);
- *il dominio umbro-marchigiano*, che comprende le successioni sedimentarie triassico-mioceniche deposte sul margine continentale adriatico, caratterizzate da termini di piattaforma continentale e pelagica dal Triassico al Lias inferiore e di bacino pelagico fino al Miocene (BARCHI *et alii*, 1998; CENTA-MORE & MICARELLI, 1991; SANTANTONIO *et alii*, 1996).

Successivamente alle principali fasi di sollevamento della Catena Appenninica (fasi compressive tortoniane toscane), a partire dal Miocene medio-superiore, con l'apertura del bacino di retroarco tirrenico, l'adiacente fascia costiera dell'Italia centrale è soggetta ad una intensa tettonica distensiva (BIGI *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; SERRI *et alii*, 1991). In Toscana, alto Lazio e Umbria occidentale, la distensione disarticola la crosta in una serie di blocchi soggetti a movimenti differenziali lungo faglie dirette, con fasi alterne di sprofondamento e sollevamento a scala regionale (AMBROSETTI *et alii*, 1978). La distensione provoca un assottigliamento crostale e la formazione di una serie di *graben* ad andamento NO-SE che interessa una vasta area dal Valdarno ai Vulsini (Fig. 5) e che si estende verso SE fino a Terracina.

Lungo tali strutture fortemente subsidenti si impostano i bacini marini pliocenici (ingressione marina del Pliocene inferiore: bacini della Val di Fine, Volterra-Pomarance-Radicondoli, Val d'Elsa, Siena-Radicofani, Val Teverina, Val di Chiana) e successivamente l'attività vulcanica (AMBROSETTI *et alii*, 1978). Nel Pliocene inferiore si registra la massima estensione marina nella Toscana meridionale e nel Lazio settentrionale, mentre a partire dalla fine del Pliocene inferiore tutta l'area comincia a sollevarsi con conseguente sviluppo di una fase regressiva (AMBRO-SETTI *et alii*, 1978). Tale sollevamento, il cui acme si registra fra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, è connesso al riequilibrio isostatico della Catena Appenninica e localmente alla messa in posto di corpi intrusivi (Monti della Tolfa) e domi lavici (Monti Cimini) (MARINELLI, 1975; BARBERI *et alii*, 1991, 1994). Esso condizionerà lo sviluppo paleogeografico dell'area, determinando un progressivo restringimento delle zone occupate dal mare (AMBROSETTI *et alii*, 1978). Durante lo sviluppo del magmatismo alcalino-potassico peritirrenico quaternario, in conseguenza dell'alta termalità dell'area, la tettonica fu probabilmente meno attiva e l'entità del sollevamento si ridusse (CAVINATO *et alii*, 1994).

Ai fattori tettonici sinora descritti, si sommano gli effetti legati alle fluttuazioni eustatiche connesse ai fenomeni climatici che si hanno fra il Pliocene e il Pleistocene. L'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica è infatti notevolmente influenzata dalle variazioni del livello marino a seguito delle glacia-



Fig. 5 - Carta geo-tettonica schematica dell'Italia peninsulare centro-settentrionale (da BARCHI et alii, 2001; modificato).

Legenda:

- 1) successioni neoautoctone marino-costiere e continentali;
- 2) vulcaniti neogenico-quaternarie;
- 3) litotipi oligo-miocenici appartenenti alle Liguridi;
- 4) successioni torbiditiche oligo-mioceniche della Falda Toscana;
- 5) successioni evaporitiche e carbonatiche della Falda Toscana (Triassico-Paleogene);
- 6) unità metamorfiche toscane;
- E' inoltre riportato il sistema di Graben a direzione appenninica.
- depositi torbiditici attribuiti alla successione Pianura Padana-Marche-Mare Adriatico (Messiniano inferiore-Pliocene);
- depositi torbiditici della successione Romagna-Umbria-Marche (Burdigaliano-Tortoniano);
- rocce carbonatiche della Successione Umbro-marchigiana (Giurassico-Paleogene);
- rocce carbonatiche della Successione Lazialeabruzzese (Giurassico-Neogene).

zioni (Alberti et alii, 1970; Ambrosetti et alii, 1978; Bosi et alii, 1990), come testimoniato dai diversi ordini di terrazzi marini datati fra il Pleistocene inferiore e superiore (DE RITA et alii, 2002). CARBONI et alii (1994) sottolineano come la regressione registrata nei sedimenti plio-pleistocenici della fascia costiera fra la Toscana meridionale e il Lazio settentrionale si leghi essenzialmente alle fluttuazioni glacio-eustatiche, mentre eventuali fenomeni tettonici sono da considerare di ampiezza di ordine inferiore. In corrispondenza dell'area costiera compresa tra i fogli geologici 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro", i terrazzi del Pleistocene inferiore raggiungono i 200 m di quota e risultano incisi nelle successioni sedimentarie plioceniche o in un substrato più antico (DE RITA et alii, 2002). I tre ordini di terrazzi più giovani, riferiti al Pleistocene medio-superiore, sono caratterizzati da depositi contenenti materiale di origine vulcanica proveniente dai vicini distretti alcalino-potassici Vulsino e Vicano; le datazioni, ottenute secondo diversi metodi (U/Th, risonanza degli *electronspin*, racemizzazione degli amminoacidi), danno età comprese fra 0,35 e 0,1 Ma (Ambrosetti et alii, 1981). DE RITA et alii (2002) correlano questi tre ordini di terrazzi ai rispettivi stage isotopici della curva climatica tarata sui valori del O18 (PISIAS et alii, 1994) relativi a fasi di alto stazionamento del livello del mare.

In questo contesto, la porzione meridionale del Foglio 344 "Tuscania" e quella settentrionale del confinante Foglio 354 "Tarquinia" rivestono una particolare importanza in quanto zona di raccordo fra le aree più interne del Distretto Vulcanico Vulsino e la fascia costiera. A tal riguardo, degna di nota è la formazione, in concomitanza con l'attività vulcanica, di un piccolo bacino continentale fluvio-lacustre-palustre, colmato da sedimenti vulcanoclastici, che si estende alla periferia del Distretto Vulsino in un'area intorno all'odierna città di Tuscania a cavallo dei due fogli ("bacino di Tuscania", Locard & Molin, 1974; de Rita *et alii*, 2002). Tale area rappresenta quindi un settore chiave per la comprensione delle relazioni fra messa in posto delle vulcaniti, erosione, sedimentazione vulcanoclastica secondaria e variazioni relative del livello di base, ossia di un aspetto fondamentale per la definizione e correlazione delle UBSU ai fini dell'inquadramento dell'area vulcanica in esame nel più ampio contesto regionale.

3. - GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO

L'esplorazione geotermica condotta dall'ENEL e dalla *Joint-Venture* ENEL-AGIP negli anni '80 nell'area della Caldera di Latera e zone circostanti ha fornito un contributo determinante per la conoscenza della geologia del sottosuolo vulsino. Sulla base delle prospezioni gravimetriche, geoelettriche e delle perforazioni profonde (BARBERI *et alii*, 1984; BUONASORTE *et alii*, 1987a, b; BARBERI *et alii*, 1994), l'area in questione risulta essere caratterizzata dalla presenza di almeno quattro strutture principali riconducibili al dominio toscano, affioranti solo in parte e separate da parallele depressioni caratterizzate da un forte inspessimento delle Liguridi (BUONASORTE *et alii*, 1987a; Fig. 6), in accordo con le analisi degli inclusi litici nei prodotti eruttivi (ad es. NAPPI, 1969b; SPARKS, 1975; BUONASORTE *et alii*, 1984; PALLADINO & SIMEI, 2005a).



Fig. 6 - Caratteristiche salienti del sottosuolo del Distretto Vulsino:

A) carta delle isobate del tetto del substrato carbonatico nel settore della Caldera di Latera, basata su dati gravimetrici, geoelettrici e di pozzi profondi (da BARBERI et alii, 1984, modificata);

B) schema strutturale del substrato vulsino secondo una sezione orientata E-O (da Амодю et alii, 1987). Legenda:

1-2-3-4) rispettivamente, vulcaniti dei "complessi" di Latera, Montefiascone, Bolsena-Orvieto, Paleovulsino;

5) *Liguridi* (flysch);

6) substrato carbonatico meso-cenozoico della Falda Toscana.

In prossimità dell'abitato di Latera, oltre il limite settentrionale del Foglio 344 "Tuscania", i dati di pozzo, congiuntamente ai dati geofisici, indicano la presenza di un'anticlinale rovescia come la principale struttura sepolta che caratterizza il campo geotermico relativo all'omonima caldera (BUONASORTE et alii, 1987a). Gli Autori suggeriscono come tale struttura, che si congiunge a nord con quella analoga del Monte Cetona e a sud con quella di Monte Canino, possa rappresentare il prolungamento meridionale del cosiddetto fronte della "Falda Toscana" Auct., anche definito come l'allineamento strutturale Chiana-Cetona (LAZZAROTTO, 1972). Con un asse orientato NNE-SSO, esso è costituito dalle unità della "Falda Toscana" (Triassico superiore-Eocene) e in parte da unità Liguridi (Unità di Santa Fiora). Le prospezioni geoelettriche condotte in prossimità di Latera mostrano come tale anticlinale si estenda dalle zone di Farnese e Ischia di Castro (settore occidentale del Foglio) fino a nord del centro abitato di Grotte di Castro (nordest di Latera, al di fuori del Foglio). Al di sotto dell'anticlinale rovescia i dati di pozzo mostrano una successione di rocce carbonatiche termometamorfosate e metasomatizzate, ricondotte sulla base dei caratteri mineralogici a protoliti calcareo/dolomitici appartenenti alle formazioni del Triassico superiore della "Successione Toscana". Inoltre le indagini di sottosuolo hanno evidenziato la presenza, in corrispondenza delle porzioni centrali dell'attuale Caldera di Latera, ad una profondità di circa 2 km, di un corpo intrusivo sienitico (BARBERI et alii, 1984). La struttura descritta è bordata ad est da una depressione, evidenziata da un inspessimento fino a circa 2000 m di Liguridi, più o meno termometamorfosate e metasomatizzate verso la base, sovrastanti calcari ricristallizati probabilmente del Lias inferiore (dati dei pozzi L10 ad est di Latera e RA1 ad ovest di Torre Alfina; BUONASORTE et alii, 1987a; BARBERI et alii, 1994).

Una seconda struttura positiva sepolta è identificata in corrispondenza del campo geotermico di Torre Alfina e, tenendo conto dei collassi vulcano-tettonici nell'area del Lago di Bolsena, la sua prosecuzione viene individuata a est di Gradoli e a ovest di Capodimonte (BUONASORTE *et alii*, 1987a). Inoltre, la presenza di sorgenti calde subacquee, associate a emissioni gassose e a depositi travertinosi, distribuite lungo fratture ad andamento N-S nella porzione occidentale del Lago di Bolsena, farebbe presupporre la presenza a basse profondità di rocce carbonatiche.

La terza struttura positiva sepolta viene individuata in prossimità del centro abitato di Marta e si estende verso NE lungo il bordo orientale del Lago di Bolsena. I dati geofisici e di pozzo (Marta 1) evidenziano la presenza di formazioni carbonatiche della "Falda Toscana" al di sotto di circa 1000 m di Liguridi (Unità di Santa Fiora). Inoltre si rinviene in sondaggio una successione torbiditica arenacea attribuita al Macigno Toscano, separata dagli Scisti Policromi da un orizzonte di Liguridi del Cretacico superiore. Subito ad est e sud-est di tale struttura viene individuata una profonda depressione: solo 1,5 km a SE del pozzo Marta 1, le perforazioni (Marta 2) avanzano nelle Liguridi sino a circa 3.300 m di profondità senza mai incontrare le unità della "Falda Toscana" (BUONASORTE *et alii*, 1987a). Ancora più ad est, al di sotto delle successioni sedimentarie plioceniche, i dati di pozzo (Montefiascone 1) mostrano la presenza di 2500 m di Liguridi cretacico-terziarie: i calcari-marnosi varicolori (Paleocene-Eocene) presenti nelle porzioni più profonde della perforazione potrebbero essere attribuiti ai Flysch Tolfetani o al Gruppo degli Scisti Policromi (Marne del Sugame *Auct.*) (BUONASORTE *et alii*, 1987a).

Infine, una quarta struttura sepolta, più estesa, si riscontra ai margini del distretto, al di fuori dell'area del Foglio 344 "Tuscania", fra Viterbo e Vetralla, ed è probabilmente collegabile all'alto gravimetrico di Ferento. Tale struttura rappresenterebbe il fronte più esterno della "Falda Toscana" mesozoico-eocenica (Buo-NASORTE *et alii*, 1987a), localmente sottostante a successioni terrigene delle unità di Monte Cervarola-Monte Falterona, affioranti a M. Razzano e Ferento.

4. - IL DISTRETTO VULCANICO VULSINO

L'area vulcanica dei Monti Vulsini, nota nella letteratura vulcanologica come Distretto Vulcanico Vulsino, si estende per 2200 km² fra il Fiume Tevere e il Fiume Fiora, a cavallo delle province di Viterbo, Grosseto e Terni. Il distretto si configura come una vasta zona sede di vulcanismo areale, dove le principali morfologie vulcaniche sono rappresentate dall'ampia depressione che ospita il Lago di Bolsena e dagli edifici vulcanici di Latera e Montefiascone, rispettivamente ubicati ad ovest e sud-est del lago e interessati da caldere centrali (fig. 1). L'attività eruttiva del distretto (circa 0,6-0,13 Ma) rappresenta la manifestazione più settentrionale del magmatismo alcalino-potassico quaternario della "Regione Comagmatica Romana" (WASHINGTON, 1906; Fig. 7), impostatosi lungo la fascia peritirrenica in connessione alla tettonica distensiva legata all'apertura del bacino di retroarco tirrenico (Funiciello & Parotto 1978; Faccenna et alii, 1997). Come già accennato, il vulcanismo vulsino si colloca in corrispondenza dell'intersezione dei Graben Siena-Radicofani e Paglia-Tevere con una serie di faglie antiappenniniche. Tale assetto strutturale ha controllato l'ubicazione e la geometria dei sistemi di alimentazione magmatica e delle sorgenti eruttive, nonché l'evoluzione spazio-temporale delle depressioni calderiche di Bolsena, Latera-Vepe e Montefiascone.

Dalla ricostruzione della base della copertura vulcanica, il volume totale delle vulcaniti del Distretto Vulsino viene prudenzialmente stimato in 300 km³ (Buo-NASORTE *et alii*, 1987b); in particolare, nell'area centrale del distretto si raggiunge uno spessore di oltre 900 m di vulcaniti più antiche di 400 ka. Studi precedenti (citati nel cap. II) hanno portato a delineare un quadro evolutivo dell'attività vul-



Fig. 7 - Ubicazione del Distretto Vulsino nell'ambito del vulcanismo peritirrenico alcalino-potassico quaternario.

canica vulsina, riconducibile alla sovrapposizione spazio-temporale di più "complessi vulcanici" e a diverse decine di centri eruttivi per lo più monogenici. Già VAREKAMP (1979, 1980) individua le tre "zone" di Bolsena-Orvieto, Montefiascone, Latera; successivamente NAPPI & MARINI (1986) identificano quattro "cicli vulcanici" principali: *Paleobolsena, Bolsena, Montefiascone e Latera* e quindi VEZZOLI *et alii* (1987) definiscono i cinque "complessi vulcanici" dei *Paleovulsini, Bolsena-Orvieto* (rispettivamente corrispondenti a *Paleobolsena* e *Bolsena*), *Vulsini Meridionali, Latera* e *Montefiascone* (Figg. 8, 9). Nella ricostruzione stratigrafica elaborata nel presente studio, che utilizza le unità informali litosomatiche, viene adottata quest'ultima suddivisione, proponendo il termine Campi Vulsini al posto di *Vulsini Meridionali* (per i motivi esposti in seguito).

Il vulcanismo vulsino è stato dominato da attività esplosiva con ampio spettro di intensità e magnitudo, da hawaiiana-stromboliana e idromagmatica, da centri eruttivi monogenici (coni di scorie, coni ed anelli di tufo), ad eventi originanti colate piroclastiche, frequentemente associate a colonne sostenute di tipo pliniano, collegati a collassi calderici. Anche se volumetricamente subordinata, l'attività effusiva ha prodotto diffuse colate ed alcuni espandimenti lavici. Per una detta-



Fig. 8 - Carta geologico-strutturale schematica del Distretto Vulcanico Vulsino (da Vezzo11 et alii, 1987).

Legenda:

- 1) depositi sedimentari quaternari;
- vulcaniti dei "complessi" di Latera (LVC), Bolsena-Orvieto (BOVC), Montefiascone (MVC), Vulsini Meridionali (SVVC) e del Distretto Vicano (VVC);
- 3) Successione Neoautoctona;
- 4) Successione Liguride e Subliguride;

- 5) Successione Toscana non metamorfica
- 6) Successione Toscana metamorfica;
- 7) faglie principali;

9) orli calderici.

8) fronti di sovrascorrimento della Falda Toscana;

gliata ricostruzione delle dinamiche eruttive e di messa in posto delle vulcaniti vulsine si rimanda alla letteratura citata precedentemente.

Complessivamente i litotipi vulcanici vulsini abbracciano l'intero spettro composizionale tipico del magmatismo alcalino-potassico, con termini appartenenti sia alla cosiddetta serie potassica (KS), che alla serie alta in potassio (HKS, contraddistinta dalla presenza di leucite) (APPLETON, 1972). I litotipi meno evoluti sono rappresentati da rari K-basalti, basaniti e tefriti e da più frequenti trachibasalti, shoshoniti e fonotefriti, mentre quelli più evoluti da trachiti e fonoliti (secondo il diagramma classificativo TAS). Subordinatamente, una serie a rapporto K_2O/SiO_2 ancora più elevato è rappresentata da termini K-foiditici (leucititi). In particolare le composizioni trachitico-fonolitiche sono dominanti in termini di volumi di magmi eruttati, in quanto caratterizzano i prodotti piroclastici derivanti dagli eventi eruttivi esplosivi di maggiore intensità e magnitudo (depositi di pomici da caduta pliniana e da colata piroclastica). Le fasi mineralogiche fondamentali più diffuse sono rappresentate da sanidino, plagioclasio e leucite fra i sialici, e da clinopirosseno, olivina e mica bruna fra i femici.

In tabella 1 viene riportato uno schema geocronologico semplificato relativo ad unità vulcaniche di rilevante significato stratigrafico affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" e in aree limitrofe, correlate ai rispettivi litosomi (o "complessi vulcanici") di appartenenza.

Fatta eccezione per il centro eruttivo di Torre Alfina, ubicato alla periferia settentrionale del Distretto Vulcanico Vulsino e datato a circa 0,82 Ma (NICOLETTI et alii, 1979), i più antichi prodotti affioranti riconducibili all'attività eruttiva del distretto risalgono ad un intervallo compreso fra circa 0,6 e 0,5 Ma (Everden & CURTIS, 1965; NICOLETTI et alii, 1981; CIONI et alii, 1989; NAPPI et alii, 1995) e vengono attribuiti al Complesso Vulcanico dei Paleovulsini (VEZZOLI et alii, 1987; o Paleobolsena secondo NAPPI et alii, 1987). L'attività paleovulsina mostra un carattere altamente esplosivo, con la messa in posto di depositi da caduta pliniana e da colata piroclastica saldati, le cosiddette Ignimbriti Basali (NICOLETTI et alii, 1981), o Nenfri (MODERNI, 1903, 1904; Nenfro A e B, NAPPI & MARINI, 1986), comprendenti le unità di La Rocca e Piano della Selva (PALLADINO et alii, 1994) e la formazione di Civitella d'Agliano (NAPPI et alii, 1995), di composizione trachitico-fonolitica. Nonostante queste unità piroclastiche affiorino in maniera discontinua quasi esclusivamente nelle zone marginali del distretto, a diretto contatto con il substrato sedimentario, la loro dispersione areale desunta suggerisce un'area di emissione nella porzione centrale del distretto, probabilmente all'intersezione di importanti faglie regionali (NAPPI et alii, 1991). A seguito dell'emissione di tali prodotti sarebbe avvenuta la formazione di una caldera da collasso, che avrebbe condizionato l'evoluzione vulcano-tettonica successiva (NAPPI et alii, 1991; PALLADINO & SIMEI, 2005a, b; cfr. VII.1).
Localmente, nelle porzioni orientali del distretto, al di sopra dei prodotti paleovulsini, sono presenti lave sottosature o depositi pliniani ricondotti all'attività iniziale del Complesso di Bolsena. Nella porzione meridionale del distretto, ricadente nel Foglio 344 "Tuscania", le vulcaniti paleovulsine sono invece sottostanti a depositi da colata piroclastica di composizione trachitico-fonolitica relativi all'attività iniziale del Complesso dei Vulsini Meridionali (unità eruttive di Casale Galeotti, San Pietro, Castel Broco; PALLADINO et alii, 1994). A tetto di tali unità è presente un livello da caduta pliniana correlato all'orizzonte Vico α dell'adiacente distretto (CIONI et alii, 1987; 419±6 ka, LAURENZI & VILLA, 1987). Ancora nel settore meridionale vulsino, evidenze di un'attività radicata consentono di attribuire al Complesso dei Vulsini Meridionali (VEZZOLI et alii, 1987; PALLADINO et alii, 1994) una serie di prodotti stromboliani e idromagmatici da centri eruttivi locali (ad es. Cartiera di Tuscania, Cartiera di Marta, Capodimonte, Marta), precedenti all'attività del Complesso di Latera. Tali autori suggeriscono inoltre l'appartenenza al Complesso dei Vulsini Meridionali di una serie di unità laviche di composizione da fonotefritica a fonolitica (ad esempio lave di Arlena di Castro, Tuscania e Casale Quarticciolo), emesse in un intervallo temporale compreso fra circa 0,4 e 0,3 Ma, analogamente alle lave affioranti in diversi altri settori del distretto (es. lave di Buonviaggio, T. Lente, S. Lorenzo Nuovo-Selva dell'Odinano, Vulci, M. *Calvo*: tab. 1).

Circa nel medesimo intervallo temporale, nel settore nord-orientale del distretto (*Complesso di Bolsena*, METZELTIN & VEZZOLI, 1983; NAPPI *et alii*, 1987; o Bolsena-Orvieto, VEZZOLI *et alii*, 1987), all'attività effusiva e stromboliana che si localizza lungo le linee tettoniche che bordano la depressione del Lago di Bolsena nel settore fra Montefiascone e San Lorenzo Nuovo, si accompagna tuttavia un'intensa attività esplosiva che culmina con la formazione di una caldera da collasso nei pressi dell'attuale abitato di Bolsena (fuori dell'area del Foglio). Durante questa fase di attività avviene la messa in posto di depositi da caduta pliniana (NAPPI *et alii*, 1994), affioranti marginalmente anche nell'area del presente foglio, e della più importante unità da colata piroclastica del settore, il *tufo di Orvieto* (FARAONE & STOPPA, 1988) o *Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio* (294-333 ka; TURBEVILLE, 1992; NAPPI *et alii*, 1995), o *Lubriano Ash Flow* di VAREKAMP (1979, 1980), a chimismo da trachitico-fonolitico a latitico. L'attività successiva si concentra in settori fortemente tettonizzati della cinta calderica e vede la produzione di modesti flussi piroclastici e idromagmatici.

Nel settore sud-orientale del distretto, a SE dell'attuale Lago di Bolsena, si imposta il *Complesso Vulcanico di Montefiascone*, la cui attività eruttiva interessa marginalmente l'area del Foglio 344 "Tuscania". Tale attività presenta sia fasi esplosive a carattere prevalentemente idromagmatico e stromboliano, che fasi a carattere effusivo (MARINI & NAPPI, 1986; VERNIA *et alii*, 1995); sulla base delle relazioni stratigrafiche, essa si colloca in un intervallo temporale compreso fra

Tabella 1. Caratteristiche sal	lienti di unità vulcanic	he e orizzonti gui	da di rilevante significato st	ratigrafico; *affiorante	: fuori del Foglio.	
Unità	Litosoma	Età (ka)	Stile eruttivo	Composizione	Note	Riferimenti
litostratigrafica od orizzonte guida				chimica (TAS)		bibliografici
Isola Bisentina	Campi Vulsini	127.4±1.8	surtseyano, effusivo	shoshonite	tuff cone	14, 15
Isola Martana	Campi Vulsini		surtseyano	shoshonite	tuff cone	14
Lagaccione	Campi Vulsini		freatomagmatico	shoshonite	maar	14
Tufo rosso a scorie	Vico	150±4	Pliniano, corrente	fonolite	caldera-	8, 14
M. Becco	Latera	145±9	Privotastica Stromboliano, effusivo	shoshonite	SIIIIIOI	3, 5, 10
Selva del Lamone	Latera	157±4	effusivo	shoshonite		3, 5, 10
Pitigliano	Latera	166±4 158-155±11	corrente piroclastica, domi lavici	fonolite- tefrifonolite	caldera- forming	5, 10, 11, 12a,b
Poggio Pinzo	Latera		freatomagmatico, Stromboliano	fonotefrite		9, 10, 20
Onano	Latera		spatter flow,	shoshonite-	caldera-	9, 10, 20
			corrente piroclastica, lag breccia	fonotefrite, tefrifonolite	forming	
Grotte di Castro	Latera		subpliniano, corrente piroclastica	tefrifonolite	impronte di alberi	10, 14
Sorano	Latera	187±8 194±5	corrente piroclastica	trachite-fonolite		10, 12b, 14
Sovana	Latera	198±12 204±5 207±5	corrente piroclastica, lag breccia	trachite-fonolite	caldera- forming	10, 12b, 14, 16, 18
Orto Piatto	Montefiascone	226.6±14.9	Stromboliano, effusivo	trachibasalto		15
Farnese	Latera	233-231±4	Pliniano, corrente piroclastica	trachite-fonolite	impronte di alberi	10, 11, 14, 16, 17
Ospedaletto pumices	Bolsena-Orvieto	246.7±2.9	Pliniano	trachite		13, 15
Pumice fall C	Latera	245.9±5.7	Pliniano	trachite		17, 19
Canino	Latera	253±3 260±6.5 278±8	Pliniano, corrente piroclastica	trachite		5, 10, 14, 15, 16, 17

6, 14, 19		19	5	5	12b, 15		1, 5	2			14	14, 21	14	13, 15	12b	7, 8, 14	5	1	14		14, 21	7, 15	4, 14
caldera-	forming		SW Vulsini	SW Vulsini	caldera-	forming	N Vulsini										NW Vulsini	NE Vulsini			Ignimbriti	basali, Nenfri	
		fonolite	latite	latite	trachite-fonolite		trachite	fonotefrite-	fonolite		fonolite	fonotefrite	fonotefrite	trachite-latite	fonolite	fonolite			fonolite		trachite-fonolite		
freatomagmatico		corrente piroclastica	Stromboliano, effusivo	effusivo	Pliniano,	corrente piroclastica	effusivo	effusivo			effusivo	effusivo	effusivo	Pliniano	Pliniano	Pliniano	effusivo	effusivo	Pliniano,	corrente piroclastica	Pliniano,	corrente piroclastica	(saldata)
		286±4.3	315±8	325-319±6	333.0±3.8	296±4-294±7	336-329±8 328					356±15		351.7±4	381±9	419±6	429-413±10	431			<490	505.2±5.7	550±10
Montefiascone		Campi Vulsini	Campi Vulsini	Campi Vulsini	Bolsena-Orvieto		Campi Vulsini	Campi Vulsini			Campi Vulsini	Campi Vulsini	Campi Vulsini	Bolsena-Orvieto	Campi Vulsini	Vico	Campi Vulsini	Campi Vulsini	Campi Vulsini		Paleovulsini	Paleovulsini	Paleovulsini
Ignimbrite basale di	Montefiascone	Case Pisello	M. Calvo*	Vulci*	Ignimbrite di Orvieto-	$Bagnoregio^*$	S. Lorenzo Nuovo*	Fosso Olpeta,	Cellere,	Arlena di Castro	La Rocchetta	Casale Quarticciolo	Tuscania	Ponticello pumices	Pumice fallout 0	Vico a	$T. Lente^*$	$Buonviaggio^*$	Castel Broco		Piano della Selva	Civitella d'Agliano*	La Rocca

1) EVERNDEN & CURTIS (1965); Riferimenti bibliografici:

2) TRIGILA (1969a);

3) BRAI et alii (1979);

4) NICOLETTI et alii (1981);

5) Metzeltin & Vezzoli (1983);

NAPPI & MARINI (1986);

7) CIONI et alii (1987);

8) LAURENZI & VILLA (1987);

Età K/Ar da riferimenti 1, 4, 5, 15; Età ⁴⁰Ar/³⁹Ar (grassetto) da riferimenti 8, 12b, 19, 21. 14) PALLADINO et alii (1994); 9) MARSELLA et alii (1987); 10) VEZZOLI et alii (1987); 12b) TURBEVILLE (1992b); 12a) TURBEVILLE (1992a); 11) NAPPI et alii (1991); 13) NAPPI et alii (1994); 15) NAPPI et alii (1995);

16) Palladino & Valentine (1995); 18) PALLADINO & TADDEUCCI (1998); 17) Palladino & Agosta (1997); 21) FUNICIELLO et alii (in stampa). 20) Palladino & Simei (2005a); 19) BROCCHINI et alii (2000);

39

circa 0,28 e 0,15 Ma, risultando pertanto grosso modo contemporanea a quella del Complesso di Latera. L'attività del Complesso di Montefiascone viene schematizzata da MARINI & NAPPI (1986) in cinque fasi eruttive (a, b, c, d, e), collegate alla formazione di una caldera poligenica. L'Ignimbrite Basale di Montefiascone (MARINI & NAPPI, 1986, o ignimbrite freato-magmatica di Case Pratalano; CIONI et alii, 1991; VERNIA et alii, 1995; BROCCHINI et alii, 2000), è considerata il più antico prodotto in affioramento, riconducibile al principale evento eruttivo del "complesso" e ad un precoce collasso calderico. A tetto, fra le lave che si rinvengono intercalate ad una potente successione idromagmatica e stromboliana, vanno menzionate quelle trachibasaltiche del centro eruttivo pericalderico di Orto Piatto (226,6± 14,9 ka; NAPPI et alii, 1995). Altre lave (shoshoniti, trachibasalti, tefriti, fonotefriti), affioranti nel settore meridionale del Distretto Vulsino, ad est del Fiume Marta, correlate da VERNIA et alii (1995) al Complesso di Montefiascone, sono in gran parte attribuite da PALLADINO et alii (1994) al Complesso dei Vulsini Meridionali, in accordo con una possibile effusione da fratture orientate E-O situate poco a sud del Lago di Bolsena, identificate da telerilevamenti (FREDA et alii, 1990). Fra gli episodi esplosivi più recenti, si ricorda l'unità denominata Ignimbrite a Gocce di Lava (MARINI & NAPPI, 1986; corrispondente all'ignimbrite di Montefiascone di VERNIA et alii, 1995), affiorante nella porzione nordorientale del "complesso", sia internamente che esternamente alla caldera, a sua volta relazionata ad un evento di collasso calderico (per un'aggiornata distinzione delle "ignimbriti" pericalderiche si rimanda all'adiacente Foglio 345 "Viterbo"). L'attività eruttiva del Complesso di Montefiascone si chiude con una fase stromboliana circumcalderica, che porta alla formazione di una serie di coni di scorie coalescenti associati a modeste colate laviche.

Fra circa 0,3 e 0,15 Ma si assiste ad una migrazione dell'acme eruttivo verso il settore occidentale del Distretto Vulsino, con l'attività dominantemente esplosiva del Complesso Vulcanico di Latera (Vezzoli et alii, 1987). Questo è costituito da un edificio centrale, troncato dall'omonima caldera, ubicato ad ovest del Lago di Bolsena. La stratigrafia di Latera è nettamente dominata da depositi piroclastici; l'attività effusiva risulta concentrata nelle fasi finali post-calderiche (NAPPI, 1969a, b; SPARKS, 1975; BRAI et alii, 1979; VAREKAMP, 1980; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; VEZZOLI et alii, 1987). Nella ricostruzione di NAPPI (1969b), che si riflette anche nel Foglio 136 "Tuscania" alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (ALBERTI et alii, 1969, 1970), vengono distinte tre fasi di attività vulcanica: la prima, prevalentemente effusiva, avrebbe originato una serie di colate laviche (es. F.so Olpeta, Cellere, Arlena di Castro), che da studi successivi vengono invece considerate parte di un'attività areale diffusa in tutto il distretto e pertanto attribuite nel presente lavoro al litosoma dei Campi Vulsini; la seconda, a carattere altamente esplosivo e fissurale, vede la deposizione di una potente successione da colata piroclastica, nella quale vengono identificate cinque unità

principali (*ignimbrite trachitica inferiore*, *ignimbrite trachitica superiore*, *tufo giallo litoide*, *vulcanite complessa di Onano* e *vulcanite complessa di Pitiglia-no*), ed il concomitante collasso della caldera; la fase finale è caratterizzata da un'attività effusiva e stromboliana da numerosi centri eruttivi minori intra- e circumcalderici. SPARKS (1975), nello studio focalizzato sulle modalità di trasporto e deposizione dei prodotti da colata piroclastica vulsini, dettaglia ulteriormente la successione stratigrafica, distinguendo sei unità eruttive principali (denominate in ordine stratigrafico *ignimbriti A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F*), e numerose altre minori. Gli studi successivi concordano con l'attribuzione di tali unità al *Complesso di Latera*, apportando tuttavia un'importante correzione all'*ignimbrite C*, alla quale SPARKS (1975) aveva erroneamente associato anche i depositi dell'*Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio*.

Con VEZZOLI *et alii* (1987), si giunge alla definizione di un quadro stratigrafico e di una nomenclatura informale per il *Complesso di Latera*, che nelle sue linee generali appare tuttora valida. Secondo quanto proposto, nell'ambito della successione piroclastica si individuano sette formazioni principali derivanti da altrettante eruzioni esplosive, rispettivamente denominate, in ordine stratigrafico, *Canino, Farnese, Sovana, Sorano, Grotte di Castro, Onano, Pitigliano.* In seguito, tali unità vengono dettagliatamente definite in termini di stratigrafia interna, caratteri deposizionali e composizionali, distribuzione areale, meccanismi eruttivi e di messa in posto e riconosciute anche nelle loro facies distali (PALLADINO *et alii*, 1994; PALLADINO & VALENTINE, 1995; PALLADINO & AGOSTA, 1997 e altri lavori citati nel capitolo II).

Sulla base degli studi precedenti e delle datazioni disponibili (tab. 1), il quadro evolutivo del Complesso di Latera può essere così riassunto. Le fasi iniziali di attività, comprendenti le eruzioni maggiori di Canino e Farnese (circa 278-231 ka), sono caratterizzate da uno stile eruttivo di tipo pliniano, che vede la messa in posto di colate piroclastiche associate a livelli di pomici da caduta (pyroclastic fall A, B, C, D, E, F; PALLADINO & AGOSTA, 1997). Con le successive eruzioni di Sovana e Sorano (nell'intervallo 207-187 ka) e di Grotte di Castro, prosegue la produzione di importanti flussi piroclastici, estesi tutto intorno all'attuale Caldera di Latera, mentre l'attività a colonna sostenuta diviene del tutto subordinata o assente. Questo cambiamento di stile eruttivo può essere collegato ai rilevanti mutamenti dei sistemi eruttivi connessi ad un importante stadio di collasso calderico. Durante questo periodo di attività si va infatti strutturando la Caldera di Latera, alla quale viene comunemente attribuita una natura poligenica, caratterizzata da più fasi di collasso a seguito dell'emissione dei flussi piroclastici principali (NAP-PI, 1969b; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; BARBERI et alii, 1984; PALLADINO & SIMEI, 2005a, b).

Nelle eruzioni maggiori, il chimismo della componente juvenile (pomici) varia da trachitico a fonolitico (NAPPI 1969a; CONTICELLI *et alii*, 1987; LANDI, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994; PALLADINO & AGOSTA, 1997). Seguono le eruzioni di *Onano e Pitigliano* (quest'ultima datata a circa 155-166 ka), i cui flussi piroclastici, ricchi di *spatter*, mostrano una dispersione areale minore rispetto ai precedenti e composizione chimica zonata da termini shoshoniticofonotefritici a fonolitici (CONTICELLI *et alii*, 1987; LANDI, 1987; MARSELLA *et alii*, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987). Entrambi gli eventi eruttivi sono collegati a ulteriori fasi di collasso calderico, che portano all'attuale configurazione del sistema di caldere annidate Latera-Vepe (NAPPI *et alii*, 1991; PALLADINO & SIMEI, 2005a, b). Intercalati ai prodotti delle eruzioni di Onano e Pitigliano, lungo tutto il bordo calderico affiorano i *Tufi di Poggio Pinzo* (METZELTIN & VEZZOLI, 1983; MARSELLA *et alii*, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987), di natura mista idromagmatica e stromboliana.

L'attività post-calderica finale di Latera (intorno ai 150 ka) è caratterizzata dall'emissione di magmi relativamente poco evoluti (es. trachibasalti, shoshoniti; BRAI *et alii*, 1979; LANDI, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987) da numerosi centri eruttivi intra- e pericalderici ad attività stromboliana ed effusiva (ad es. coni di scorie di *Valentano, lave della Selva del Lamone, M. Becco*). Caratteri analoghi riveste l'attività penecontemporanea di centri extracalderici (es. *Monte Bisenzio*), talora associata ad episodi freatomagmatici o surtseyani (es. *Lagaccione, Isola Bisentina, Isola Martana*), convenzionalmente riferiti alle fasi più recenti del *Complesso dei Vulsini Meridionali* (VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994; o Campi Vulsini in questo lavoro). In particolare, sull'isola Bisentina sono esposti i prodotti eruttivi più recenti finora datati nell'intero distretto Vulsino (127,4±1,8 ka, NAPPI *et alii*, 1995).

Le ultime manifestazioni eruttive del settore di *Latera* e quelle del settore vulsino meridionale (compresa l'attività finale di Montefiascone) sono grosso modo contemporanee alla fase parossistica del Distretto Vulcanico di Vico, durante la quale avviene la messa in posto del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano o *Ignimbrite Vico C* (150±4 ka, LAURENZI & VILLA, 1987), i cui lembi distali interessano anche l'area del Foglio 344 "Tuscania".

Da quanto su esposto, l'area del Foglio 344 "Tuscania" risulta un settore chiave per la ricostruzione dell'evoluzione del Distretto Vulsino. Infatti, i terreni vulcanici ivi affioranti comprendono prodotti piroclastici (in prevalenza) e lavici correlati all'attività di tutti i principali "complessi" vulsini summenzionati, nonché del limitrofo Distretto Vicano, comunemente interdigitati fra loro e con depositi vulcanoclastici secondari di ambiente fluvio-lacustre, paleosuoli e travertini.

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il Foglio 344 "Tuscania" ricade nella porzione meridionale del Distretto Vulcanico Vulsino, il più settentrionale ed esteso fra i distretti vulcanici del Lazio. L'area vulsina si configura come un vasto tavolato, costituito in gran parte da piroclastiti e subordinatamente da lave, su cui insistono le ampie depressioni morfologiche di Latera e di Bolsena, quest'ultima occupata in parte dall'omonimo lago (305 m s.l.m.) e affiancata a SE dalla conca di Montefiascone.

L'area compresa nel Foglio è caratterizzata in gran parte da una blanda morfologia collinare, o localmente subpianeggiante, che dai bordi meridionali delle depressioni di Latera e Bolsena digrada in leggero declivio verso sud e sud-ovest. Le quote più elevate si riscontrano lungo il bordo sud-orientale della depressione di Latera, in corrispondenza del cono di scorie di Monte Starnina, presso Valentano, dove raggiungono 626 m s.l.m., e lungo il bordo sud-occidentale della depressione di Montefiascone, dove superano di poco i 500 m s.l.m. Le quote inferiori, al di sotto dei 100 m s.l.m., si registrano lungo il fondovalle del Fiume Marta, emissario del Lago di Bolsena e principale corso d'acqua nell'area di studio. Nel settore sud-occidentale del Foglio, la continuità delle coperture vulcaniche è interrotta dalla dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella (452 m s.l.m.).

Il reticolo idrografico, radiale centrifugo all'esterno delle depressioni di Latera e Bolsena, mostra prevalentemente aste ad andamento circa NE-SO nel settore occidentale del foglio, a S della depressione di Latera, e N-S in quello orientale, a S del Lago di Bolsena. Nel primo settore, i corsi d'acqua hanno profondamente inciso i terreni vulcanici, arrivando localmente ad interessare il substrato sedimentario. In particolare, le aree in prossimità dei centri abitati di Farnese, Canino e Cellere sono contraddistinte da strette incisioni con pareti verticali alte diverse decine di metri, che espongono ampiamente le successioni piroclastiche e laviche. E' questo il caso, ad esempio, del F.so Olpeta, emissario del Lago di Mezzano, nel tratto esterno alla depressione di Latera. Per contro, nel settore ad E del Fiume Marta, le incisioni vallive si presentano molto meno accentuate, cosicché gli affioramenti risultano altamente frammentari e di modesto spessore. In generale, ed in particolare in prossimità dei diversi centri abitati, il territorio risulta profondamente rielaborato a seguito dello sfruttamento a colture agricole e pascolo. Le coperture boschive appaiono tuttavia ancora piuttosto consistenti, anche se generalmente limitate ai rilievi sedimentari carbonatici (Monte Canino) o flyschoidi (es. fra Tuscania e Arlena di Castro) e ai terreni lavici (es. Selva del Lamone).

Nel paesaggio del Foglio 344 "Tuscania" si evidenziano le morfologie tipiche dell'ambiente vulcanico. Per quanto riguarda le morfologie positive, l'area risulta punteggiata da numerosi modesti rilievi, che rappresentano i resti più o meno ben preservati di piccoli edifici vulcanici essenzialmente monogenici, quali coni di scorie o coni di tufo, isolati o coalescenti. Nonostante l'erosione ne abbia in parte obliterato le morfologie originarie, sono ancora ben riconoscibili le forme relitte di diversi centri vulcanici, distribuiti per lo più all'interno o ai margini della depressione di Latera (es. Valentano, Monte Marano, Monte di Cellere), attorno al Lago di Bolsena (es. Monte Bisenzio, Capodimonte, Marta) o anche all'interno di quest'ultimo (es. le isole lacustri Bisentina e Martana, resti di coni di tufo) (Fig. 10).

Le morfologie negative comprendono le porzioni meridionali delle già citate depressioni di Latera e di Bolsena, ricadenti nel settore settentrionale del foglio, ed una minima parte della depressione di Montefiascone, nell'angolo NO. All'ampia conca attualmente occupata in parte dal Lago di Bolsena (assi N-S ed E-O di circa 17 e 13 km rispettivamente), definita da WALKER (1984) come un esempio di downsag caldera, viene tradizionalmente riconosciuta una natura vulcano-tettonica: la subsidenza sarebbe stata controllata principalmente da faglie maestre dirette connesse al prolungamento meridionale del Graben Siena-Radicofani, e in misura minore dal parziale svuotamento delle camere magmatiche (VAREKAMP, 1980; NAPPI et alii, 1982; AMODIO et alii, 1987; BUONASORTE et alii, 1987b; FARA-ONE & STOPPA, 1988) a seguito delle principali eruzioni dei "complessi" del Paleobolsena e Bolsena (NAPPI et alii, 1991). Le porzioni settentrionali e orientali a ridosso della sponda del lago dove il collasso vulcano-tettonico risulterebbe più evidente per la presenza di faglie a gradinata, ricadono al di fuori del Foglio. A CIOTOLI et alii (2003) si deve una recente ricostruzione dello scenario neotettonico dell'area circostante la conca di Bolsena alla luce di indizi morfotettonici e geochimici (Fig. 11).

Le depressioni centrali che caratterizzano gli edifici di Latera e Montefiascone vengono comunemente interpretate come caldere poligeniche, sviluppatesi a seguito di ripetuti collassi dei tetti delle camere magmatiche conseguenti all'attività esplosiva dei rispettivi "complessi vulcanici" (MARINI & NAPPI, 1986;





- a) panoramica del settore occidentale del Foglio vista da nord: in primo piano la Caldera di Latera; sullo sfondo, a sinistra, il rilievo carbonatico di Monte Canino;
- b) panoramica dell'area centro-orientale del Foglio vista da nord: si noti, al centro della foto, l'allineamento di coni di scorie prospiciente l'abitato di Marta;
- c) la Caldera di Latera da NE: l'orlo calderico orientale, dalla morfologia ben preservata, interseca il margine occidentale della depressione del Lago di Bolsena;
- d) la Caldera di Montefiascone; in secondo piano, a destra, i rilievi vulcanici dei Monti Cimini;
- e) l'Isola Bisentina, morfologie relitte di centri eruttivi idromagmatici da attività surtseyana (tuff cone);
- f) l'Isola Martana, morfologie relitte di centri eruttivi idromagmatici da attività surtseyana (tuff cone).



Fig. 11 - Carta delle evidenze morfotettoniche nell'area centrale del Distretto Vulcanico Vulsino (da Cioroli et alii, 2003).

Legenda:

- 1) aste fluviali perenni;
- 2) aste rettilinee in incisione
- 3) gomiti fluviali;
- 4) dorsali rettilinee;
- 5) valli a V rettilinee;
- 6) sorgenti con emissioni gassose;

7) gole;
8) scarpate;
9) bordi di depressioni vulcaniche (crateri o caldere);
10) coni di scorie e spatter;
11) isoipse;
12) isobate.

NAPPI, 1969b, METZELTIN & VEZZOLI, 1983; BARBERI et alii, 1984; NAPPI et alii, 1991; PALLADINO & SIMEI, 2005a, b). La prima si presenta di forma grosso modo ellittica, allungata da NNE a SSO, con assi di 9 e 7 km. L'orlo calderico è ben individuabile nelle sue porzioni settentrionale (fuori del Foglio) ed orientale, ricadente in parte nell'area del Foglio e che si eleva di circa 200 m dal fondo calderico, posto ad una quota intorno ai 400 m s.l.m. Inoltre, nell'area in studio, è ben evidente il pendio extracalderico orientale dell'edificio vulcanico di Latera che digrada verso l'adiacente Lago di Bolsena (Fig. 10), intersecando l'omonima depressione. L'orlo calderico diviene discontinuo nelle sue porzioni meridionale ed occidentale e risulta solo parzialmente evidenziato dalla presenza di faglie o fratture. All'interno della depressione di Latera si individua la più piccola Caldera del Vepe che ospita il Lago di Mezzano (fuori del Foglio), con assi di 5,5 e 3 km. In particolare, una morfologia articolata caratterizza la porzione meridionale della Caldera di Latera compresa nel Foglio: a SE i coni di scorie di Monte Starnina, Madonna dell'Eschio e Valentano si impostano sul bordo calderico, che risulta obliterato più ad O. Dal fondo calderico, tuttora sede di manifestazioni idrotermali, mineralizzazioni ed emissioni gassose, si elevano i modesti rilievi di Poggio Murcie (452 m s.1.m.) e Poggio San Luce (446 m). Il F.so Olpeta, che drena l'area della depressione, supera la cinta calderica in prossimità di Santa Maria di Sala e scorre a ridosso del vasto plateau lavico della Selva del Lamone.

La Caldera di Montefiascone (Fig. 10) presenta un contorno subcircolare e un diametro di circa 3 km; il bordo calderico, aperto verso il Lago di Bolsena, al limite orientale del Foglio 344 "Tuscania", s'innalza di oltre 200 m sul livello del lago. Per una più estesa trattazione sull'origine ed evoluzione delle caldere vulsine si rimanda alla bibliografia citata (vedi anche titolo III) e ai titoli VII e VIII delle presenti note. Infine, fra le morfologie negative spicca il cratere del Lagaccione (a SE della Caldera di Latera), relativo ad un apparato idromagmatico del tipo anello di tufo (o *maar*).

V - STRATIGRAFIA

Nel presente titolo vengono descritti i caratteri litostratigrafici dei litotipi affioranti nel Foglio 344 "Tuscania", riportati in ordine stratigrafico. Le successioni affioranti si estendono dal Giurassico inferiore all'attuale. Per quanto riguarda i terreni sedimentari pliocenico-quaternari e quelli vulcanici, oltre alla loro distinzione su base litostratigrafica, questi sono stati organizzati secondo unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU) di diverso rango (Fig. 12), come illustrato nel capitolo I.2. La nomenclatura delle unità UBSU fa riferimento allo schema informale definito di recente per i fogli geologici della fascia costiera laziale realizzati o in fase di realizzazione (Progetto CARG).

Infine, per quanto concerne l'attribuzione cronologica dei terreni pliocenicoquaternari, si è fatto riferimento alla scala cronostratigrafica riportata in PASQUARÈ *et alii* (1992), dove il Gelasiano è ancora compreso nel Pliocene.

1. - UNITÀ SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Le successioni sedimentarie mesozoiche e terziarie affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" sono limitate a pochi chilometri quadrati e comprendono i termini della successione di Monte Canino, di età giurassico-cretacica, appartenenti al Dominio Toscano e affioramenti arealmente limitati di successioni torbiditiche silicoclastiche ed emipelagiche appartenenti al complesso dei *flysch* tolfetani, alla Pietraforte e al complesso del *flysch* calcareo-argilloso-arenaceo (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; BERTINI *et alii*, 1971; BETTELLI *et alii*, 1980a, b; CIVI-TELLI & CORDA, 1982). Questi ultimi litotipi presentano caratteristiche litologiche e composizionali affini ai cosidetti Flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale e possono essere considerati come facenti parte del settore meridionale del Dominio Ligure esterno.

1.1. - Dominio Toscano (*M. Santantonio*)

1.1.1. - Calcare Massiccio (MAS)

Dolomie e subordinati calcari dolomitici di aspetto massivo, biancastri. Non è generalmente possibile osservare geometrie stratali e/o strutture sedimentarie diagnostiche alla mesoscala. I rari livelli meno ricristallizzati mostrano originaria tessitura tipo *wacke/packstone* peloidale, con oncoidi. Nella parte alta dell'unità si osservano anche frammenti di grossi bivalvi e di echinoidi, più rari gasteropodi. Alcuni radioli di echinoide presentano inviluppi micritici. L'ambiente deposizionale, per quanto è dato osservare in sezione sottile nelle plaghe risparmiate dalla dolomitizzazione, è quello di una piattaforma carbonatica peritidale interna, forse mostrante verso l'alto segni di un passaggio a condizioni di circolazione più aperta (presenza di echinodermi).

Spessore osservabile: 100 m circa. Non sono stati rinvenuti elementi utili per la biostratigrafia.

?Hettangiano p.p.

1.1.2. - Calcare Selcifero di Limano (LIM)

Si tratta di calcari biancastri in strati di 10-40 cm, con rara selce verso l'alto. Sono caratterizzati da alternanze di *mud/wackestones* a spicole di spugna e radiolari e *packstones* detritici con peloidi e talvolta ooidi, granuli ricoperti da inviluppi micritici, frammenti di echinodermi (soprattutto crinoidi) e foraminiferi bentonici. Sono presenti anche lenti a spessore metrico di brecciole gradate, aventi per matrice un *packstone* a peloidi, crinoidi e foraminiferi, e come elementi clastici oncoliti e litoclasti sia di *grainstone* che di *mudstone* a spicole di spugna. L'ambiente è quello di un bacino embrionale, in cui pelagiti di bassa energia si alternano con depositi risedimentati provenienti da aree produttive residue. I due paleoambienti dovevano essere separati da un incipiente margine di *bypass*. Lo spessore stimabile è di una ventina di metri. La migliore esposizione di questa unità e di quella successiva si trova sul versante sud-occidentale di Poggio Olivastro. Non sono stati rinvenuti elementi utili per la biostratigrafia.

?Hettangiano superiore-Sinemuriano inferiore.

1.1.3. - Rosso Ammonitico (RSA)

Calcari da nocciola a rosati in strati di 5-25 cm, con rara selce nella parte inferiore e struttura nodulare in quella superiore. Tessiture da *mudstone* a *wackestone* con spicole di spugna, radiolari, foraminiferi bentonici ed ostracodi, localmente macrofossiliferi e bioclastici con ammoniti e crinoidi. Livelli a clasti centimetrici molli tipo *pebbly mudstone*. Spessore attorno a 30 m. L'ambiente di deposizione è un bacino pelagico non più raggiunto da apporti calcarenitici da aree-sorgente neritiche, e quindi sottoalimentato.

Sinemuriano *p.p.*

1.1.4. - Calcare Selcifero della Val di Lima (SVL)

L'unità è costituita da calcari con tessitura tipo *mudstone* e calcisiliti di colore da avana a grigio piombo in strati di 5-15 cm, con selce nerastra, con spicole di spugna, radiolari, ostracodi e rarissimi embrioni di ammoniti; localmente con bivalvi a guscio sottile tipo "*filaments*", come ben visibile presso la cima di Poggio Olivastro. Lo spessore totale è stimabile in circa 130 m. L'unità costituisce quasi interamente le pendici meridionali di Monte Canino e la dorsale che da questo si estende sino a Monte Doganella. L'ambiente di deposizione è pelagico di bacino.

Pliensbachiano-?Toarciano basale.

1.1.5. - Calcari e Marne a Posidonia (POD)

La formazione comprende una litofacies inferiore, marnoso/argillosa (POD_a), ed una superiore, calcarea (POD_b). POD_a è costituita da marne e argille a *Posidonia* in strati di 1-2 cm, di colore da ocra a grigio, con rare intercalazioni decimetriche di calcare marnoso bioturbato rossastro. Spessore totale circa 10 m. L'unità affiora per intero in corrispondenza della sella che separa le propaggini meridionali di Monte Canino dal settore denominato II Fontanaccio, e si può seguire con discreta continuità lungo la mulattiera che corre a q. 280 m s.l.m. parallelamente al versante orientale del Monte Canino stesso. Ambiente pelagico di bacino, con apporti pelitici.

Toarciano *p.p.*

POD_b è costituita da calcari e calcari selciferi a Posidonia, da livelli centime-

trici di *wacke/packstone* bioclastici marnosi color nocciola a strati di 10-20 cm di *mud/wackestone* avana/nocciola, con selce in aumento verso l'alto. Alla sella tra Monte Canino e Il Fontanaccio si osserva alla base un intervallo costituito da diversi strati pluridecimetrici di un *mudstone*/siltite avana a radiolari e minutissimo tritume di echinodermi, privo di posidoniidi. Lo spessore è di circa 20 m. Ambiente pelagico bacinale.

?Aaleniano-Bajociano p.p.

1.1.6. - Diaspri (DSD)

Selci amorfe e radiolariti silicee in strati di 3-10 cm, di colore da giallo-verdastro a violetto, a rosso fegato. I radiolari sono deformati da compattazione e riempiti da calcedonio. Le principali aree di subaffioramento/affioramento si trovano ad est ed a sud di Monte Canino. Lo spessore è difficilmente stimabile data la frequenza di mesopieghe all'interno di questa unità, ma si può valutare attorno a qualche decina di metri. Al tetto, calcari silicei e marne rosso fegato con rari aptici, in strati di 3-10 cm, per uno spessore di qualche metro. I diaspri indicano sedimentazione pelagica dominata dal plancton siliceo, in un ambiente ostile alla preservazione della frazione carbonatica.

?Bajociano-Oxfordiano/Kimmeridgiano.

1.1.7. - Scaglia toscana (STO)

Nella parte inferiore marne policrome ed argilliti nere, associate a calcari e calcari marnosi grigio-verdastri, selciferi. Questi terreni sono confrontabili con la litofacies delle "Argilliti di Brolio", riconosciuta nei Monti del Chianti da FAZ-ZUOLI *et alii* (1996). Superiormente selci radiolaritiche rosso fegato, manganesifere, le quali ad est di Monte Canino poggiano direttamente su DSD. Questi termini erano stati in parte riuniti da Cocozza (1963) nell'ambito dei suoi "Diaspri". L'ambiente è pelagico, con apporti pelitici. Nella zona de II Fontanaccio si rinvengono in limitati affioramenti alcuni decimetri di calcari tipo *mudstone*, bianco/rosati, ascrivibili ad un intervallo di transizione alla sottostante Maiolica, che però non è esposta nell'area rilevata.

L'età, desunta da dati della letteratura, è Aptiano/Albiano-?Cenomaniano.

1.1.8. - Evoluzione stratigrafico-sedimentaria

Il Massiccio del Monte Canino, ora descritto, è costituito dai termini appartenenti alla successione della "Falda Toscana". Il confronto con quella rilevabile al Monte Cetona, a N del Foglio, mostra le seguenti principali differenze e peculiarità. Al Monte Cetona si osserva uno spessore più cospicuo dell'unità dei Calcari selciferi inferiori (=Calcare selcifero di Limano), che presenta lenti risedimentate di spessore plurimetrico. Inoltre si riscontra la presenza di un Rosso Ammonitico "di tipo umbro", anche con livelli ammonitiferi del Toarciano medio, all'interno del quale si trovano *slump, debris flow* e livelli torbiditici anche con materiale di piattaforma (ooidi); l'unità corrispondente a Monte Canino sono i Calcari e Marne a Posidonia, litofacies marnoso/argillosa. A Monte Canino si rinviene uno spessore molto più cospicuo delle unità dei Calcari selciferi superiori (=Calcare selcifero della Val di Lima) e della litofacies calcarea dei Calcari e Marne a Posidonia. Si riscontra inoltre l'assenza di interstrati marnosi nel Rosso Ammonitico toscano.

L'evoluzione stratigrafico-sedimentaria indica il passaggio da condizioni di banco carbonatico di tipo tropicale all'inizio del Giurassico (Calcare Massiccio) a bacino, dapprima misto pelagico/torbiditico e successivamente esclusivamente pelagico/emipelagico. L'annegamento della piattaforma e la sua conversione in un basso strutturale non sono, a differenza del Dominio Umbro-Marchigiano, segnati da una estesa drowning succession quale quella rappresentata dal cosiddetto Calcare Massiccio del Burano (o "C") (CENTAMORE et alii, 1971), con un periodo di coesistenza delle fabbriche bentonica e pelagica del carbonato. Qui sembra osservarsi un repentino passaggio a facies torbiditiche (Calcare selcifero di Limano), il che potrebbe legarsi ad un più brusco sprofondamento del settore durante la fase di estensione attorno al limite Hettangiano/Sinemuriano (PASSERI & VENTURI, 2005). La presenza, in questo sottile intervallo torbiditico, di elementi quali oncoliti assieme a litoclasti sia del substrato peritidale che del substrato pelagico attraversato dai flussi gravitativi stessi, indica una breve fase di sopravvivenza della produzione di carbonato bentonico in aree morfostrutturalmente rilevate adiacenti, e forse l'esposizione del substrato peritidale lungo scarpate di faglia sottomarine, suggerendo l'esistenza di margini di tipo misto bypass/erosivo. Il passaggio al Rosso Ammonitico toscano potrebbe legarsi all'annegamento definitivo di tali aree produttive residue di carbonato neritico, del quale quindi dal Sinemuriano in poi scompare ogni traccia. Il resto della successione sembra mostrare i caratteri di un bacino pelagico/emipelagico distale, senza tracce di rimobilizzazione gravitativa del sedimento, in cui gli stacchi litostratigrafici ricalcano essenzialmente le principali variazioni paleoceanografiche e biologiche correlabili nei depositi pelagici del Giurassico a scala super-regionale e/o globale.

1.2. - Dominio Ligure (S. Bigi)

1.2.1. - Flysch della Tolfa (FYT)

I litotipi appartenenti a questo gruppo sono composti da alternanze di calca-

reniti, calcari marnosi, argille e silt con rapporti variabili e sono correlabili con il Flysch della Tolfa (CIVITELLI & CORDA, 1988 con bibliografia). Le relazioni tra i diversi litotipi variano sensibilmente e la ridotta possibilità di osservazione non permette la ricostruzione di una successione sedimentaria unitaria. Inoltre, non essendo state effettuate analisi biostratigrafiche, non è stato possibile adottare la suddivisione in membri come nel limitrofo Foglio 354 "Tarquinia". Pertanto, i depositi silicoclastici e calcareo-detritici riconducibili alle formazione suddette sono stati cartografati in base al litotipo o alla associazione di litotipi predominante. La distribuzione areale suggerisce una successione stratigrafica che vede, nella parte bassa, i *flysch* calcareo-marnosi, in cui la componente arenacea è sensibilmente subordinata, seguiti, nella parte alta, dai litotipi arenaceo-marnosi, composti quasi esclusivamante da arenarie. Di seguito questa successione verrà utilizzata nella descrizione dei litotipi partendo dalla base.

Nelle aree limitrofe al Foglio 344 "Tuscania" e in alcuni sondaggi forniti da ENEL viene segnalato, al di sotto delle successioni in affioramento nel Foglio, la presenza di arenarie da fini a grossolane del Cretacico superiore identificate come Pietraforte. Questa situazione stratigrafica non è stata riscontrata sul terreno, dove invece le facies più arenacee sono collocate nella parte alta. E' quindi probabile che nell'area di M. Canino la successione meso-cenozoica sia in contatto tettonico con le coltri silicoclastiche e che tale contatto obliteri la Pietraforte, come peraltro già ipotizzato da Cocozza (1963).

Le litologie appartenenti al Flysch della Tolfa si sono deposte in un ambiente marino di bacino torbiditico. Per quanto riguarda l'età, essa è indicativamente compresa tra il Cretacico superiore ed il Paleogene.

1.2.1.1. - Associazione arenaceo-calcareo-pelitica (FYT_a)

L'associazione arenaceo-calcareo-pelitica comprende diversi litotipi affioranti nell'area di Monte Canino e ad Arlena di Castro.

A Monte Canino la successione in esame risulta in contatto tettonico con la Scaglia toscana. La successione affiorante è costituita da calcari e calcari marnosi di colore grigio e nocciola, in strati medi e sottili, con frequenti episodi di paesinizzazione, da marne bianche e giallastre, in orizzonti di qualche metro di spessore, caratterizzate da una tipica fratturazione a "saponetta"e da calcareniti fini, spesso ricristallizzate, con bande ocracee. A questi litotipi sono alternati orizzonti di torbiditi calcaree, in strati medi e sottili, di colore rossastro e marrone, con laminazioni piano-parallele e calcilutiti di colore rossastro o ruggine o grigio verde in strati medi. Sono presenti livelli di microconglomerati, con matrice arenacea di colore nocciola.

Lo spessore della successione silicoclastica di Monte Canino mostra uno spessore in affioramento di circa 300 metri.

1.2.1.2. - Associazione pelitico-calcareo-arenacea (FYT_b)

Questa associazione è stata distinta in base alla netta prevalenza dei litotipi argillosi rispetto a quelli calcareo-arenacei che sono, seppur raramente, presenti in strati sottili e medi. Gli orizzonti a prevalenza pelitica sono costituiti da argilliti grigio scuro, nerastre e rossicce, intercalate a strati di arenarie finissime, di qualche decimetro di spessore, grigio scuro e di calcari verdognoli o nerastri. Questi litotipi sono fortemente tettonizzati e presentano abbondanti vene di calcite e alterazioni ocracee. Sono prevalenti presso Tessennano e Arlena di Castro.

1.2.1.3. - Arenarie micacee (FYT_c)

Nei pressi di Tuscania e nell'area di Ischia di Castro affiora diffusamente l'associazione arenacea, costituita quasi esclusivamante da torbiditi arenacee quarzose, da fini a grossolane, marroni e grigie, micacee, in strati spessi e molto spessi, generalmente prive di strutture sedimentarie, raramente laminate nella parte alta dello strato, alternate a rari livelli di argille marroni. Alle arenarie sono associati livelli di puddinghe poligeniche (Ischia di Castro), anche in lenti all'interno dello stesso strato arenaceo. Questa porzione della successione affiorante, piuttosto monotona, si trova al tetto dell'associazione calcareo-marnoso-arenacea nei pressi di Arlena di Castro e Tuscania. Non avendo a disposizione datazioni riferibili a questa porzione della successione, e dati gli spessori ridotti affioranti, essa viene considerata come parte degli stessi Flysch della Tolfa, piuttosto che appartenente ad una formazione diversa (Pietraforte) che dovrebbe invece trovarsi alla base. Orizzonti con prevalenza di arenarie tipo Pietraforte sono infatti segnalati nella porzione paleocenica del *flysch* tolfetano (ALBERTI *et alii*, 1970; CIVITELLI & CORDA, 1988).

1.3. - UNITÀ DEL CICLO NEOAUTOCTONO (P. Paccara e M. Fabbri)

1.3.1. - Unità di Poggio Terzolo (PTZ; PTZ_a)

Tale unità appartiene al ciclo deposizionale neoautoctono e, per natura e caratteristiche deposizionali, i sedimenti che la costituiscono sono correlabili a quelli osservati nei limitrofi fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro". Anche le analisi paleontologiche eseguite nel corso del presente lavoro e di seguito commentate, individuano il medesimo ambiente paleoecologico e lo stesso intervallo cronostratigrafico. L'unità di Poggio Terzolo è costituita principalmente da conglomerati in matrice sabbiosa (\mathbf{PTZ}_a) e subordinatamente da argille ed argille sabbiose grigiastre o giallastre, a luoghi con cristalli di gesso (\mathbf{PTZ}), in rapporti di eteropia laterale. Gli orizzonti conglomeratici (\mathbf{PTZ}_a) sono contraddistinti da una matrice sabbiosa, talvolta arrossata, contenente ciottoli eterometrici (di dimensioni variabili da qualche centimetro ad alcuni decimetrici, fino a blocchi metrici), da mediamente a ben evoluti, costituiti da calcari e calcari marnosi, "pietra paesina" ed in genere da litotipi appartenenti alla Successione Toscana e/o al Dominio Ligure. Comunemente si presentano mal classati ed organizzati in grosse bancate all'interno delle quali raramente si individuano superfici di discontinuità che limitano orizzonti a gradazione diretta. A luoghi sono stati osservati livelli limosi di spessore decimetrico, rubefatti o grigi intercalati ai banchi conglomeratici. Tali depositi già descritti nel Foglio 354 "Tarquinia", sia nell'area sud-orientale (Bacino della Tolfa; DE RITA *et alii*, 1992), sia a NO di Montalto di Castro, sono noti anche nell'area del Bacino di Blera e descritti da FREGNI *et alii* (1983).

Nel Foglio 344 "Tuscania" l'unità di Poggio Terzolo affiora in modo discontinuo nel settore centro-meridionale, dove è coperta in modo uniforme dai prodotti vulcanici. Caratterizza la parte bassa delle incisioni vallive a nord, est e ovest dell'abitato di Canino, dove è ben osservabile al di sotto dei prodotti vulcanici; è in affioramento anche lungo la S.S. Castrense verso Valentano, sul versante settentrionale e meridionale della struttura del Monte Canino, tra Tessennano e Canino e lungo il Fosso di Canestraccio. Comunemente la base della successione messiniana non affiora nell'area rilevata (come si riscontra anche nei limitrofi fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro"), ad eccezione dell'area a nord di Canino e tra Canino e Tessennano dove i conglomerati messiniani sembrano essere in contatto diretto e di tipo discordante sui litotipi flyschoidi. Lo spessore massimo valutato per l'intera unità è di circa 150-180 m.

L'unità è attribuibile ad ambienti continentali, conoidi prossimali o al più tipo *alluvial fan* caratterizzati da scarsa organizzazione interna.

Presso il toponimo Bosco delle Cavalline, a SE di Canino, affiora un vasto desposito argilloso e siltoso, con sottili intercalazioni sabbiose, al tetto passante ad arenarie prossimali. Nei livelli argillosi sono stati effettuati dei campionamenti e le osservazioni condotte dal Dott. Grossi del Dip. Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre hanno riscontrato la tipica associazione ad ostracodi di età Messiniano terminale (*Zona a L. (L.) djafarovi Carbonel*, 1978) nota come Lago-Mare. Tale novità biostratigrafica implica la ricollocazione nella stratigrafia dei depositi affioranti nell'area intorno all'abitato di Canino, retrodatando ad un'età più antica di quella finora assegnata nel Foglio Geologico Tuscania alla scala 1:100.000 le argille ed i conglomerati a grossi blocchi affioranti sotto le coperture vulcaniche. L'analisi della porzione argillosa di questa unità ha permesso di individuare forme paratetisiane di ostracodi, tra i quali: *Candona (Camptocypria)* cfr. *venusta* (Zalànyi), *Euxinocythere* cfr. (*Maeotocythere*) praebaquana, Loxo-

concha (Loxocorniculina) djiaffarovi Schneider, Loxoconcha eichwaldi Livental, Cyprideis agrigentina Decima, Caspiocypris sp., Amnicythere idonea vel pontica. Messiniano superiore "Lago-Mare".

2. - UNITÀ SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE

(P. PACCARA e M. FABBRI)

Il rilevamento geologico dei terreni plio-quaternari sottostanti le vulcaniti nell'area del Foglio 344 "Tuscania" è stato effettuato su affioramenti piuttosto frammentari e che risultano a volte assai diversi dal punto di vista litologico e stratigrafico. In effetti l'estesa copertura di sedimenti vulcanoclastici, sia primari che secondari, fa sì che il substrato pre-vulcanico affiori raramente e in lembi isolati. Ciò non consente un'approfondita definizione dei rapporti stratigrafici e delle transizioni tra le diverse litofacies affioranti, che tuttavia sembrano testimoniare un'ampia variabilità di ambienti di sedimentazione.

I dati ottenuti nel corso della realizzazione del Foglio 344 "Tuscania" hanno consentito di ricostruire un assetto stratigrafico dal quale emerge una forte frammentazione degli originari ambienti di sedimentazione, già dal Pliocene inferiore e poi a seguire nel tempo, caratterizzati da piccoli bacini marini, con limitati collegamenti al più vasto bacino di Tarquinia-Montalto di Castro e condizionati comunque da una forte prossimalità al continente emerso. In questo quadro devono aver avuto un ruolo di separazione degli ambienti sedimentari la struttura carbonatica di Monte Canino e le strutture tra Arlena di Castro e Tuscania, dove affiorano i litotipi della Successione Toscana o Ligure.

Le unità di seguito descritte, laddove possibile, sono state inquadrate in una stratigrafia a limiti inconformi. Alcune delle superfici di discontinuità, che delimitano le UBSU, riconosciute o estrapolate nel Foglio 344 "Tuscania", sono state correlate a quelle di valenza regionale già individuate lungo l'adiacente costa tirrenica nei fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro". I sedimenti affioranti lungo la costa registrano, al passaggio Plio/Pleistocene, un evento regressivo di significato globale, che porterà nel corso del Pleistocene ad una continentalizzazione via via più spinta delle aree interne. I sedimenti pliocenici risultano ricoperti da corpi terrazzati del Pleistocene medio-superiore lungo la costa tirrenica, mentre nelle aree più interne dalle vulcaniti alcalino-potassiche. Lungo la fascia costiera che si estende dall'alto Lazio alla Toscana meridionale, sono state individuate più superfici di erosione di valenza regionale riconosciute, durante il rilevamento del Foglio 344 "Tuscania", dalle aree periferiche sino a quelle più interne del Distretto Vulcanico Vulsino. Queste superfici sono state correlate con le principali variazioni eustatiche plio-pleistoceniche ed i corpi litologici da esse delimitati sono stati organizzati secondo quattro supersintemi denominati: Spalle della Ciuffa, Tarquinia, Acquatraversa e Aurelio-Pontino (in Fig. 12 sono indicati gli ultimi due).



Fig. 12. - Quadro schematico delle relazioni fra le diverse categorie di unità stratigrafiche adottate nel Foglio 344 "Tuscania" per i terreni quaternari. Le unità litostratigrafiche di natura vulcanica (indicate con le rispettive sigle) sono state correlate ai rispettivi "complessi vulcanici" di appartenenza (litosomi) e al contesto delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU) definito per le aree vulcaniche e costiere del Lazio settentrionale nell'ambito del progetto CARG. La ripartizione dei sintemi e la nomenclatura dei subsintemi sono state proposte nel presente lavoro. Si noti come i limiti UBSU di rango maggiore si correlino agli stadi isotopici pari, corrispondenti ad episodi climatici freddi e bassi livelli di stazionamento del livello marino (curva del δ¹⁸O secondo SHACKLETON et alii, 1990 e SHACKLETON, 1995).

2.1. - Supersintema Spalle della Ciuffa (CF)

I litotipi facenti parte del supersintema Spalle della Ciuffa affiorano essenzialmente nella porzione meridionale del Foglio 344 "Tuscania", nell'area di confine con il Foglio 354 "Tarquinia". La superficie che ne evidenzia la base è erosiva e ad alto rilievo. Tale discontinuità intercorre fra i depositi appartenenti a tale supersintema e i sottostanti depositi continentali del Messiniano (o le più antiche formazioni pre-orogeniche); questa superficie testimonia l'inizio dell'ingressione marina basso-pliocenica verificatasi nell'area dopo l'evento di continentalizzazione messiniano, ed i relativi sedimenti si estendono tra la fascia costiera fino alle aree a sud e a sud-ovest di Canino. Nel Foglio 344 "Tuscania" la superficie di tetto è poco osservabile a causa della scarsità di affioramenti. Per analogia di sedimenti, ambienti e contenuto fossilifero, la superficie di tetto può essere descritta così come osservata a sud nell'area fra Tarquinia e Montalto di Castro. Si tratta di una superficie erosiva, ad alto rilievo, di tipo inconforme, che separa la fine del ciclo del Pliocene inferiore dall'ingressione del ciclo marino del Pliocene medio-superiore.

Dei litotipi affioranti nel Foglio 344 "Tuscania", solo l'unità del Fosso di San Savino è attribuibile a tale supersintema.

2.1.1. - Unità del Fosso di San Savino (SBM; SBM_a)

L'unità è costituita da argille grigio-azzurre compatte e argille marnose con veli di silt intercalato, di ambiente marino di piana circalitorale. Nella parte sommitale sono presenti sedimenti argilloso-sabbiosi, con lenti conglomeratiche costituite da ciottoli calcarei e calcareo-marnosi, mediamente evoluti, eterometrici e a luoghi da ciottoli di quarziti. I sedimenti argillosi affiorano nella porzione basale della valle del Fiume Marta, sia a sud che a nord dell'abitato di Tuscania. Non è mai visibile in affioramento la superficie di base dell'unità. Nell'area a sud di Monte Canino i termini pelagici a prevalenza pelitica sono in eteropia laterale con potenti orizzonti conglomeratici, caratterizzati da ciottoli di natura calcareomarnosa, in matrice limoso-argillosa grigia e contraddistinti da lenti argillose intercalate (SBM_a), di ambiente di sedimentazione litorale, ad alta energia, poco profondo, con scarsi apporti pelagici.

Lo spessore massimo dell'unità osservato in campagna supera i 100 m; in particolare nella zona di confine con il Foglio 354 "Tarquinia", lungo il Fiume Marta e i suoi affluenti, lo spessore riscontrato è di circa 120 m, con quote di tetto che raggiungono i 140 m s.l.m.

Le analisi micropaleontologiche condotte sui campioni prelevati negli affioramenti lungo l'incisione del Fosso Canestraccio, a sud di Canino (a quota 95 m s.l.m.), hanno permesso di individuare associazioni di specie e *marker* di foraminiferi con sicura attribuzione allo Zancleano inferiore (biozona a *Globorotalia puncticulata*; Pliocene inferiore). Anche i campioni prelevati dalle lenti argillose intercalate ai conglomerati in località Mazzagrugno, a sud di Monte Canino (a quota 106 m s.l.m.), hanno confermato questa attribuzione cronologica. Le analisi micropaleontologiche effettuate, tenendo conto anche del gran numero di campioni analizzati nell'adiacente Foglio 354 "Tarquinia", non hanno mai individuato la biozona a *Spheroidinellopsis*, e tale lacuna biostratigrafica indica uno *hiatus* di sedimentazione nel Pliocene basale di quest'area.

Un esiguo lembo di argille grigie con vene secondarie di gesso, affiorante su un modesto taglio stradale a NO di Tuscania ed in prossimità della S.P. Caninense, è stato attribuito all'unità del Fosso di San Savino sulla base delle analisi micropaleontologiche effettuate su campioni ivi prelevati.

Zancleano p.p.

2.2. - Supersintema Tarquinia (TR)

Nel Foglio 344 "Tuscania" il supersintema Tarquinia contiene la sola unità di Pian della Regina, di età Pliocene medio-superiore.

La base del supersintema è definita da una superficie di natura erosiva, discordante ed articolata, che taglia i sedimenti del Pliocene inferiore. Il suo andamento altimetrico si articola da quote di circa 80 m s.l.m. fino a quote superiori a 100 m s.l.m, come nella località Pian di Pietro Cola. La superficie di tetto è costituita dal contatto erosivo, inconforme, con i modesti depositi conglomeratici continentali e salmastri delle unità di Mandria Polidori e di Poggio della Sorgente.

2.2.1. - Unità di Pian della Regina (RGG)

L'unità è costituita da sabbie, sabbie argillose e argille ricche in bivalvi, sia interi che in frammenti: *Pecten (Pecten) jacobaeus* (LINNEO), *Semicassis (Semicassis) levigata* (DEFRANCE), *Subula (S.) fuscata* (BROCCHI), *Conus (Chelyconus) ponderosus* (BROCCHI), *Naticarius tigrinus* (DEFRANCE). A luoghi le argille si presentano molto ossidate, con clasti quarzitici ben evoluti. Sono presenti orizzonti calcarenitici discontinui, di spessore variabile, caratterizzati da impronte di molluschi completamente decalcificati.

L'unità affiora in un settore sud-orientale del Foglio compreso tra Fosso Canestraccio (a S di Musignano) e la località Pian di Pietro Cola (ad E di S. Giuliano) dove, in contatto trasgressivo con le sottostanti argille del Pliocene inferiore (unità del Fosso di San Savino) costituisce le strutture collinari confinanti con il Foglio 354 "Tarquinia". Sporadicamente affiora sotto i prodotti vulcanici a NE della località Buricco.

Le aree di affioramento di maggiore estensione sono collocate al confine meridionale del Foglio 344 "Tuscania", in continuità di affioramento con le aree attigue del Foglio 354 "Tarquinia", dove l'unità di Pian della Regina risulta meglio esposta. In particolare, due sono le aree dove l'unità è stata riconosciuta: la prima è ubicata nel settore di Musignano-S. Giuliano e l'altra lungo il Fosso Arrone. Lo spessore è stimato in 30-60 m.

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

Dalle analisi effettuate, i campioni prelevati dalle litofacies sabbioso-argillose sono risultati sterili o caratterizzati da associazioni microfaunistiche di ambiente corrispondente alla transizione infralitorale/circalitorale e/o infralitorale inferiore con abbondanza di forme costiere, privi di *marker* stratigrafici. Analisi eseguite sul nannoplancton calcareo hanno permesso di attribuire l'Unità di Pian della Regina nel limitrofo foglio 354 "Tarquinia" alle zone MNN16a, MNN16b-17, riferibili all'intervallo Piacenziano *p.p.*-Gelasiano *p.p.*

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

2.3. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (AE)

I litotipi affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" appartenenti al supersintema Acquatraversa sono riferibili alle unità di Macchia della Turchina, di Poggio della Sorgente e di Mandria Polidori.

La superficie di base del supersintema, a carattere erosivo, è molto articolata e riconoscibile in pochi affioramenti. Le unità che vi appartengono, affioranti in lembi distanti tra loro, sono riconducibili ad ambienti di sedimentazione da continentale a marino. Ciò suggerisce una frammentazione e variazione degli ambienti di sedimentazione rispetto al precedente mondo pliocenico, già evidenziata nei rilevamenti dei fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro", dove tali unità affiorano in modo assai più esteso.

Il supersintema è delimitato a tetto da una superficie a basso profilo che coincide con la fine degli ambienti marini. Essa individua, quindi, l'inizio della franca continentalizzazione delle aree precedentemente occupate dal mare. Nel Foglio 344 "Tuscania" con tale superficie, che corrisponde al limite Pleistocene inferiore-medio (stadio isotopico 22 della curva del δ^{18} O; SHACKLETON *et alii*, 1990; SHACKLETON, 1995; fig. 12), si individua il passaggio, inconforme, alle successioni vulcaniche del Supersintema Aurelio-Pontino.

2.3.1. - Unità di Macchia della Turchina (TNA)

L'unità di Macchia della Turchina è costituita da un'alternanza di argille ricche di macrofossili (principalmente bivalvi), calcareniti fossilifere e subordinatamente da conglomerati a clasti calcareo-marnosi. I livelli argillosi si caratterizzano per la presenza abbondante di *Cladocora caespitosa* (LINNEO) associata a gasteropodi e lamellibranchi (FAZZINI *et alii*, 1972).

Questa successione è osservabile solo in sinistra idrografica del Fiume Marta, a sud del centro abitato di Tuscania, con spessore in affioramento di circa 12 -15 m. I rapporti con le sottostanti argille dell' unità del Fosso di San Savino sono poco chiari, ma si tratta comunque di un contatto inconforme in considerazione della differenza di età e di posizione cronostratigrafica. Anche il contatto con le sovrastanti calcareniti dell'unità di Poggio della Sorgente è di tipo inconforme.

Le analisi della microfauna a foraminiferi ed ostracodi, eseguite sui campioni prelevati da questa unità nei fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia", indicano un ambiente salmastro oligoalino poco profondo, interpretato come ambiente marino litorale salmastro.

Sulla base delle analisi del nannoplancton eseguite nel corso della realizzazione del Foglio 344 "Tuscania", la porzione argillosa è stata riferita alle biozone MNN19b e MNN19d (CARBONI *et alii*, 1994).

Pleistocene inferiore p.p.

2.3.2. - Unità di Poggio della Sorgente (CPS; CPS_a)

L'unità è costituita da alternanze di calcareniti, sabbie e sabbie argillose (cfr. *Unità di Macchia della Turchina* di CONATO & DAI PRA, 1980 e PALIERI *et alii*, 1990). Gli orizzonti calcarenitici si presentano compatti, caratterizzati da ossidazioni scure e da laminazioni convolute; talora sono ben evidenti le impronte di fondo. Negli orizzonti sabbioso-argillosi, sono presenti clasti evoluti, dispersi, costituiti da calcareniti bioclastiche.

L'unità affiora a sud di Tuscania, in sinistra idrografica del Fiume Marta, tra la località di Casale Galeotti ed il confine con il Foglio 354 "Tarquinia", con uno spessore osservato compreso fra 10 e 20 m. In tale area sono presenti sabbie argillose e calcareniti in orizzonti compatti con impronte di lamellibranchi. L'ambiente di sedimentazione, sulla base dei ritrovamenti fossiliferi e delle analisi eseguite nel Foglio 354 "Tarquinia", risulta infralitorale molto prossimo alla costa. Tale esempio rappresenta uno dei rinvenimenti più interni, rispetto alla costa attuale, di depositi marini.

In località Monte Riccio, nel limitrofo Foglio 354 "Tarquinia", all'interno degli orizzonti calcarenitici compatti, è stata rinvenuta un'associazione faunistica a vertebrati riferibile all'Unità Faunistica di Tasso e Farneta (Pleistocene inferiore basale; MAZZINI *et alii*, 2000).

CPS poggia in contatto trasgressivo sulle argille dell'unità di Macchia della Turchina. In altre aree di affioramento, fuori del Foglio, poggia ancora trasgressivamente sulla Formazione del Macco o sui Flysch della Tolfa.

Sedimenti analoghi con orizzonti cementati ("panchine"), ricchi di impronte di lamellibranchi e gasteropodi, sono stati riconosciuti ed analizzati in uno sporadico affioramento in località Poggio della Madonna, a NO di Tuscania. Presso tale località affiorano inoltre, in eteropia laterale, delle ghiaie in matrice sabbiosa, in banconi metrici, con evidente clinostratificazione (**CPS**_a), in cui sono state rinvenute anche valve di lamellibranchi marini rimaneggiati. L'insieme dei caratteri litologici, le strutture sedimentarie osservabili ed i rapporti geometrici di eteropia hanno portato alla distinzione della litofacies **CPS**_a anche in considerazione che tale affioramento risulta essere, dal punto di vista deposizionale, un sistema di delta-conoide fluviale finora mai segnalato così "interno" nel Foglio 344 "Tuscania". Purtroppo l'esiguità del corpo sedimentario e la posizione isolata di tale affioramento dal resto del contesto geologico non permette ulteriori correlazioni; è da sottolineare, tuttavia, che i dati di rilevamento geologico evidenziano un suo appoggio trasgressivo direttamente sui termini del Dominio Ligure, affioranti lungo la strada tra Arlena di Castro e Tuscania.

Pleistocene inferiore p.p.

2.3.3. - Unità di Mandria Polidori (PLD)

L'unità di Mandria Polidori (cfr. Foglio 354 Tarquinia) è costituita da conglomerati di ambiente salmastro-continentale ad elementi calcarei e calcareomarnosi appartenenti alla Successione Toscana e alle successioni flyschoidi, con elementi quarzitici subordinati (utili e diagnostici per il riconoscimento dell'unità sul terreno). I clasti sono generalmente poco evoluti e di dimensioni variabili, spesso decimetrici. Sono stati inoltre osservate intercalazioni limo-argillose.

L'unità affiora solo nella porzione meridionale del Foglio 344 "Tuscania", in località Poggio Campana (zona di confine con il Foglio 354 "Tarquinia"); qui le facies presenti, contraddistinte da sabbie silicee decarbonatate con rare intercalazioni limose, ghiaie e conglomerati ad elementi quarzitici e calcareo-marnosi (cfr. Sabbie e ghiaie silicee di Mandria Polidori, AMBROSETTI *et alii*, 1981) sono trasgressive e discordanti sui termini sabbioso-argillosi del Pliocene medio *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* (unità del Fosso di San Savino e di Pian della Regina). Morfologicamente presentano un insieme di superfici sommitali poco conservate e profondamente pedogenizzate, legate al primo evento di continentalizzazione dell'area al passaggio tra Pliocene superiore e Pleistocene basale. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 20 m.

Pleistocene inferiore *p.p.*

3. - SUCCESSIONI VULCANICHE QUATERNARIE

In questo capitolo vengono descritti i caratteri litostratigrafici e composizionali salienti delle unità vulcaniche e vulcanoclastiche secondarie ad esse intercalate, cartografate nel Foglio 344 "Tuscania". Le unità distinte, correlate ai rispettivi litosomi, sono di seguito riportate secondo un generale ordine stratigrafico e raggruppate secondo le unità stratigrafiche a limiti inconformi (supersintemi, sintemi, subsintemi; fig. 12). Laddove non è stato possibile ricostruire in dettaglio i rapporti stratigrafici fra unità facenti parte di un medesimo intervallo stratigrafico, esse vengono descritte in ordine geografico da nord verso sud e da ovest verso est.

Unità relativamente omogenee dal punto di vista litologico-composizionale, vengono denominate con il termine descrittivo appunto della litologia (ad es. lave), seguito dal toponimo relativo alla località tipo. Per la denominazione di unità litostratigrafiche più complesse per caratteri litologici e organizzazione interna dei depositi, viene usato informalmente il termine unità, ancora seguito da un toponimo. Il termine formazione è impiegato per le principali unità piroclastiche del litosoma Latera, che presentano i requisiti necessari per una loro eventuale formalizzazione. I termini toponimici adottati nella presente nomenclatura corrispondono ove possibile a quelli riportati nella letteratura scientifica sull'area e pertanto in alcuni casi si riferiscono a località esterne all'area del Foglio. In qualche caso (es. Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano) si è preferito conservare denominazioni ampiamente diffuse in letteratura. Le composizioni chimiche riportate per le vulcaniti si riferiscono al diagramma classificativo TAS, come previsto dal Progetto CARG (INNOCENTI *et alii*, 1999). Per una discussione degli aspetti chimico-petrografici più rilevanti si rimanda al titolo VI.

Le unità litostratigrafiche distinte vengono attribuite ai diversi distretti e "complessi" vulcanici individuati nell'area (cfr. III.4), qui definiti mediante unità litosomatiche. In queste note si farà pertanto riferimento ai seguenti litosomi (Fig. 13): Paleovulsini, Latera, Campi Vulsini (comprendenti i *Vulsini Meridionali* di VEZ-ZOLI *et alii*, 1987), Montefiascone e Bolsena-Orvieto (appartenenti tutti al Distretto Vulcanico Vulsino) e Vico (Vulcano di Vico o Distretto Vulcanico Vicano).

Vengono inoltre descritte le principali discontinuità stratigrafiche che intercorrono nelle successioni vulcaniche e la loro correlazione con quelle identificate nei fogli adiacenti, atte alla definizione delle unità UBSU ai fini dell'inquadramento degli eventi vulcanici e vulcano-tettonici (fasi di attività vulcanica, strutturazione delle depressioni calderiche, ecc.) in relazione alle fluttuazioni glacio-eustatiche pleistoceniche e agli eventi tettonici regionali (cfr. PALLADINO *et alii*, 2010). Le più importanti superfici di discontinuità riconosciute all'interno delle successioni eruttive affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" sono state correlate alle *unconformity* di significato regionale individuate nei confinanti fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro" e definiscono pertanto limiti di sintema. L'intera storia vulcanica dell'area in studio ha trovato così collocazione nell'ambito del super-



Fig. 13 - Schema delle relazioni stratigrafiche fra i principali litosomi vulcanici lungo una sezione O-E attraverso la porzione meridionale del Distretto Vulcanico Vulsino (non in scala). Sono riportati i vincoli geocronologici salienti (in Ma) tratti dalla letteratura.

sintema Aurelio-Pontino, ed in particolare nei sintemi Biedano, Barca di Parma, Fiume Fiora, Fiume Marta (Fig. 14). Ad altre superfici di discontinuità estese nella porzione meridionale e occidentale del Distretto Vulcanico Vulsino (correlate anche oltre i limiti del foglio), pur esprimendo momenti significativi di stasi eruttiva, è stata invece attribuita una valenza più locale e definiscono quindi limiti di subsintema. Ove possibile, le correlazioni stratigrafiche fra le unità vulcaniche, nel contesto UBSU locale e regionale, tengono conto dei dati geocronologici disponibili in letteratura (vedi anche tabella 1).

Data la peculiare natura dell'attività eruttiva, tutti i contatti stratigrafici fra le unità vulcaniche e fra queste ed i terreni sedimentari sono da considerarsi inconformi.

3.1. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU)

La superficie di discontinuità stratigrafica che delimita a letto il supersintema Aurelio-Pontino è la superficie di erosione che segna il passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, convenzionalmente ricondotta allo stadio isotopico 22 della curva del δ^{18} O (SHACKLETON *et alii*, 1990; SHACKLETON, 1995; Fig. 12). La concomitante caduta del livello del mare è testimoniata nelle successioni sedimentarie delle aree a ridosso dell'attuale costa tirrenica, che mostrano una continentalizzazione sempre più spinta (DE RITA *et alii*, 2002; cfr. anche fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia"). La superficie di base del supersintema non è riscontrabile nell'area del Foglio 344 "Tuscania", mentre la superficie di tetto coincide con l'attuale piano campagna. Nel corso degli studi condotti per la



Fig. 14 - Esempi di colonne stratigrafiche tratti dai dintorni di Tuscania (1: acropoli di San Pietro; 2: periferia O dell'abitato; 3: località Casale Galeotti).

Le unità litostratigrafiche piroclastiche e laviche riferibili ai diversi litosomi ("complessi" e distretti vulcanici) sono delimitate a tetto e a letto da discontinuità stratigrafiche di diversa natura e rango che registrano periodi di quiescenza dell'attività vulcanica di durata significativa e definiscono la gerarchia delle UBSU (cfr. la fig. 12 per il quadro UBSU complessivo).

realizzazione dei fogli geologici della fascia costiera del Lazio settentrionale (353 "Montalto di Castro", 354 "Tarquinia" e presente foglio), sono state riconosciute quattro superfici erosive di ordine gerarchico confrontabile, che consentono di suddividere il supersintema Aurelio-Pontino (esteso dal Pleistocene medio al presente) nei seguenti 5 sintemi: San Marcello, Biedano, Barca di Parma, Fiume Fiora (Pleistocene medio) e Fiume Marta (Pleistocene medio *p.p.*-Pleistocene superiore). I limiti di sintema sono stati ricondotti, sulla base di evidenze morfostratigrafiche, bio- e geocronologiche, ad oscillazioni del livello marino ad alta frequenza che si susseguono nel corso del Pleistocene medio e superiore, e correlati rispettivamente agli stadi isotopici 22, 16, 10, 8, 6 della curva del δ^{18} O (Fig. 12). In particolare, la superficie di base del sintema Fiume Marta è stata definita proprio in prossimità del limite meridionale del Foglio 344 "Tuscania", nei dintorni dell'omonima città.

Nelle aree comprese all'interno del Foglio 344 "Tuscania" non sono state individuate in affioramento unità riferibili al sintema San Marcello (**ELO**).

3.2. - SINTEMA BIEDANO (BDA)

La superficie di inconformità che delimita alla base tale sintema è rappresentata da una superficie di erosione, che nelle aree prossime alla costa tirrenica arriva ad interessare i depositi marini del Pliocene inferiore, formatasi durante la fase di caduta eustatica relativa al picco 16 della curva del δ^{18} O (Fig. 12). La superficie di tetto viene convenzionalmente correlata allo stadio isotopico 10. Nell'area del confinante Foglio 354 "Tarquinia" non sono stati rinvenuti in affioramento depositi marini o costieri relativi al sintema Biedano, il quale viceversa comprende lembi relativamente distali di unità vulcaniche primarie e secondarie attribuite all'attività iniziale dei distretti vulsino (es. unità de La Rocca e San Pantaleo) e vicano (orizzonte Vico α , CIONI *et alii*, 1987; 419±6 ka, LAURENZI & VILLA, 1987). Analogamente, nell'area del Foglio 344 "Tuscania", il sintema in questione comprende le vulcaniti più antiche del Distretto Vulsino, riconducibili ai litosomi Paleovulsini e Campi Vulsini (circa 550-350 ka); a queste ultime s'intercalano sporadici orizzonti piroclastici dei litosomi Bolsena-Orvieto e Vico.

La superficie di discontinuità che nelle aree costiere definisce la base del sintema Biedano, è osservabile limitatamente lungo il confine meridionale del Foglio 344 "Tuscania" (ad es. Fosso Arrone), alla periferia del Distretto Vulsino, dove coincide con una superficie di erosione che interessa il substrato sedimentario pliocenico (unità del Fosso di San Savino e Pian della Regina), sulla quale si depone l'unità de La Rocca (litosoma Paleovulsini).

Nell'area del Foglio, una superficie di discontinuità stratigrafica di terzo ordine (corrispondente allo stadio isotopico 12) individua, all'interno del sintema Biedano, i subsintemi Traponzo e Piano di Mola.

3.2.1. - Subsintema Traponzo (BDA₁)

Appartengono a questo subsintema vulcaniti attribuite ai litosomi Paleovulsini (unità de La Rocca e San Pantaleo o *Ignimbriti Basali Auct.*) e Campi Vulsini (rappresentate da unità piroclastiche e laviche), stratigraficamente inferiori alla successione vulcanoclastica dell'unità di Fosso delle Favole che individua il passaggio al subsintema superiore.

3.2.1.1. - Unità de La Rocca (RRA)

I prodotti piroclastici che costituiscono questa unità fanno parte dei depositi noti in letteratura come *Nenfri Aucr.* o *Ignimbriti Basali* (NICOLETTI *et alii*, 1981) e corrispondono all'Unità eruttiva de La Rocca di PALLADINO *et alii* (1994); rappresentano il prodotto più antico in affioramento correlabile all'attività eruttiva del Distretto Vulsino (litosoma Paleovulsini). Nella località-tipo de La Rocca, ubicata lungo il F. Traponzo a SSE di Tuscania, oltre il limite del Foglio (cfr. Foglio 354 "Tarquinia"), l'unità affiora a diretto contatto con il substrato sedimentario del Dominio Ligure, mentre nell'area del Foglio 344 "Tuscania" poggia su terreni sedimentari pliocenici (unità del Fosso di San Savino e Pian della Regina).

L'unità è costituita da un deposito massivo di spessore anche decametrico, a matrice cineritica grigio-violacea, di consistenza litoide per saldatura, contenente pomici di dimensioni centimetriche (o al massimo prossime al decimetro), di colore grigio scuro, schiacciate in forma di fiamme ed isoorientate; sono inoltre presenti sporadici litici millimetrici di natura accessoria (lavici e tufacei) e accidentale (sedimentari e metamorfici) e cristalli millimetrici di sanidino dispersi o a luoghi concentrati nella matrice. Superiormente il deposito assume un minor grado di saldatura ed una tonalità di colore più chiara o a luoghi rossastra e le pomici risultano progressivamente meno appiattite. In località La Rocca la piroclastite mostra inoltre una spettacolare fessurazione prismatico-colonnare. I caratteri ora descritti sono tipici dei depositi da colata piroclastica saldata (*welded pyroclastic flow*). Nel caso specifico si tratta di porzioni distali rispetto alla presumibile area di emissione ubicata nella zona centrale dell'attuale Lago di Bolsena.

L'unità è esposta lungo il confine meridionale del Foglio 344 "Tuscania", alla periferia del Distretto Vulsino, presso la confluenza tra Fosso della Cadutella e Fosso la Tomba (con spessori in affioramento di almeno 3 m) e lungo il Fosso Arrone, a sud di San Giuliano (con spessori visibili di almeno 6 m). In quest'ultima area è osservabile alla base un livello cineritico con sciami di lapilli pomicei fini (spessore 10-25 cm) passante superiormente ad un orizzonte di lapilli pomicei fini, litici millimetrici e cristalli di sanidino, ben classato e a gradazione

inversa (spessore 8 cm), da caduta. Lungo il Fosso Timone, a SO di Canino, l'unità affiora per uno spessore di circa 10 m con a tetto, separati da una superficie a carattere erosivo, i depositi vulcanoclastici primari e secondari dell'unità di Fosso delle Favole (cfr. FAV). Localmente, nelle vicinanze (Cartiera di Canino), si individuano più unità di flusso di spessore intorno al metro. Infine, presso le sorgenti del Fosso la Nova, all'angolo NO del Foglio (in territorio toscano), si rinviene per uno spessore di 1,8 m un lembo isolato dell'unità, consistente in un deposito da flusso piroclastico saldato, di colore grigio-violaceo, a fiamme nere, superiormente con pomici grigio chiare, lentiformi, anche prossime al decimetro; inferiormente il deposito mostra una porzione a matrice rossastra e coerente per zeolitizzazione, contenente lapilli pomicei grigi e abbondanti litici accessori ed accidentali (sedimentari) al massimo di 1 cm. Una superficie di erosione, su cui poggia un orizzonte vulcanoclastico secondario di spessore decimetrico, separa il deposito dalla sovrastante unità di Canino (sintema Barca di Parma), rappresentando una significativa discontinuità stratigrafica.

All'analisi microscopica la piroclastite mostra struttura vitroclastica e tessitura da isotropa a pseudofluidale; oltre alla componente vetrosa, che caratterizza la massa di fondo delle fiamme e i frammenti pomicei della matrice, si osservano frammenti litici sedimentari, metamorfici e vulcanici; il contenuto in cristalli varia fra circa 5 e 17% in volume. La paragenesi mineralogica, sia nelle fiamme che nella matrice, è rappresentata da prevalente sanidino (Or₈₀), in fenocristalli idiomorfi, scarso plagioclasio labradoritico (An₅₅), geminato secondo la legge dell'albite e spesso zonato, scarso clinopirosseno idiomorfo, con termini da salitici a fassaitici e modeste quantità di ossidi di ferro.

La composizione chimica delle fiamme nel diagramma TAS cade nel campo delle trachiti (NICOLETTI *et alii*, 1981; PALLADINO *et alii*, 1994).

Età radiometrica: 550±10 ka (NICOLETTI et alii, 1981).

3.2.1.2. - Unità di San Pantaleo (PNO)

Questa unità, anch'essa parte dei *Nenfri* o *Ignimbriti Basali Aucr.*, corrisponde all'Unità eruttiva di Piano della Selva di PALLADINO *et alii*. (1994) correlata all'attività del litosoma Paleovulsini. L'aspetto macroscopico è abbastanza simile a quello dell'unità de La Rocca. Nell'area compresa nel Foglio 344 "Tuscania" è costituita da un deposito massivo, a matrice cineritica di colore grigio-violaceo, di consistenza litoide per saldatura, contenente lapilli pomicei neri schiacciati in forma di fiamme, a luoghi concentrati in lenti o sciami verso la base; abbondanti cristalli millimetrici di sanidino sia nelle pomici sia dispersi nella matrice. Gli inclusi litici, di natura vulcanica, sedimentaria e metamorfica, sono piuttosto scarsi

e generalmente di dimensioni millimetriche o raramente di qualche centimetro. Localmente il deposito mostra una evidente fessurazione prismatico-colonnare da raffreddamento. La porzione superiore si presenta comunemente meno saldata e di colore grigio-giallastro o localmente zeolitizzata e arrossata, con pomici nere per lo più lentiformi e caratterizzata dalla comparsa, accanto al sanidino, di leucite analcimizzata sia nelle pomici che nella matrice. Analogamente all'unità precedente, si tratta di un deposito da flusso piroclastico in zona distale.

Nell'area rilevata l'unità affiora lungo il Fosso Capecchio, a SO di Tuscania, al confine con il Foglio 354 "Tarquinia", con una certa continuità ed uno spessore di 5 m, a diretto contatto con il substrato sedimentario (unità del Fosso di San Savino) e separata da una superficie di erosione dalla sovrastante unità di Castel Broco, appartenente al medesimo subsintema. Un esiguo lembo è presente inoltre sul fondovalle ad est della città di Tuscania, per uno spessore in affioramento di circa 2 m, separato superiormente da un paleosuolo maturo dall'unità di Casale Galeotti. Nei pressi della località San Giuliano (confluenza tra Fosso della Cadutella e Fosso la Tomba), si osserva l'unità di San Pantaleo (con spessori non superiori a 3 m) al di sopra di un paleosuolo sviluppatosi sulla sottostante unità de La Rocca. Presso il punto di confluenza fra il Torrente Traponzo e il Fiume Marta, poco a sud del limite del Foglio, fra le due unità si rinvengono depositi cineritici argillificati, intercalati a limi e diatomiti di ambiente lacustre. Nella stessa area, la locale presenza di un deposito di pomici da caduta pliniana datato 491±9 ka (cfr. unità di Colle Ancarano; Foglio 354 "Tarquinia") a letto dell'unità di San Pantaleo, fornisce un vincolo temporale per quest'ultima unità.

All'osservazione microscopica, la struttura della piroclastite è vitroclastica, la tessitura da isotropa a pseudofluidale. Le fiamme sono costituite da una massa fondamentale vetrosa e da fenocristalli rappresentati, come nella matrice, da prevalente sanidino (Or_{82}), scarso plagioclasio labradoritico (An_{58}), per lo più geminato e zonato, scarso clinopirosseno salitico, raramente zonato, sporadica leucite analcimizzata e rara biotite. Il contenuto in cristalli della piroclastite varia da circa 3% in volume inferiormente ad oltre il 18% nelle porzioni superiori.

Il chimismo delle fiamme cade a cavallo dei campi trachitico e fonolitico del diagramma TAS, come riportato in PALLADINO *et alii* (1994).

3.2.1.3. - Lave del Fosso di Tuscania (LFT)

Di colore grigio chiaro, presentano una grana grossolana e struttura altamente porfirica, a leucite analcimizzata e clinopirosseno. Comunemente si presentano poco compatte per l'avanzato stato di alterazione; sono inoltre visibili vescicole e fratture con patine rossastre da ossidi di ferro. Tali lave si rinvengono in sporadici lembi isolati a contatto con il substrato sedimentario (unità del Fosso di San Savino) nel fondovalle del Fosso di Tuscania (ad es. presso la località di Castel Broco) e lungo il fondovalle del Fiume Marta a sud di Tuscania (cfr. PALLADINO *et alii*, 1994). Lo spessore massimo osservato è dell'ordine dei 3 m, non essendo tuttavia mai esposta la base. I dati di terreno non consentono di definire con sicurezza le relazioni stratigrafiche con le unità vulcaniche paleovulsine. Nell'affioramento nei pressi di Castel Broco è visibile la sovrapposizione dell'omonima unità piroclastica sulle lave in questione. In altri casi a tetto sono presenti coperture detritiche provenienti essenzialmente dal disfacimento della lava di Tuscania affiorante lungo il margine occidentale del Fosso di Tuscania.

Al microscopio, le lave mostrano una pasta di fondo olocristallina costituita da prevalenti plagioclasio e sanidino, subordinati leucite, clinopirosseno e magnetite e rara iddingsite. Chimicamente, nonostante l'elevato grado di alterazione, il litotipo è classificabile come una tefrite fonolitica nel diagramma TAS.

3.2.1.4. - Unità di Casale Galeotti (CGT)

Consiste in un deposito massivo, a matrice cineritica di colore giallo-rossiccio, coerente per zeolitizzazione, contenente pomici giallo chiare di dimensioni da millimetriche a centimetriche e sparse pomici nere, anche decimetriche, ricche di fenocristalli di sanidino, particolarmente diffuso anche nella matrice. La porzione intermedia è caratterizzata da un addensamento di pomici nere decimetriche, a cui si associano abbondanti inclusi litici, sia lavici che sedimentari, di dimensioni centimetriche e talora prossime al decimetro. Superiormente si riscontra la presenza di scarsa leucite analcimizzata, sia nelle pomici che nella matrice. I caratteri deposizionali indicano una messa in posto da colata piroclastica. L'unità affiora lungo il Fosso di Tuscania, ove è visibile il contatto con la sottostante unità di San Pantaleo, e lungo la valle del Fiume Marta, tra Casale delle Piane e la località-tipo di Casale Galeotti (SSE di Tuscania). In corrispondenza di quest'ultima località l'unità raggiunge spessori prossimi ai 10 m e poggia a diretto contatto su depositi ghiaioso-sabbioso-argillosi facenti parte dell'unità di Poggio della Sorgente (Fig. 14). Superiormente, per uno spessore di circa 2 m, si osserva una facies meno coerente, caratterizzata da pomici grigio chiare centimetriche. L'unità (cfr. PALLADINO et alii, 1994) è attribuibile all'attività dei Campi Vulsini.

All'osservazione microscopica la componente juvenile mostra massa di fondo ialina; i fenocristalli sono rappresentati da sanidino e clinopirosseno e più rare biotite, magnetite e leucite analcimizzata. Il chimismo delle pomici cade a cavallo dei campi trachitico, fonolitico e tefrifonolitico del diagramma TAS.

3.2.1.5. - Unità di Casale delle Piane (CPK)

Corrisponde all'Unità eruttiva di San Pietro di PALLADINO et alii (1994) e viene anch'essa ricondotta all'attività dei Campi Vulsini. E' separata da orizzonti pedogenizzati di spessore decimetrico dalle unità di Casale Galeotti a letto (salvo la locale presenza di depositi piroclastici non cartografabili) e Castel Broco a tetto (Fig. 14). E' costituita da un deposito massivo, a matrice cineritica di colore grigio chiaro, generalmente incoerente, contenente abbondanti lapilli e blocchi pomicei da grigi a grigio scuri, di dimensioni fino a 30 cm, altamente vescicolati e a luoghi concentrati. L'associazione mineralogica delle pomici, scarsamente porfiriche, è contraddistinta da fenocristalli di sanidino e occasionale leucite analcimizzata, presenti anche nella matrice. Sono inoltre presenti inclusi litici di natura lavica, da millimetrici a centimetrici. Localmente la piroclastite, nella sua porzione mediosuperiore, si presenta piuttosto coerente ed arrossata per zeolitizzazione e meno ricca di blocchi pomicei. Talora si osservano condotti di degassazione. La messa in posto è riferibile ad una colata piroclastica. Affiora in pareti verticali o subverticali lungo il fondovalle del Fiume Marta, ad est di Tuscania, ad es. alla rupe di San Pietro, nella località Piano di Mola (nei pressi della Cartiera di Tuscania) e poco a sud di Casale delle Piane, dove mostra spessori massimi dell'ordine di 10 m. E' esposta inoltre più ad est, lungo il Fosso La Cadutella, con spessori generalmente inferiori a 3 m.

La composizione chimica della frazione juvenile cade al limite fra i campi fonolitico e trachitico.

3.2.1.6. - Unità di Castel Broco (BRK)

La base dell'unità è costituita da un livello cineritico grossolano di colore grigio chiaro, dello spessore di 3-4 cm, a laminazione piano-parallela ed ondulata, derivante da *surge* piroclastico, cui segue un orizzonte di lapilli pomicei da caduta grigio chiari-giallognoli, millimetrici o di poco superiori al centimetro, dello spessore di 10-15 cm. Il corpo principale dell'unità è costituito da un deposito da colata piroclastica massivo, di spessore metrico, da scarsamente coerente a litoide (*sillar*), in relazione al variabile grado di zeolitizzazione, di colore da arancio a bruno-rossastro a violetto, a matrice cineritica, ricco di lapilli e blocchi pomicei neri anche decimetrici (persino >50 cm), spesso addensati in tasche o lenti e a luoghi schiacciati in forma di fiamme. Macroscopicamente, la paragenesi mineralogica delle pomici è caratterizzata da diffusa leucite analcimizzata (in fenocristalli finanche centimetrici) e sanidino (millimetrico), presenti anche nella matrice. Abbondanti i litici accessori da millimetrici a centimetrici, prevalentemente di natura lavica. Superiormente il deposito presenta granulometria cineritica per uno spessore superiore al metro. Corrisponde all'omonima unità
eruttiva di PALLADINO *et alii* (1994) e viene associata in questo Foglio all'attività dei Campi Vulsini.

L'unità affiora prevalentemente lungo le incisioni fluviali nei dintorni di Tuscania, dove è visibile il contatto sulla sottostante unità di Casale delle Piane. fino a pochi km a nord della città. Gli spessori variano da poco meno di 3 m (rupe di Tuscania-San Pietro) ad oltre 15 m nella località-tipo di Castel Broco. A tetto dell'unità si individua una superficie a carattere erosivo che segna il passaggio al subsintema Piano di Mola e/o la presenza di depositi vulcanoclastici sia primari che secondari (unità di Fosso delle Favole), che la separano da diverse unità laviche dei Campi Vulsini (Fig. 14). Per caratteri strutturali, tessiturali e composizionali e per l'analoga posizione stratigrafica, vengono correlati all'unità di Castel Broco depositi piroclastici isolati affioranti presso Tessennano, alla base delle lave di Fosso Olpeta, e fra Cellere e Pianiano, con spessore di almeno 5 m, al di sotto delle lave di Cellere. Inoltre, nell'area compresa fra Pianiano e Canino, l'unità poggia a diretto contatto con il substrato sedimentario messiniano (unità di Poggio Terzolo). L'analisi della discontinuità interposta mostra una superficie ad alto rilievo riconducibile ad una morfologia articolata presente al tempo della deposizione della vulcanite.

Microscopicamente le pomici del deposito da colata piroclastica presentano elevato grado di vescicolazione, struttura scarsamente porfirica, da ialina a ipocriptocristallina; i fenocristalli comprendono prevalenti clinopirosseno e leucite (di norma analcimizzata), subordinati sanidino, plagioclasio e biotite in proporzioni variabili, e rara magnetite; la componente vetrosa è tachilitica. Nel diagramma TAS, il chimismo delle pomici cade fra i campi fonolitico, trachitico e latitico.

3.2.1.7. - Lave di Fosso del Gualazzo (LZG)

L'unità raggruppa lave di simile aspetto macroscopico, rispettivamente affioranti nei dintorni di Fosso del Gualazzo (LZG_a) e lungo il Fosso delle Sette Cannelle (LZG_b), nel settore orientale del Foglio, distinguibili sulla base di significative differenze microscopiche e chimiche, nonostante la comune classificazione TAS. Le prime si presentano di colore grigio scuro, di compattezza litoide, a struttura scarsamente porfirica, con fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e di leucite analcimizzata. Affiorano in modo discontinuo e con spessori al massimo di 5 m lungo Fosso del Gualazzo e gli adiacenti Fosso del Perone (o della Salce) e Fosso Canicchiolo. La posizione stratigrafica, inferiore alle vulcanoclastiti dell'unità di Fosso delle Favole, ne consente l'attribuzione al subsintema Traponzo. I sondaggi effettuati alla fine degli anni '60 per la ricerca di mineralizzazioni uranifere (LOCARDI & MOLIN, 1974), ne hanno evidenziato una più ampia presenza nel settore ad E di San Lorenzo. Corrispondono alle lave segnalate da VERNIA *et alii* (1995) presso Poggio di Campo Perello, Grotta delle Monache e Bolceno, anch'esse facenti parte delle "lave inferiori" del settore Montefiascone-Commenda e in questa sede ricondotte al litosoma Campi Vulsini.

Al microscopio si presentano scarsamente porfiriche, olocristalline, isotrope. Fra i fenocristalli, clinopirosseno e leucite sono le fasi mineralogiche più abbondanti, ai quali si aggiungono sanidino, biotite e magnetite. In pasta di fondo sono presenti in ordine di abbondanza leucite, clinopirosseno, plagioclasio, sanidino, magnetite e mica bruna. Il chimismo risulta shoshonitico, anche in accordo con VERNIA *et alii* (1995).

La lava affiorante per un breve tratto lungo il Fosso delle Sette Cannelle, per uno spessore parziale di circa 5 m (\mathbf{LZG}_{b}), mostra ancora colore grigio scuro, compattezza litoide, locale vescicolazione e scarsi fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e di leucite analcimizzata fino ad 1 cm. La base della lava non è mai osservabile; a tetto si rinvengono i depositi piroclastici dell'unità di Monte Cardone. Corrisponde alle omonime lave descritte da VERNIA *et alii* (1995) fra le "lave inferiori" dei Vulsini sud-orientali (settore Montefiascone-Commenda). L'attribuzione al subsintema Traponzo è incerta, e viene effettuata in analogia con la posizione stratigrafica delle adiacenti lave affioranti intorno Fosso del Gualazzo.

All'osservazione microscopica, la struttura della lava risulta subafirica, olocristallina, con fenocristalli di clinopirosseno (sia verde che incolore) e rara leucite; la pasta di fondo contiene prevalente leucite, clinopirosseno, scarsi feldspati e magnetite. La composizione chimica cade a cavallo dei campi shoshonitico (campione analizzato nel presente lavoro) e fonotefritico (VERNIA *et alii*, 1995) del diagramma TAS.

3.2.2. - Subsintema Piano di Mola (BDA₂)

All'attività vulcanica sinora descritta segue un importante periodo di stasi eruttiva (o comunque di attività notevolmente ridotta), testimoniato da una fase erosiva e successiva sedimentazione vulcanoclastica secondaria e pedogenesi. Il passaggio a questo subsintema mette in luce un rilevante cambiamento composizionale e di stile eruttivo nell'attività vulcanica vulsina: si passa infatti da una fase più antica di attività dominata da eruzioni esplosive con produzione di flussi piroclastici alimentati da magmi trachitico-fonolitici ad una fase essenzialmente effusiva a chimismo fonotefritico-tefrifonolitico.

Il subsintema Piano di Mola è definito a letto da una superficie di erosione a basso rilievo, relazionata allo stadio isotopico 12, sulla quale, nella porzione meridionale del Foglio, si osserva la deposizione della successione vulcanoclastica dell'unità di Fosso delle Favole (**FAV**). A tetto di questi ultimi depositi è presente un paleosuolo ben sviluppato e talora ossidato termicamente dalla messa in posto di numerose colate laviche. Spostandosi a N di Tuscania, ossia verso settori più prossimali rispetto ai punti di emissione delle vulcaniti, di norma la discontinuità erosiva diviene meno evidente, i depositi vulcanoclastici si riducono ed il passaggio di subsintema è segnato essenzialmente da un paleosuolo. Localmente (es. strada Tuscania-Piansano all'altezza di Fosso Capecchio) la discontinuità è rappresentata da canali erosivi di profondità decimetrica incisì a tetto dell'unità di Castel Broco e riempiti da vulcanoclastiti primarie e/o secondarie.

Fanno parte del subsintema Piano di Mola numerose ed estese unità laviche del litosoma Campi Vulsini ed i prodotti di diversi centri eruttivi minori, correlabili anch'essi ai Campi Vulsini, contraddistinti da attività stromboliana eventualmente associata ad attività effusiva. I dati di campagna non sempre mettono in luce le relazioni stratigrafiche che intercorrono fra le diverse colate laviche, le quali mostrano in genere andamenti N-S, risultando incanalate in paleodepressioni all'incirca parallele. Problemi analoghi presenta la correlazione stratigrafica reciproca dei centri eruttivi locali, per la limitata dispersione areale dei relativi prodotti. Di seguito le unità vengono descritte secondo un ordine geografico da N verso S e da O verso E, precisandone la posizione stratigrafica laddove possibile.

Intercalati alle successioni del subsintema si rinvengono inoltre importanti livelli guida pliniani, quali ad esempio Vico α (419±6 ka, LAURENZI & VILLA, 1987), del Vulcano di Vico e i *Ponticello Pumices* (351,7±4 ka, NAPPI *et alii*, 1995) del litosoma Bolsena-Orvieto.

A tetto delle vulcaniti del subsintema si ritrovano in genere depositi vulcanoclastici (unità di Roccarespampani) e/o un paleosuolo ben sviluppato, che le separano dalla messa in posto delle unità piroclastiche del litosoma Latera (cfr. sintema Barca di Parma).

3.2.2.1. - Unità di Fosso delle Favole (FAV)

Questa unità nella sua porzione inferiore è costituita da una successione di limi e sabbie da grossolanamente a finemente laminata, di ambiente fluvio-lacustre e palustre, con strutture trattive a laminazione piano-parallela e incrociata riconducibili a flussi iperconcentrati (FISHER & SMITH, 1991). Nell'area sud-orientale del Foglio 344 "Tuscania", lungo i fossi La Cadutella e Pantacciano, sono presenti inoltre livelli primari di piroclastiti, di spessore da centimetrico a decimetrico, costituiti da lapilli scoriacei da fini a grossolani, da mediamente a poco vescicolati. Tali livelli sono spesso associati e/o intercalati ad orizzonti cineritici compatti e mostrano nel loro complesso una buona continuità laterale alla scala delle decine o centinaia di metri.

Presso il fosso in località S. Rosa, al confine con il Foglio 354 "Tarquinia", nella porzione inferiore di **FAV** (stratigraficamente compresa fra l'unità di Castel Broco e l'orizzonte Vico α di seguito descritto) si rinviene una successione piroclastica dello spessore complessivo di circa 20 m, riferibile a diversi episodi erut-

tivi. I depositi si presentano in prevalenza massivi e compatti, a matrice cineritica e con inclusi litici di varia natura (principalmente carbonatici e lavici afirici) di dimensioni anche decimetriche; la presenza di strutture da impatto balistico indica un carattere prossimale. In particolare, lungo il Fosso Catenaccio, si seguono con continuità laterale per diverse centinaia di metri, intercalati fra due paleosuoli ben sviluppati, un livello di pomici da caduta (spessore massimo intorno ai 40 cm) passante superiormente ad una unità di flusso piroclastico massiva, compatta, contenente lapilli pomicei fini chiari e rari litici prevalentemente lavici (spessore compreso fra 1 e 3 m). Infine, facies cineritiche massive, dello spessore anche superiore a 4 m, sono presenti localmente nella zona compresa tra i fossi La Cadutella e Catenaccio.

Generalmente il regime di sedimentazione dei limi e delle sabbie di ambiente lacustre non mostra cambiamenti significativi a letto e a tetto dei livelli vulcanici, anche se localmente spessori di vulcaniti di pochi decimetri mostrano a tetto evidenti segni di pedogenizzazione. Tali processi di pedogenizzazione indicano momenti di temporanea emersione in seguito al colmamento dei piccoli bacini lacustri o palustri poco profondi.

La base dell'unità in considerazione poggia sull'unità di Castel Broco (**BRK**) ed è di norma costituita da un deposito vulcanoclastico secondario, a matrice sabbiosa ricca di cristalli di clinopirosseno e sanidino, contenente clasti pomicei arrotondati e litici lavici a spigoli vivi riconducibili alle unità vulcaniche immediatamente sottostanti (spessore anche superiore a 4 m in località Castel Broco).

La porzione superiore dell'unità è caratterizzata da una successione di depositi vulcanoclastici secondari, a granulometria prevalentemente sabbioso-ghiaiosa, caratterizzati dalla presenza di blocchi di lava finanche decimetrici generalmente piuttosto arrotondati, affioranti estesamente lungo la Valle del Fiume Marta nei dintorni di Tuscania ed in particolare in località Casale Galeotti. L'aspetto caotico e le caratteristiche generali di questi depositi suggeriscono una modalità di messa in posto da *debris flow*. A tetto l'unità è delimitata da una superficie di erosione che la separa dalle lave di Tuscania (**LTU**) o di Casale Quarticciolo (**LCQ**).

Nel complesso, la diffusione in affioramento e gli spessori totali delle vulcanoclastiti secondarie in **FAV** aumentano spostandosi dalle porzioni settentrionali verso quelle meridionali del Foglio.

Fra la porzione inferiore e quella superiore dell'unità sono presenti orizzonti di pomici da caduta pliniana che affiorano con una notevole continuità laterale in buona parte della porzione meridionale del Foglio. Ad esempio, presso l'acropoli di S. Pietro e la località di Casale Galeotti, nei dintorni di Tuscania, si rinvengono diversi orizzonti di lapilli pomicei giallo pallido, avana o grigio chiari, contenenti sanidino e leucite analcimizzata, lapilli litici lavici e sedimentari (litotipi *flyschoidi*), alternati a banchi cineritici avana-verdognoli, più o meno coerenti e argillificati, di colore da grigio chiaro a ocra, contenenti scarse pomici giallastre alterate, per uno spessore complessivo di circa 4,5 m (Fig. 14). Localmente la deposizione secon-

daria di ossidi di Mn conferisce ai depositi una consistenza semilitoide. Alcuni di questi orizzonti sono stati attribuiti da CIONI *et alii* (1987) all'attività del Distretto Vulcanico Vicano, ed in particolare al livello guida Vico α , associato alle fasi iniziali di attività (tufi stratificati varicolori vicani, MATTIAS, 1966; fase I, BERTAGNINI & SBRANA, 1986) e datato a 419±6 ka con il metodo ³⁹Ar/⁴⁰Ar (LAURENZI & VILLA, 1987). Tuttavia i caratteri tessiturali e composizionali non sembrano supportare del tutto tale correlazione. Tali piroclastiti affiorano inoltre lungo Fosso Coperchio e Fosso Acquabianca (a N di Tuscania), Fosso Capecchio (O di Tuscania), Fosso Pantacciano, Fosso La Cadutella e Fosso del Catenaccio (E di Tuscania). In particolare, lungo Fosso Pantacciano, gli orizzonti pomicei appaiono pervasi da diffuse minera-lizzazioni ad ossidi di Mn, oggetto di attività estrattiva in un'area immediatamente oltre il confine meridionale del Foglio.

All'osservazione microscopica le pomiei degli orizzonti pliniani mostrano variabile grado di alterazione, struttura in genere subafirica, da ipoialina a criptocristallina; gli sporadici fenocristalli sono rappresentati da clinopirosseno e leucite analcimizzata, subordinato sanidino e scarsa biotite; nella massa di fondo si distinguono principalmente vetro (sideromelano) e clinopirosseno. Le composizioni chimiche cadono a cavallo fra i campi delle fonoliti tefritiche e delle fonoliti (cfr. anche PALLADINO *et alii*, 1994).

Inoltre, lungo il Fiume Timone, all'altezza dell'abitato di Canino, si rinviene un orizzonte di lapilli pomicei grigio chiaro-giallognoli, contenenti sanidino, clinopirosseno e superiormente leucite analcimizzata, a gradazione multipla, dello spessore di circa 2 m, da caduta pliniana. L'orizzonte, che corrisponde al *Pumice fallout 0* datato 381±9 ka (TURBEVILLE, 1992a), si riconosce con spessori di ordine metrico anche a N di Tuscania (fra le località di Pigarilla e Mospedale, non cartografato), al di sotto delle lave di Fosso Acquabianca (**LAB**). La limitata esposizione tuttavia non consente di definirne l'area sorgente.

Infine, nell'intervallo stratigrafico di pertinenza di **FAV**, sono presenti localmente depositi cineritico-pomicei di spessore metrico, più o meno zeolitizzati, contenenti inclusi lavici più o meno abbondanti e a luoghi lapilli accrezionari, da corrente piroclastica (es. lungo la S. P. Piansanese e il corso del Fiume Marta, a N di Tuscania).

Età: Pleistocene medio *p.p.*

3.2.2.2. - Lave di Santa Maria di Sala (LSM)

Corrispondono alle lave leucititico-tefritiche descritte in dettaglio da TRIGILA (1969) fra le vulcaniti del medio corso dell'Olpeta. In questo lavoro vengono associate, come tutte le altre unità laviche del subsintema, al litosoma Campi Vulsini. Di colore grigio scuro, notevolmente compatte, a frattura scheggiosa, verso l'alto diventano scoriacee fino ad assumere, per incipiente argillificazione, un aspetto

terroso con nuclei ad esfoliazione cipollare. Macroscopicamente mostrano diffusi fenocristalli di leucite di dimensioni fino al centimetro, superiormente parzialmente o completamente analcimizzati. Affiorano in un lembo isolato esclusivamente nella porzione nord-occidentale del Foglio 344 "Tuscania", lungo il F.so Olpeta in prossimità del Ponte di S. Maria di Sala. Non essendo esposta la base, lo spessore delle lave non è valutabile (non superiore alla ventina di metri secondo la stima riportata in TRIGILA, 1969); a tetto, sono separate da livelli vulcanoclastici (spessore 2-3 m; non cartografati) dalle lave di Fosso Olpeta. All'apparente omogeneità osservata sul terreno, le analisi microscopiche, mettono in luce, come già evidenziato da TRI-GILA (1969) e come più volte riscontrato nelle unità laviche affioranti nell'areale del Foglio, graduali variazioni verticali e laterali dei caratteri strutturali e tessiturali e, subordinatamente, dei costituenti mineralogici, persino alla scala del singolo affioramento. Nel caso in questione, l'aspetto rilevante è la fitta presenza di leucite in fenocristalli, che conferiscono una struttura da altamente porfirica, olocristallina o ipocristallina, a "doleritica". Alla leucite, fra i fenocristalli si accompagnano clinopirosseno augitico e sporadica magnetite; in pasta di fondo, oltre al clinopirosseno salitico, prevalente, e alla leucite, sono presenti magnetite, mica bruna o anfibolo (orneblenda), plagioclasio labradoritico e raro sanidino.

La composizione chimica ricade nel campo delle tefriti fonolitiche del diagramma TAS, anche in accordo con le analisi riportate in TRIGILA (1969).

3.2.2.3. - Lave di Fosso Olpeta (LFO)

Si distinguono dalle lave di Santa Maria di Sala ad esse sottostanti per la presenza solo sporadica di fenocristalli di leucite (spesso analcimizzata) anche di qualche centimetro. Di colore grigio perla, mostrano alla base uno strato scoriaceo (spessore <0,5 m), superiormente divengono molto compatte, con frattura da scheggiosa a concoide e fessurazione prismatico-colonnare da raffreddamento, mentre verso il tetto si presentano comunemente meno tenaci, bollose e parzialmente argillificate.

Corrispondono alle lave fonolitico-tefritiche del medio corso dell'Olpeta (TRI-GILA, 1969). Affiorano con spessori intorno ai 3-4 m, e comunque mai superiori alla decina, nel settore nord-occidentale del Foglio 344 "Tuscania", lungo il F.so Olpeta, ad O di S. Maria di Sala, e più ampiamente lungo lo stesso F.so Olpeta e fossi tributari ad O di Farnese, alla base della successione piroclastica del litosoma Latera.

A scala microscopica mostrano struttura scarsamente porfirica, essenzialmente olocristallina al nucleo, vitrofirica verso base e tetto. La tessitura è comunemente pilotassica, o a volte intersertale. Mineralogicamente si presentano relativamente omogenee: i fenocristalli sono rappresentati da plagioclasio bytownitico, leucite, clinopirosseno augitico ed eventuale magnetite; nella pasta di fondo compaiono sanidino, plagioclasio labradoritico, leucite, clinopirosseno salitico e ossidi metallici (principalmente magnetite). Composizionalmente, le lave risultano fonolitiche nel diagramma TAS o tefrifonolitiche, al limite con le fonoliti, secondo un'analisi chimica riportata in TRIGILA (1969).

Per le analoghe caratteristiche macro- e microscopiche e composizionali, vengono correlate a questa unità delle lave affioranti estesamente nei dintorni di Tessennano (Fosso della Cadutella, SP Caninese a SE del paese) e più a sud, ancora lungo il Fosso della Cadutella (fin quasi alla confluenza con Fosso la Tomba) e a San Giuliano Vecchio, e in modesti lembi lungo il Fosso del Cappellaro (circa all'altezza di Fontanile delle Guinze) e C.le Peruzzi, sempre a S di Tessennano. In generale, in questo settore meridionale, le lave appaiono più o meno alterate, spesso con esfoliazione cipollare e sporadici fenocristalli millimetrici di leucite analcimizzata; lo spessore osservabile non supera il paio di metri. In qualche caso si osserva la sovrapposizione di almeno due colate laviche (es. Fosso della Cadutella), separate da un orizzonte ossidato termicamente. Poco a S di Tessennano è visibile la sovrapposizione stratigrafica delle lave sull'unità di Castel Broco.

Microscopicamente queste lave mostrano struttura da subafirica a scarsamente porfirica, o raramente a maggior grado di porfiricità (es. C.le Peruzzi), variabile da olocristallina a ipo- o criptocristallina; la tessitura è isotropa. Alla paragenesi intratellurica riscontrata per le lave affioranti lungo il Fosso Olpeta, si aggiunge in qualche caso sporadico sanidino (Tessennano). Il chimismo risulta compreso fra le fonoliti e le fonoliti tefritiche.

3.2.2.4. - Lava dei Mulini di Arlena (LUR)

All'osservazione macroscopica mostra colore grigio, grana media, struttura da afirica a debolmente porfirica per la presenza di fenocristalli millimetrici di clinopirosseno, a luoghi isoorientato. Si presenta inoltre da compatta e debolmente vescicolata inferiormente a molto vescicolata superiormente, a localmente fratturata e poco compatta per diffusa argillificazione. Affiora limitatamente lungo il *talweg* di Fosso di Pian di Vico, nell'omonima località ubicata circa 2 km a S di Arlena di Castro, per uno spessore intorno a 5 m. All'osservazione microscopica, la lava presenta struttura scarsamente porfirica, olocristallina, con fenocristalli essenzialmente di clinopirosseno e occasionale leucite; in pasta di fondo si rinvengono leucite, clinopirosseno, plagioclasio, magnetite, scarso sanidino e rara mica bruna. La composizione chimica è shoshonitica nel diagramma TAS.

3.2.2.5. - Lave di Arlena di Castro (LAS)

L'unità raggruppa lave in colata che nell'area intorno all'omonimo abitato sono osservabili in successione stratigrafica. Le lave inferiori (LAS_1) si presentano compatte, di colore grigio scuro, scarsamente porfiriche per isolati feno-

cristalli di clinopirosseno e rara leucite analcimizzata. Affiorano per spessori di qualche metro sul *talweg* del fosso ad O di Arlena di Castro, fra La Piantata a N e la S.P. Caninese a S. All'osservazione microscopica mostrano struttura da scarsamente porfirica ad afirica, olocristallina. La paragenesi intratellurica è rappresentata da clinopirosseno±leucite±plagioclasio; la pasta di fondo è costituita da clinopirosseno e leucite, prevalenti, e plagioclasio e magnetite subordinati. Chimicamente variano da tefriti fonolitiche a fonoliti tefritiche.

Un banco cineritico alterato dello spessore di circa 1,2 m separa le lave inferiori da quelle intermedie (LAS₂). Quest'ultime sono di colore grigio scuro, a grana fine, compattezza litoide, scarsamente vescicolate, con un livello scoriaceo basale poco sviluppato (10 cm); macroscopicamente si presentano subafiriche, per la presenza di rari fenocristalli millimetrici di clinopirosseno. Affiorano intercalate alle lave inferiori e superiori nel fosso ad O di Arlena di Castro (ad es. nella cava presso la S.P. Caninese), con un spessore di qualche metro (non cartografate) e in sinistra idrografica del Fosso di Pian di Vico, all'altezza della strada fra Tuscania e San Giuliano Vecchio, per uno spessore di 2,5 m. Al microscopio presentano struttura da subafirica a mediamente porfirica, olocristallina, per la presenza di fenocristalli di clinopirosseno, spesso corroso, e occasionale olivina. La pasta di fondo comprende prevalente leucite, clinopirosseno, plagioclasio e magnetite. La composizione chimica cade a cavallo fra le shoshoniti e le tefriti fonolitiche nel diagramma TAS.

Un deposito cineritico di colore avana-ocraceo e spessore 1.5 m, contenente pomici millimetriche e superiormente ossidato termicamente, segna il passaggio alle lave superiori (LAS₃). Queste mostrano colore grigio scuro, grana fine, compattezza litoide e talora un modesto grado di vescicolazione; all'osservazione di terreno si distinguono per la presenza di fenocristalli di leucite (a luoghi più o meno analcimizzata), di dimensioni anche oltre il centimetro, accompagnata da clinopirosseno millimetrico. Affiorano con una certa continuità lungo il fosso ad O di Arlena di Castro, fra La Piantata a N e Fontana Rota a S (all'altezza della strada Tuscania-San Giuliano Vecchio) e lungo il parallelo Fosso dell'Infernetto (SO di Arlena di Castro). Per analoghe caratteristiche macroscopiche e composizionali vengono inoltre ad esse correlati dei lembi lavici isolati presso Piansano, dello spessore di almeno 6 m e contraddistinti da esfoliazione cipollare (cfr. lave di S. Antonio, Palladino et alii, 1994), presso C. Farnia (circa 4 km a S di Capodimonte) ed infine lungo il Fosso Pellicone-Cantinaccia (ad O della S.P. Piansanese). Come anche riportato in PALLADINO et alii (1994), al microscopio queste lave presentano struttura porfirica, olocristallina, glomerosertale, tessitura isotropa. La paragenesi mineralogica è costituita da fenocristalli e microfenocristalli in prevalenza di clinopirosseno, zonati e frequentemente corrosi, e di leucite, con geminazione polisintetica; sono inoltre presenti magnetite e scarso plagioclasio in microfenocristalli. Nella pasta di fondo, oltre alla leucite, prevalente sul clinopirosseno, si individuano plagioclasio, magnetite e scarso sanidino interstiziale. Chimicamente si tratta di fonoliti tefritiche.

3.2.2.6. - Lave di Cellere (LCL)

Nell'ambito di questa unità lavica vengono distinte due subunità osservabili in successione stratigrafica nei pressi dell'omonimo abitato. Le lave inferiori (LCL₁) mostrano aspetto ampiamente variabile in relazione ai caratteri macrostrutturali e tessiturali e al grado di alterazione, anche alla scala dell'affioramento. Laddove non alterate si presentano di colore da grigio a grigio scuro-verdognolo, compatte, a grana medio-grossolana, subafiriche per fenocristalli millimetrici di clinopirosseno, scoriacee al tetto; ove alterate assumono esfoliazione cipollare e il colore diviene grigio chiaro per incipiente argillificazione. Affiorano in un lembo isolato lungo il Fosso Marano (NO di Cellere) e con una certa continuità lungo il corso del Fosso Timone fra Cellere e Pianiano ed infine lungo lo stesso fosso ad O di Canino (cascata de Le Ferriere), con spessori variabili da circa 4 m (dintorni di Cellere) a una dozzina di metri (Le Ferriere). Localmente è osservabile la sovrapposizione stratigrafica sull'unità di Castel Broco, salvo la locale intercalazione di depositi vulcanoclastici di spessore inferiore al metro (non cartografati). Microscopicamente le lave sono contraddistinte da struttura debolmente porfirica, olocristallina, tendente alla doleritica, e tessitura orientata. Il clinopirosseno rappresenta l'unica fase cristallina intratellurica, mentre in pasta di fondo lo stesso risulta associato ad abbondanti plagioclasio e leucite, scarse magnetite e biotite. Il chimismo ricade nel campo delle shoshoniti, al limite con le tefriti fonolitiche.

Un paleosuolo ossidato termicamente separa le lave ora descritte da quelle superiori (LCL₂), che si distinguono per un grado di porfiricità da medio ad elevato, per la presenza di leucite in fenocristalli millimetrici o anche in glomeri di dimensioni superiori al centimetro, pecilitici con il clinopirosseno; la compattezza è litoide, il colore grigio scuro, passante a chiaro per incipiente alterazione. Si rinvengono in affioramento negli immediati dintorni dell'abitato di Cellere e lungo il Fosso Marano (ove mostrano il maggior grado di porfiricità), con uno spessore osservato intorno ai 2 m. La composizione chimica cade nel campo delle tefriti fonolitiche del diagramma TAS.

3.2.2.7. - Lava di Pianiano (LPI)

Costituisce un modesto lembo affiorante ad E dell'abitato di Pianiano, con spessore indeterminato per l'incompleta esposizione. La lava si presenta piuttosto alterata, di colore grigio chiaro, punteggiata di leucite analcimizzata di dimensioni attorno al millimetro, presente anche in sparsi fenocristalli di dimensioni maggiori (ma per lo più subcentimetriche); inoltre, la presenza di fenocristalli di mica bruna, evidente anche all'osservazione macroscopica, consente di distinguerla dalle adiacenti lave superiori di Cellere (LCL₂), peraltro composizionalmente affini, al di là del diverso grado di alterazione.

All'analisi microscopica si caratterizzano per struttura scarsamente porfirica, olocristallina, e tessitura isotropa. Fra i fenocristalli, oltre alla leucite, si riscontrano clinopirosseno corroso, scarsa magnetite, sporadica biotite alterata, raro plagioclasio; in pasta di fondo si osservano prevalente leucite, subordinati plagioclasio e clinopirosseno, scarsa magnetite, sanidino interstiziale, biotite in tracce. Il chimismo cade nel campo delle tefriti fonolitiche del diagramma TAS.

3.2.2.8. - Lava di Tuscania (LTU)

Anche se si tratta molto probabilmente di più colate laviche, sovrapposte od affiancate, viene mantenuto il nome al singolare adottato per l'unità nel Foglio 354 "Tarquinia" (cfr. anche lave fonotefritiche di Tuscania; PALLADINO *et alii*, 1994). Le lave in esame si presentano di colore da grigio chiaro a scuro, a grana fine, con rari fenocristalli di leucite anche superiori al centimetro, altamente compatte e a frattura concoide, salvo al tetto ove pedogenizzate ed inferiormente ove assumono aspetto scoriaceo per uno spessore decimetrico. Mostrano inoltre diffusamente esfoliazione cipollare e fessurazioni da raffreddamento e a luoghi un elevato grado di vescicolazione.

Costituiscono un esteso espandimento lavico affiorante in un'area di circa 25 km², fra C.le Zenti (lungo la S. P. Piansanese, fra i centri abitati di Tuscania e Piansano) e la località di Piano della Selva (Foglio 354 "Tarquinia"). Gli spessori variano da pochi metri fino ad un massimo di circa una decina di metri, come si osserva intorno alla città di Tuscania (es. valle del Fiume Marta, in destra idrografica).

Comunemente le lave poggiano su di un paleosuolo ben sviluppato, di color rosso mattone per ossidazione termica, sviluppatosi a tetto delle vulcanoclastiti dell'unità di Fosso delle Favole (FAV; fig. 14), come si può osservare ad es. in località Tuscania-San Pietro. Nell'area compresa fra Macchia Riserva e la S.P. Piansanese, a NO di Tuscania, le lave si rinvengono direttamente a contatto con il substrato sedimentario flyschoide (FYT_b). I dati di terreno non permettono di chiarire le relazioni stratigrafiche intercorrenti con le unità laviche dello stesso subsintema.

I caratteri microscopici risultano piuttosto variabili, suggerendo la presenza di almeno due litotipi lavici: struttura e tessitura variano da mediamente porfirica, olocristallina, isotropa a porfirica, ipocristallina, fluidale. Nel primo caso, la paragenesi mineralogica è composta da fenocristalli di clinopirosseno diopsidico e ferroaugitico, corroso e raramente zonato, e da una pasta di fondo comprendente plagioclasio, in microcristalli aciculari, spesso zonati e geminati Albite e Albite-Carlsbad, microliti di clinopirosseno, magnetite, biotite, leucite in plaghe pecilitiche. Nel secondo caso sono presenti rari xenocristalli di olivina, fenocristalli di magnetite, plagioclasio corroso e clinopirosseno, mentre la pasta di fondo è costituita da magnetite, clinopirosseno, plagioclasio, nefelina e sanidino. In parallelo il chimismo varia da tefritico fonolitico a shoshonitico. Su base chimico-petrografica, viene inoltre correlata a questa unità anche la lava molto compatta e a grana fine che costituisce la piccola penisola di Capodimonte. All'analisi microscopica, tale lava presenta struttura tendenzialmente afirica, olocristallina, glomerosertale e tessitura isotropa. Sono presenti scarsi microfenocristalli di clinopirosseno incolori e verde pallido, corrosi e talora zonati; la pasta di fondo è costituita da prevalente leucite, geminata polisinteticamente e non, abbondante clinopirosseno, sanidino pecilitico, scarso plagioclasio aciculare con geminazione polisintetica e magnetite. La composizione chimica cade nel campo delle tefriti fonolitiche (PALLADINO *et alii*, 1994).

Infine, presso la località Casa Quaglia, lungo il Fosso Acquabianca, si rinvengono blocchi erratici di lava con aspetto scoriaceo, grana grossolana, subafirica, con rari fenocristalli di clinopirosseno. Microscopicamente questa lava presenta struttura porfirica, olocristallina, con clinopirosseno e olivina iddingsitizzata in fenocristalli e plagioclasio (abbondante), leucite, clinopirosseno (subordinato) e magnetite in pasta di fondo. Il chimismo risulta shoshonitico. Sulla base di questi caratteri si propende per una correlazione con la lava di Tuscania, anziché con LAB.

3.2.2.9. - Lave de La Fonte (LFN)

In affioramento si presentano di colore grigio scuro, molto compatte, a grana molto fine e frattura scagliosa, localmente a fessurazione prismatico-colonnare. Si rinvengono limitatamente lungo i fossi che bordano ad ovest ed est il centro abitato di Piansano e lungo il Fosso della Fonte (SE di Piansano), con spessori ossservabili di qualche metro. Inoltre, per aspetto e caratteri composizionali analoghi, viene ad esse correlato un esiguo lembo di lava a fessurazione colonnare affiorante a SE di C. Farnia (circa 5 km più ad E). Comunemente sono separate dalle sovrastanti vulcaniti del litosoma Latera tramite un paleosuolo bruno dello spessore dell'ordine del metro.

All'analisi microscopica la struttura di queste lave è pressoché afirica, olocristallina, glomerosertale; la tessitura è isotropa. Si riscontrano rari microfenocristalli di clinopirosseno, leucite e plagioclasio; la pasta di fondo è costituita da prevalente leucite a geminazione polisintetica, clinopirosseno, plagioclasio geminato Carlsbad, magnetite e ossidi di ferro in plaghe interstiziali di alterazione.

La composizione chimica cade nel campo delle tefriti fonolitiche al limite con le fonoliti tefritiche, secondo quanto riportato in PALLADINO *et alii* (1994) per le omonime lave.

3.2.2.10. - Lave di Fosso Acquabianca (LAB)

Si presentano di colore grigio scuro, molto compatte, a grana fine, con rari fenocristalli millimetrici di leucite e clinopirosseno, a luoghi con esfoliazione

cipollare. Sono esposte con una certa continuità lungo il Fosso Acquabianca-Fosso Coperchio (ad est della S.P. Piansanese) e lungo il Fosso del Trescione, dove all'altezza della località Mospedale si osservano i maggiori spessori in affioramento (circa 3 m). In genere queste lave poggiano su di un paleosuolo, più o meno ossidato termicamente e che raggiunge lo spessore di 1,5 m, sviluppatosi a tetto delle vulcanoclastiti dell'unità di Fosso delle Favole (FAV; ad es. lungo Fosso Coperchio). Localmente (fosso tra Pigarilla e Mospedale), alla base delle lave si rinvengono lapilli pomicei biancastri da caduta pliniana, per uno spessore di almeno 1,5 m, con intercalato un livello a pomici grigie a leucite analcimizzata di dimensioni anche intorno al decimetro. Tale deposito (non cartografabile) è probabilmente correlabile con il Pyroclastic Fall 0 di età 381±9 ka (TURBEVILLE, 1992a). Le relazioni di campagna non mettono chiaramente in luce i rapporti stratigrafici intercorrenti con le altre lave appartenenti al subsintema. Tuttavia, lungo il Fosso Acquabianca, in corrispondenza del limite settentrionale dell'area di affioramento delle omonime lave, queste ultime risultano ricoperte dalle lave de la Rocchetta.

Al microscopio le lave di Fosso Acquabianca mostrano una struttura variabile da porfirica, a basso indice di porfiricità, a doleritica, olocristallina, glomerosertale; la tessitura è isotropa. La paragenesi mineralogica intratellurica è rappresentata da fenocristalli e microfenocristalli di clinopirosseno spesso zonato, e da rari fenocristalli di leucite a geminazione polisintetica e microfenocristalli di magnetite. La pasta di fondo è costituita da prevalente leucite, sia geminata polisinteticamente che non, abbondante clinopirosseno, plagioclasio, magnetite, scarsi sanidino e biotite interstiziali. La composizione chimica cade nel campo delle fonoliti tefritiche, secondo quanto riportato in PALLADINO *et alii* (1994).

3.2.2.11. - Lave de La Rocchetta (LRC)

All'osservazione macroscopica, ove non alterate, mostrano colore grigio chiaro, notevole compattezza ed elevato grado di porfiricità per la presenza di fenocristalli di leucite, anche centimetrici, e di clinopirosseno. L'unità raggruppa le lave denominate La Rocchetta, Fosso Tavolino e Le Pianacce da PALLADINO *et alii* (1994). Le differenze riscontrate in campagna fra queste diverse aree sono essenzialmente riconducibili al variabile grado di alterazione.

Le lave affiorano lungo il Fosso del Trescine, ad ESE di Piansano, ove sono osservabili per spessori superiori alla decina di metri (località La Rocchetta; Fig. 15), mostrando superiormente una facies brecciata di spessore metrico. Superiormente, un paleosuolo bruno ben sviluppato segna il passaggio alle unità piroclastiche inferiori del litosoma Latera (vedi sintema Barca di Parma), mentre inferiormente risultano indeterminate le relazioni stratigrafiche, non essendo mai esposta la base delle lave. Affiorano inoltre poco a SO, lungo Fosso Marano-Fosso Acquabianca



- Fig. 15 a-b Affioramenti delle successioni vulcaniche vulsine nell'area del Foglio 344 "Tuscania": a) porzione della successione in località La Rocchetta (6 km a SO di Capodimonte), mostrante le unità piroclastiche del litosoma Latera a tetto delle lave de La Rocchetta (Campi Vulsini) e le discontinuità stratigrafiche intercorrenti. D1 corrisponde alla superficie di inconformità che delimita i sintemi Biedano e Barca di Parma, rappresentata in questa località da un paleosuolo (p), espressione di uno hiatus temporale nell'attività eruttiva. D2 definisce il limite inferiore del subsintema Giraldo ed è rappresentata da una superficie di erosione ad alto rilievo che taglia le unità piroclastiche inferiori della successione di Latera fino all'unità lavica dei Campi Vulsini. L'ampio canale di erosione con sezione trasversale ad U è drappeggiato da sottili livelli di ceneri e lapilli fini da caduta e colmato da depositi da corrente piroclastica della formazione di Sorano (direzione di flusso verso la pagina; d=esempio di limite fra unità di flusso co-eruttive). Superiormente sono presenti depositi vulcanoclastici secondari (unità di Fosso la Tomba) delimitati a tetto e a letto da superfici di erosione blandamente ondulate (D3, D4);
- b) successione vulcanica affiorante 1 km ad E di Monte Cardone, che mostra l'intercalazione di depositi piroclastici dei Campi Vulsini e di Montefiascone, con a tetto l'estesa colata lavica di Fontana Murata. Sono inoltre indicate la superficie di erosione debolmente inclinata correlata al limite di sintema Barca di Parma (BP)-Fiume Fiora (FF) e altre discontinuità stratigrafiche a carattere locale, rappresentative di hiatus temporali nell'attività eruttiva, evidenziate da canali di erosione (freccia) e paleosuoli (p);



Fig. 15 c-d - Affioramenti delle successioni vulcaniche vulsine nell'area del Foglio 344 "Tuscania":
c) particolare della porzione superiore della formazione di Canino a La Rocchetta: le unità deposizionali da flusso e da caduta non mostrano evidenze di significative stasi temporali intercorrenti, come viceversa indica il paleosuolo che delimita a tetto la successione eruttiva;

d) l'orizzonte cineritico basale della formazione di Sovana (BUS), per la sua ampia diffusione areale e la caratteristica associazione con il paleosuolo bruno scuro a letto (limite dei subsintemi Ponte di Stenzano e Pian della Mariuccia), costituisce il più importante orizzonte guida del litosoma Latera.

(cfr. lave de Le Pianacce; PALLADINO *et alii*, 1994), come già menzionato a tetto delle lave di Fosso Acquabianca, e a S, in prossimità delle località di Mandria Casaletto e Le Tufare, raramente in parete e più spesso come detrito erratico nei campi coltivati o in corrispondenza di modeste alture. In queste zone, le lave si presentano in genere assai alterate e con gli evidenti fenocristalli di leucite più o meno analcimizzati. Verso E si rinvengono in buono stato di conservazione lungo la valle del Fiume Marta, all'altezza della Cartiera di Marta, inferiormente ad orizzonti pliniani più o meno rimaneggiati correlabili alle Pomici di Ponticello (**pp**). Infine, si ricollegano all'unità modesti lembi di lava di aspetto scoriaceo e piuttosto alterata, ad esfoliazione cipollare, affioranti poco a S del Lago di Bolsena fra Capodimonte e Monte Rosano (cfr. lave di Fosso Tavolino; PALLADINO *et alii*, 1994).

All'esame microscopico, presentano struttura da mediamente ad altamente porfirica, olocristallina, pilotassica, a luoghi glomerosertale, tessitura da isotropa ad orientata. La paragenesi intratellurica è rappresentata da leucite in megafenocristalli e fenocristalli a geminazione polisintetica (a luoghi analcimizzata), abbondanti fenocristalli e microfenocristalli di clinopirosseno, geminato a croce e zonato e a luoghi con tracce di corrosione, subordinati plagioclasio, in microfenocristalli geminati tipo Albite e Carlsbad, e sanidino, in fenocristalli e microfenocristalli geminati Carlsbad, magnetite in microfenocristalli e scarsa biotite alterata, occasionale olivina idiomorfa, incolore, con alterazione iddingsitica ai bordi. La pasta di fondo è costituita da sanidino, sia idiomorfo che pecilitico, plagioclasio aciculare, clinopirosseno e leucite allotriomorfa, in proporzioni variabili, e da scarse magnetite e mica bruna (biotite-flogopite).

Il chimismo, anche in accordo con PALLADINO *et alii* (1994), cade a cavallo dei campi fonolitico (La Rocchetta, Le Pianacce) e tefrifonolitico (Fosso Tavolino).

3.2.2.12. - Pomici di Ponticello (pp)

Si tratta di una successione di orizzonti di lapilli pomicei, ben classati, clasto-sostenuti, da caduta pliniana, esposti circa 3 km a S di Capodimonte, che nel presente lavoro vengono correlati ai *Ponticello Pumices* (NAPPI *et alii*, 1994), affioranti estesamente nel settore orientale vulsino (litosoma Bolsena-Orvieto) e in precedenza non segnalati a S del Lago di Bolsena.

L'orizzonte inferiore, affiorante in parte per uno spessore metrico, è costituito da lapilli pomicei grigio chiari-biancastri, di composizione trachitica, passanti verso l'alto ad un banco cineritico grossolano, coerente. L'orizzonte intermedio, dello spessore di 1,20 m, si caratterizza per una gradazione inversa-diretta e la coesistenza di una componente pomicea biancastra a leucite analcimizzata, prevalente per abbondanza e dimensioni (anche attorno al decimetro), con una grigio scura ed una intermedia striata a zone biancastre e grigio scure. Alle differenze riscontrate nell'aspetto macroscopico, corrisponde una zonazione composizionale, sia pur sempre nel campo delle latiti del diagramma TAS, in buon accordo con le analisi riportate da NAPPI et alii (1994). Gli inclusi litici, per lo più millimetrici, comprendono lave ed olocristallini a leucite, clinopirosseno e mica bruna. L'orizzonte superiore, dello spessore intorno al metro, è costituito da lapilli pomicei giallognoli, porfirici a leucite analcimizzata, alterati, a gradazione prevalentemente diretta. Esso sfuma ad un paleosuolo immaturo ricco di leucite analcimizzata su cui poggiano depositi vulcanoclastici secondari a granulometria cineritica, in lenti e livelli laminati, con intercalazioni di orizzonti di lapilli scoriacei o pomicei (spessore circa 3 m, non cartografabili), sottostanti l'unità della Cartiera di Marta.

Poco più a S, lungo il corso del Fiume Marta (all'altezza di Poggio Perazzetta), la successione pliniana si presenta localmente rimaneggiata in ambiente fluviale e stratigraficamente intercalata fra le unità laviche di La Rocchetta e Casale Quarticciolo.

Età radiometrica: 351,7±4 ka (NAPPI et alii, 1995).

3.2.2.13. - Lava di Casale Quarticciolo (LCQ)

Macroscopicamente presenta colore grigio scuro, elevata compattezza, grana molto fine e struttura tendenzialmente afirica; solo raramente sono presenti fenocristalli di leucite pecilitica con il clinopirosseno. Inferiormente è di norma caratterizzata da una facies scoriacea brecciata e superiormente da esfoliazione cipollare; a luoghi mostra fessurazione prismatico-colonnare (es. presso C.le della Piane, ENE di Tuscania).

Si estende con andamento circa N-S parallelamente al corso del Fiume Marta,

fin oltre la località di Casale Quarticciolo (SSE di Tuscania; vedi Foglio 354 "Tarquinia" e omonime lave di PALLADINO *et alii*, 1994); in una cava presso tale località si osservano i massimi spessori, dell'ordine dei 15-20 m. Affiora inoltre a S della S.P. Tuscanese (ad E di Tuscania), lungo il Fosso Pantacciano e Fosso Cadutella. Comunemente la lava poggia su di un paleosuolo ossidato termicamente sviluppatosi a tetto dei depositi vulcanoclastici dell'unità di **FAV** (Fig. 14). Localmente (Fiume Marta, all'altezza di Poggio Perazzetta), alla base della lava si ritrovano gli equivalenti rimaneggiati delle pomici di Ponticello (litosoma Bolsena-Orvieto), di età radiometrica confrontabile con quella di 356±15 ka ottenuta per le lava (cfr. Foglio 354 "Tarquinia"; FUNICIELLO *et alii*, in stampa). Localmente si osserva il contatto superiore, mediante un paleosuolo, con i prodotti della formazione di Canino (es. Mezzagna del Leone, C. Galeotti) o, tramite le vulcanoclastiti secondarie dell'unità di Roccarespampani, con le lave di Fontana Murata (Fosso Pantacciano).

All'analisi microscopica, la lave presenta struttura afirica, olocristallina e tessitura isotropa; più raramente si mostra subafirica, con tessitura intersertale. La paragenesi mineralogica è costituita da rari fenocristalli di clinopirosseno ferroaugitico, occasionalmente zonato e spesso alterato, plagioclasio geminato Albite e Albite-Carlsbad e leucite. La pasta di fondo è costituita da leucite, magnetite, clinopirosseno, plagioclasio, scarsa biotite e rara olivina iddingsitizzata. Il chimismo cade nel campo delle tefriti fonolitiche, al limite con quello delle fonoliti tefritiche, anche in accordo con quanto riportato da PALLADINO *et alii* (1994).

Età radiometrica: 356±15 ka (cfr. Foglio 354 "Tarquinia"; FUNICIELLO *et alii*, in stampa).

3.2.2.14. - Lave di Fontanile del Carpine (LFK)

Anche se il colore (da grigio chiaro a scuro) ed il grado di compatezza risultano ampiamente variabili in relazione al grado di alterazione, il loro aspetto macroscopico si caratterizza generalmente per la diffusa presenza di megafenocristalli anche centimetrici di leucite, pecilitica con il clinopirosseno e sovente analcimizzata, e per l'esfoliazione cipollare. Mostrano inoltre grana grossolana e variabile grado di bollosità. A luoghi i fenocristalli si presentano allineati in bande, conferendo alle lave una tessitura orientata.

Affiorano estesamente, definendo per inversione del rilievo dorsali subparallele ad andamento meridiano, ad O del Fiume Marta, fino al Fosso del Trescine ad O e la Sorgente S. Savino a S. Raggiungono i massimi spessori, valutabili nell'ordine di qualche decina di metri, nell'area di Fontanile del Carpine, ove risultano stratigraficamente sottostanti ai prodotti dell'unità della Cartiera di Marta. Le relazioni stratigrafiche di letto restano invece indeterminate. In sezione sottile la struttura di queste lave è scarsamente porfirica o più raramente afirica, olocristallina, glomerosertale; la tessitura è isotropa. La paragenesi intratellurica è costituita da sporadici megafenocristalli e fenocristalli di leucite, clinopirosseno verde o incolore, zonato e corroso, scarso plagioclasio in microfenocristalli; la pasta di fondo comprende magnetite, leucite, clinopirosseno e subordinati plagioclasio, sanidino e biotite. Il chimismo rientra nel campo delle tefriti fonolitiche (cfr. lave di Fontanile di Paolo di PALLADINO *et alii*, 1994, alle quali in gran parte corrispondono), anche se si osservano significative variazioni laterali imputabili alle abbondanze relative dei costituenti mineralogici e al diverso grado di alterazione.

In letteratura viene riportata per queste lave una datazione assoluta di 310 ± 3 ka (NICOLETTI *et alii*, 1979), che tuttavia mostra una certa incongruenza con la loro posizione stratigrafica nell'ambito del sintema Biedano.

3.2.2.15. - Unità di Poggio delle Forche (PFH)

Questa unità comprende depositi piroclastici attribuiti a diversi centri eruttivi minori localizzati ad O e SO di Capodimonte, le cui morfologie risultano in gran parte obliterate (\mathbf{PFH}_{a}).

L'edificio di Monte Rosano è costituito da banchi di lapilli, bombe (anche a crosta di pane) e blocchi scoriacei rosso-violacei, più o meno saldati e deformati (*spatter* di dimensioni anche decimetriche) e blocchi lavici, relativi ad una messa in posto per caduta da attività hawaiiano-stromboliana (cono di scorie e *spatter*). Nel complesso la componente juvenile, caratterizzata da fenocristalli di leucite, mostra una diminuzione del grado di porfiricità superiormente. Un campione di scoria prelevato superiormente presenta composizione chimica shoshonitica. Al di sopra di tali prodotti poggiano dei depositi vulcanoclastici derivanti dal rimaneggiamento della formazione di Canino, seguiti dalle piroclastiti della formazione di Grotte di Castro in giacitura primaria (litosoma Latera).

Nei dintorni della località Poggio delle Forche si identificano i prodotti relativi ad almeno due coni di scorie da attività stromboliana, la cui posizione stratigrafica risulta inferiore ai prodotti del centro eruttivo di Madonna del Monte (unità di Marta). Il centro ubicato a NE è rappresentato da banchi massivi, da incoerenti a saldati, di lapilli e blocchi scoriacei rosso vinaccia, di dimensioni anche decimetriche e talora deformati plasticamente (*spatter*), ricchi di fenocristalli di leucite analcimizzata anche centimetrici, associati a blocchi lavici. I prodotti scoriacei del centro a SSO si distinguono essenzialmente per lo scarso contenuto in fenocristalli di leucite; la loro composizione cade nel campo delle tefriti fonolitiche.

La modesta altura di Montecchio è costituita dai prodotti di un centro eruttivo in gran parte eroso, legati ancora ad un'attività di tipo stromboliano, che ha dato luogo alla messa in posto di banchi, dello spessore di 50-60 cm, di *spatter* arancio-violacei decimetrici, alternati a livelli, generalmente incoerenti, di lapilli scoriacei da fini a grossolani. La frazione juvenile si presenta macroscopicamente afirica. Le porzioni inferiori dell'edificio, in facies prossimale al punto di emissione, mostrano brecce ricche di bombe e blocchi scoriacei e lavici. Localmente, incanalati in paleovallecole incise sui versanti del cono di Montecchio, si osservano depositi vulcanoclastici secondari riconducibili al rimaneggiamento della formazione di Canino (non cartografabili).

Nei dintorni della Tenuta S. Maria (fra Montecchio e Capodimonte) si rinvengono *spatter* vinaccia o grigi anche decimetrici a leucite analcimizzata e blocchi lavici vescicolati in matrice rossastra argillificata (inoltre incontrati in sondaggio fino a 50 m di profondità), riferibili ad un centro eruttivo locale non più riconoscibile. Anche il modesto rilievo nei pressi della riva del lago, 1 km ad O del centro storico di Capodimonte, è probabilmente riconducibile ad un cono di scorie, anche se i relativi prodotti non sono più esposti per la diffusa antropizzazione.

Infine, immediatamente a SE del centro eruttivo di Monte Rosano, si osserva il tetto di un modesto lembo di lava grigio-violacea, altamente porfirica, per fenocristalli di leucite fino al centimetro, piuttosto alterata e ad esfoliazione cipollare (\mathbf{PFH}_{b}).

3.2.2.16. - Unità di Marta (UAA)

Appartengono a questa unità i prodotti di più centri eruttivi coalescenti (coni di scorie da attività stromboliana), allineati in senso NNE-SSO a partire dall'abitato di Marta (fig. 10). Un primo centro, in gran parte smantellato, è identificabile nei pressi del porticciolo di Marta, ove affiorano per qualche metro depositi, da massivi e saldati inferiormente a stratificati e debolmente coerenti superiormente, di lapilli, bombe e blocchi scoriacei rosso-vinaccia o grigio scuri, ricchi di litici di natura lavica (lave afiriche o porfiriche a leucite e/o clinopirosseno) (UAA_a). La presenza di scorie con dimensioni anche prossime al metro, deformate e con superfici a crosta di pane, e di diffusi blocchi balistici con impronte d'impatto identificano facies prossimali all'area craterica, oggi in buona parte sommersa. La componente scoriacea è prevalentemente afirica o subafirica per la presenza di scarsi fenocristalli millimetrici di leucite; la composizione chimica cade nel campo delle tefriti fonolitiche.

In generale, al microscopio, la componente juvenile dei diversi centri appartenenti all'unità di Marta è caratterizzata da struttura subafirica, ipocristallina o criprocristallina, o più raramente ipoialina; la paragenesi intratellurica è costituita da clinopirosseno e subordinata leucite; la pasta di fondo comprende leucite, clinopirosseno, plagioclasio, magnetite ed eventualmente vetro (sia tachilite che sideromelano). Immediatamente ad O dell'abitato, presso la località di Madonna del Monte, sono esposti i prodotti eruttivi da attività mista esplosiva-effusiva, che costituiscono un cono di scorie di tipo stromboliano (UAA_a), al quale si associa un dicco lavico che ha alimentato una colata lavica di modeste dimensioni (UAA_b).

I depositi sottostanti la colata lavica, esposti per uno spessore complessivo di oltre 4 m, consistono in una bancata cineritica rosata a leucite analcimizzata, seguita da un orizzonte decimetrico a lapilli pomicei biancastri da caduta e da ripetute bancate decimetriche di lapilli, bombe e blocchi scoriacei (di dimensioni anche decimetriche), clasto-sostenuti e a gradazione ritmica, da caduta stromboliana. Le scorie si presentano di colore da grigio a rosso vinaccia, a variabile grado di vescicolazione, in genere afiriche, o raramente subafiriche per fenocristalli millimetrici di leucite analcimizzata; la componente litica comprende essenzialmente blocchi di natura lavica più o meno arrotondati e ad esfoliazione cipollare (UAA_a).

In prossimità del santuario della Madonna del Monte, la successione ora descritta è attraversata da un dicco lavico, al quale si associa una colata lavica di modesta estensione e spessore superiore a 5 m (UAA_b). Quest'ultima presenta diffusa esfoliazione cipollare, strati scoriacei metrici a tetto e letto, ed appare disturbata da piccole faglie a rigetto decimetrico. All'osservazione macroscopica si mostra subafirica, per sporadici fenocristalli sialici, a luoghi vescicolata, di colore da grigio a violetto. Al microscopio la struttura è afirica, olocristallina, glomerosertale, la tessitura isotropa. La paragenesi mineralogica è rappresentata da prevalente leucite idiomorfa, abbondante clinopirosseno incolore, plagioclasio a geminazione polisintetica in medie quantità, magnetite e scarsi sanidino e biotite. La composizione chimica cade a cavallo dei campi delle tefriti fonoliti e delle fonoliti tefritiche (PALLADINO *et alii*, 1994).

La successione piroclastica a tetto della colata di lava è esposta per uno spessore intorno alla decina di metri nelle adiacenze del santuario (es. lungo il taglio stradale della S.P. Verentana). Essa comprende banchi di spessore da decimetrico a metrico di cineriti più o meno grossolane e coerenti, contenenti sporadici lapilli scoriacei fini grigi o giallognoli, superiormente intercalati ripetutamente a banchi di lapilli, bombe e blocchi scoriacei afirici e di colore grigio scuro, a gradazione ritmica, da caduta stromboliana, contenenti inclusi lavici balistici di dimensioni anche superiori al metro con impronte d'impatto. Nella porzione superiore si osservano un paio di orizzonti decimetrici a pomici grigio chiaro-giallognole da caduta, intercalati a bancate cineritiche, passanti infine ad un paleosuolo brunoaranciato ben sviluppato che segna il limite con la formazione di Canino. In particolare, uno degli orizzonti da caduta di spessore metrico, a scorie grigio scure ben vescicolate, a chimismo latitico, è correlabile fino alla località di Poggio delle Forche, ove si osserva la sovrapposizione sui depositi dell'omonima unità.

Immediatamente a S del rilievo di Monte di Marta, si rinvengono i prodotti prossimali relativi ad un terzo centro eruttivo (cartografati come UAA_a). Essi

consistono in depositi da massivi a stratificati e gradati, affioranti per spessori di circa 4 m, di lapilli, bombe e blocchi scoriacei rosso-mattone di dimensioni finanche dell'ordine del metro, che mostrano frequentemente forme appiattite e superfici a crosta di pane (*spatter*), relativi ad una messa in posto per caduta durante attività hawaiano-stromboliana. Macroscopicamente, le scorie si presentano porfiriche, a leucite analcimizzata millimetrica; chimicamente risultano delle tefriti fonolitiche. La componente litica è praticamente assente.

Infine, sul versante meridionale del Monte di Marta si rinvengono i prodotti di un altro centro eruttivo, stratigraficamente sovrastanti quelli dell'unità di Marta (cfr. unità della Cartiera di Marta).

3.2.2.17. - Unità della Cartiera di Marta (URT)

Appartengono a questa unità i prodotti legati all'attività di un centro eruttivo che si imposta in prossimità dell'attuale Cartiera di Marta, a sud dell'omonimo abitato, le cui morfologie risultano in gran parte obliterate. L'unità è caratterizzata da banchi di spessore decimetrico, da massivi a gradati, costituiti da lapilli scoriacei grigio-aranciati, porfirici a leucite, e litici lavici da millimetrici a centimetrici, da caduta stromboliana, associati superiormente (e spesso alternati) a cineriti fini e grossolane, più o meno coerenti, in livelli di spessore decimetrico, a laminazione piano-parallela ed ondulata, e in bancate massive di spessore metrico, contenenti scorie da millimetriche a centimetriche e lapilli accrezionari, derivanti da surge piroclastici di probabile origine idromagmatica (**URT**_a). Tali depositi affiorano con una discreta continuità, per spessori nell'ordine di qualche metro, in destra del Fiume Marta, fra le località di Monte di Marta e Mezzagna del Leone, a tetto dell'unità di Marta o delle Pomici di Ponticello o delle Lave di Fontanile del Carpine, e più limitatamente in sinistra idrografica (all'altezza della Cartiera di Marta), alla base delle Lave di Pian dei Palazzi. Le facies a carattere più prossimale (maggiore granulometria dei componenti, presenza di livelli di breccia con inclusi lavici balistici) sono esposte in prossimità della Cartiera di Marta, dove ai termini piroclastici è associata una colata lavica scoriacea, grigio scura, altamente vescicolata, con rari fenocristalli di leucite (**URT**_b).

Le scorie stromboliane, campionate in località Poggio Perazzetta, presentano composizione shoshonitica nel diagramma TAS.

3.2.2.18. - Lave di Casale Menegozzi Vecchio (MZH)

Presso la località di Casale Menegozzi Vecchio (angolo SE del Foglio), in corrispondenza di una cascata del Fosso Burleo, affiora per uno spessore parziale di alcuni metri una lava estremamente compatta, di colore grigio scuro, pressoché afirica, salvo la presenza di sporadici fenocristalli millimetrici di leucite e clinopirosseno. La posizione stratigrafica è inferiore alle vulcanoclastiti dell'unità di Roccarespampani. La lava può essere associata ad un centro eruttivo locale, testimoniato dall'affioramento nella medesima località di un bastione di bombe e blocchi scoriacei, anche decimetrici, di colore rosso mattone, da fontana hawaiiana (non cartografabile separatamente). Negli immediati dintorni si osserva il contatto di tetto con un'altra colata lavica a maggior grado di porfiricità per leucite analcimizzata, estesa fino a N della località Puntoni (non distinta cartograficamente).

Queste lave sono state considerate da Autori precedenti (cfr. Λ_4 del Foglio 137 "Viterbo" al 100.000, DERIU *et alii*, 1970; BERTINI *et alii*, 1971) come parte di un medesimo, vasto espandimento esteso fino alla località di Commenda (oltre il limite orientale del Foglio). Nel presente lavoro vengono invece distinte dalle lave di Commenda (**KCM**_b) sulla base delle caratteristiche composizionali e della posizione stratigrafica (cfr. anche lava di Casale Menegozzi Vecchio, VERNIA *et alii*, 1995).

Al microscopio, le lave mostrano struttura olocristallina, scarsamente porfirica, tessitura fluidale. I fenocristalli sono rappresentati da clinopirosseno e subordinati plagioclasio e leucite; in pasta di fondo sono presenti ancora clinopirosseno, leucite e plagioclasio, subordinata magnetite e scarsa biotite. Composizionalmente risultano shoshonitiche.

3.2.2.19 - Lave di Casale San Savino (VON)

All'osservazione macroscopica non sempre risultano agevolmente distinguibili da alcuni litotipi lavici circostanti (ad es. lava di Casale Quarticciolo), mostrando caratteristiche affini o transizioni graduali; sono state tuttavia distinte per alcune apprezzabili differenze chimico-mineralogiche, nonché sulla base di considerazioni stratigrafico-geocronologiche. Si presentano compatte, di colore grigio scuro, a grana da fine a grossolana, con diffusi fenocristalli di clinopirosseno e sporadica leucite in fenocristalli millimetrici o in glomeri pecilitici con il clinopirosseno. A luoghi mostrano superiormente diffuse vescicole allungate ed isoorientate. Affiorano lungo il Fiume Marta, all'altezza della località Castellaccio (con spessori parziali di almeno 2,5 m), ove risultano intercalate fra le lave di Fontanile del Carpine a letto, e le lave di Pian dei Palazzi a tetto, separate da esigui orizzonti debolmente pedogenizzati. Si rinvengono inoltre più a S lungo Fosso Acquarella, fra Sorgenti S. Savino e La Botte e in località San Savino-Sugareto.

All'osservazione microscopica, la struttura è porfirica, olocristallina, la tessitura isotropa. La paragenesi intratellurica è costituita da abbondante clinopirosseno e rara leucite, la pasta di fondo da abbondanti leucite e clinopirosseno, subordinati plagioclasio e magnetite, scarsi sanidino e biotite interstiziali. Il chimismo cade nel campo delle tefriti fonolitiche.

3.2.2.20 - Lave di Pian dei Palazzi (LZP)

Si presentano generalmente poco compatte e piuttosto alterate, di colore grigio chiaro, altamente vescicolate; caratteristica l'esfoliazione cipollare nella porzione inferiore, per uno spessore anche di 1,5 m. Presentano inoltre un livello scoriaceo basale dello spessore fino ad 1 m. Macroscopicamente mostrano alto indice di porfiricità per fenocristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e mica bruna di dimensioni millimetriche. Costituiscono un espandimento che si estende con andamento N-S, parallelamente al Fiume Marta, a partire dalla sponda meridionale del Lago di Bolsena, in prossimità di Marta (località Cornesse), fino alla località di Quadrinaro. Le lave affiorano solo localmente in parete con spessori massimi dell'ordine di qualche metro (ad es. in prossimità della cartiera di Marta), ma più comunemente come coltre detritica a blocchi e massi derivante dal disfacimento in situ. In particolare, lungo la sponda meridionale del Lago di Bolsena, in località Cornesse, la presenza di depositi di spatter da fontana hawaiiano-stromboliana associati, sembra indicare una zona prossimale al punto di emissione, probabilmente riconducibile ad una frattura (o sistema di fratture) ad andamento circa O-E. Queste lave risultano sovrapposte sia ai prodotti dell'unità della Cartiera di Marta, mediante contatto erosivo, sia alle unità laviche di La Rocchetta, Casale Quarticciolo e Casale S. Savino; risultano inoltre sottostanti la formazione di Canino.

Al microscopio presentano struttura porfirica, da ipo- a olocristallina, intersertale, tessitura isotropa e variabile grado di vacuolarità. Come fenocristalli, oltre alla leucite analcimizzata, sono presenti abbondante biotite (con evidenti patine di ossidazione ai bordi), clinopirosseno ferriaugitico, scarso plagioclasio labradoritico-bytownitico, scarsa titanomagnetite (in genere inclusa nel clinopirosseno), occasionale olivina in microfenocristalli iddingsitizzati, rara apatite. Nella pasta di fondo è presente sanidino pecilitico con clinopirosseno, plagioclasio e ossidi di ferro.

La composizione chimica cade fra i campi delle shoshoniti e latiti, anche secondo quanto riportato in PALLADINO *et alii* (1994).

3.2.2.21. - Unità di Villa Pianora (VYP)

Questa unità comprende i prodotti attribuiti ad un centro eruttivo di tipo stromboliano, ubicato in corrispondenza dell'altura di Villa Pianora, nell'abitato di Capodimonte, e in gran parte smantellato dall'erosione. I depositi in facies prossimale appaiono prevalentemente massivi e caotici, con lapilli, bombe e blocchi scoriacei finanche metrici, di colore grigio scuro, da scarsamente a ben vescicolati, contenenti fenocristalli millimetrici di mica bruna. Abbondanti, inoltre, sono i lapilli e blocchi litici di natura lavica e dimensioni anche superiori ad 1 m, localmente concentrati in letti o tasche. Tali depositi, esposti per uno spessore superiore alla decina di metri, poggiano su di una colata lavica che in questo lavoro viene correlata a quella di Tuscania. A tetto si ritrovano i prodotti della formazione di Grotte di Castro; la limitata estensione areale dei prodotti tuttavia non rende possibile la determinazione delle relazioni temporali con l'attività degli altri centri eruttivi appartenenti al sintema.

All'osservazione microscopica, le scorie mostrano struttura moderatamente porfirica, da ipoialina a ialina, tessitura isotropa. La paragenesi mineralogica fondamentale è costituita da fenocristalli di plagioclasio e biotite e subordinati clinopirosseno e magnetite; la composizione chimica cade nel campo delle latiti.

3.2.2.22. - Lava di Casale Marcello (LYM)

Si tratta di una lava da molto compatta a scoriacea al tetto, di colore grigio scuro, a grana fine, mediamente porfirica, per fenocristalli millimetrici di leucite (talora in glomeri) e clinopirosseno, esposta parzialmente per spessori intorno a 1,5-2 m lungo la sponda meridionale del Lago di Bolsena fra le località Fondaccio e Forcinella (fra Marta e Montefiascone). Anche se i rapporti stratigrafici non sono definibili nel dettaglio, essa risulta comunque sottostante all'importante unità piroclastica correlata all'attività iniziale del litosoma Montefiascone (ignimbrite basale di Montefiascone, **WIM**). All'osservazione microscopica presenta struttura a porfiricità medio-alta, da ipocristallina a ipocriptocristallina. La paragenesi mineralogica è rappresentata da fenocristalli di leucite, clinopirosseno e subordinato plagioclasio, ai quali si associa in pasta di fondo la magnetite. Chimicamente il litotipo cade nel campo delle tefriti fonolitiche.

3.2.2.23. - Lava di Forcinella (LLF)

Lava subaffiorante (o in massi) in un'area molto limitata nei pressi dell'omonima località, a ridosso della sponda sud-orientale del Lago di Bolsena. Si presenta compatta, di colore grigio scuro e grana grossolana, mediamente porfirica per fenocristalli di leucite vitrea intorno al millimetro e sporadico clinopirosseno. Di BATTISTINI *et alii* (2001) riportano un'associazione mineralogica del tutto atipica per il Distretto Vulsino, caratterizzata, oltre alla dominante presenza di leucite, dalla cospicua presenza di melilite e ossidi di Fe-Ti, ai quali si accompagnano olivina, clinopirosseno, carbonati magmatici e tracce di flogopite. Secondo l'analisi chimica degli stessi autori, il litotipo cade nel campo delle foiditi. Nel presente lavoro, l'osservazione microscopica mostra una struttura ad elevato grado di porfiricità (30-40%), per fenocristalli di leucite prevalente e clinopirosseno corroso; la pasta di fondo, olocristallina, è costituita da leucite, clinopirosseno, un sialico indeterminato, mica bruna, melilite in plaghe interstiziali; è presente inoltre calcite di probabile origine secondaria.

3.2.2.24. - Lava di Fosso del Maltempo (KFM)

Questa lava mostra elevata compattezza, colore grigio scuro, grana grossolana ed incipiente vescicolazione nella porzione superiore; macroscopicamente si distinguono fenocristalli anche millimetrici di clinopirosseno, diffuso, sporadica leucite e rara olivina. Affiora parzialmente per uno spessore di almeno 4 m sul *talweg* dell'omonimo fosso, ad est del Lago di Bolsena, al confine orientale del Foglio. Poco più a sud si rinviene limitatamente anche lungo Fosso Bronzino. Stratigraficamente risulta sottostante i prodotti piroclastici dell'unità della Gabelletta (**GBL**).

Al microscopio mostra grado di porfiricità medio-alto, con pasta di fondo ipocristallina ben sviluppata e tessitura isotropa. I fenocristalli sono rappresentati prevalentemente da clinopirosseno salitico zonato e magnetite parzialmente riassorbita. La pasta di fondo include prevalente leucite, con inclusioni fluide e di *melt*, abbondanti clinopirosseno augitico, sanidino (interstiziale o a volte pecilitico) e orneblenda bruna, rari plagioclasio e olivina con orlo iddingsitico.

La composizione chimica è K-basaltica ed è contraddistinta dai valori più elevati di CaO e MgO e più bassi in Al₂O₃ fra le vulcaniti affioranti nel Foglio.

3.2.2.25. - Lave di Podere S. Antonio (KSA)

Affiorano in parete con spessori anche superiori alla decina di metri lungo la sponda del Lago di Bolsena, al limite nord-orientale del Foglio, ove sono frequentemente interessate da intensi fenomeni di alterazione idrotermale, assumendo colorazione biancastra, ed associate alla deposizione di travertini. Ove meno alterate si presentano compatte, di colore grigio scuro, afanitiche. Stratigraficamente risultano inferiori all'unità della Gabelletta (**GBL**). Localmente poggiano su depositi piroclastici e argilloso-limosi lacustri, estesamente travertinizzati (non cartografati per l'esiguo spessore), facenti parte dei tufi basali vulsini *Auct.* del settore orientale (cfr. Gruppo di Civita di Bagnoregio, **XV**, del Foglio 345 "Viterbo"). Il chimismo ricade nella porzione inferiore del campo delle tefriti fonolitiche, al limite con le tefriti.

Fanno parte di una serie di colate laviche associate al sistema di faglie a gradinata ad andamento N-S che borda la sponda orientale del Lago di Bolsena (cfr. Foglio 345 "Viterbo) e collegate al collasso calderico dell'ampia depressione.

3.2.2.26. - Unità della Gabelletta (GBL)

E' costituita da una successione piroclastica comprendente orizzonti di lapilli scoriacei grigi da caduta stromboliana, di spessore decimetrico, alternati a depositi cineritici da fini a grossolani, di spessore metrico, a variabile grado di consolidazione, da massivi a stratificati ed a laminazione piano-parallela, contenenti lapilli scoriacei grigi microvescicolati, da *surge* piroclastico, con intercalati livelli e lenti di brecce litiche a clasti prevalentemente lavici. La successione (correlabile ai tufi basali vulsini *Auct. p.p.* del settore orientale vulsino; cfr. Gruppo di Civita di Bagnoregio, **XV**, del Foglio 345 "Viterbo") affiora lungo la sponda orientale del Lago di Bolsena, al limite orientale del Foglio, con spessori complessivi valutabili nell'ordine delle decine di metri. La posizione stratigrafica è superiore alle lave di Fosso del Maltempo e di Podere S. Antonio, con le quali condivide l'attribuzione all'attività dei Campi Vulsini, ed inferiore all'ignimbrite basale di Montefiascone (**WIM**).

Localmente, presso Fosso del Maltempo, è presente intercalato un deposito massivo a scorie nere, da centimetriche a decimetriche, talora ossidianacee, contenenti diffusa leucite analcimizzata, presente anche nella matrice cineritica, da *scoria flow* (spessore 2-3 m, cartograficamente non distinto), associato lateralmente a lenti ricche di inclusi litici, prevalentemente lavici, centimetrici. La composizione chimica della componente scoriacea è trachitica. Le caratteristiche di terreno e il chimismo suggeriscono una possibile correlazione con la successione eruttiva dell'*ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio* (333,0±3,8 ka, NAPPI *et alii*, 1995; 296±4-294±7 ka, TURBEVILLE, 1992b), il più importante evento esplosivo del litosoma Bolsena-Orvieto, i cui prodotti non erano stati finora segnalati in questo settore. Questa interpretazione è in accordo con quanto riportato anche nel Foglio 345 "Viterbo" per affioramenti adiacenti (cfr. **WOB**). Il deposito è interessato a tetto da una superficie di erosione articolata in canali, riempiti da depositi vulca-noclastici secondari a scorie nere finanche prossime al metro.

Su questa base, l'intervallo stratigrafico pertinente a GBL si estende anche alla porzione inferiore del sintema Barca di Parma.

3.3. - SINTEMA BARCA DI PARMA (BPM)

Il limite inferiore del sintema Barca di Parma lungo la costa tirrenica laziale coincide con una superficie di erosione che si sviluppa durante una fase di caduta del livello del mare, convenzionalmente corrispondente allo stadio isotopico 10 (SHACKLETON *et alii*, 1990; SHACKLETON, 1995; fig. 12). Tale superficie lungo costa è eterocrona e arriva ad incidere i terreni sottostanti fino alla Pietraforte (DE RITA *et alii*, 2002). Nella parte meridionale dell'area rilevata, le unità laviche precedentemente descritte, ricondotte all'attività dei Campi Vulsini e al sintema Biedano, sono ricoperte da una diffusa successione vulcanoclastica secondaria (cfr. unità di Roccarespampani, **RSP**), depostasi in un sistema di drenaggio a treccia facente parte del Bacino di Tuscania (LOCARDI & MOLIN, 1974) durante una fase di alto livello di stazionamento del mare corrispondente allo stadio isotopico 9. Tuttavia, in questo periodo, l'apporto di materiale vulcanoclastico verso la costa fu relativamente resistenti all'erosione (DE RITA *et alii*, 2002).

Verso le aree vulcaniche più interne, attorno all'attuale Lago di Bolsena e alla Caldera di Latera, la successione vulcanoclastica secondaria viene sostituita da uno spesso paleosuolo maturo, che separa le predette lave dai depositi piroclastici delle maggiori eruzioni esplosive iniziali del litosoma Latera (cfr. formazione di Canino; fig. 15). Tale paleosuolo, che indica un'importante stasi nell'attività eruttiva senza che sia intervenuta una significativa fase erosiva, costituisce la sola evidenza di una discontinuità stratigrafica (definibile come diastema) che permette l'estrapolazione dell'inconformità limite di sintema riconosciuta lungo costa. Le caratteristiche del suolo e l'evidenza di uno scarso sviluppo della vegetazione (come testimonia l'assenza di impronte o resti vegetali nei depositi da corrente piroclastica direttamente sovrastanti) appare compatibile con condizioni climatiche fredde e semiaride durante la parte iniziale del penultimo stadio glaciale (Antepenultimate Glacial Stage). Il corrispondente periodo inter-eruttivo segna un nuovo importante cambiamento della composizione dei magmi emessi e dello stile eruttivo: il vulcanismo nel periodo corrispondente al sintema Barca di Parma appare infatti caratterizzato dall'instaurarsi dell'attività altamente esplosiva del vulcano centrale di Latera, alimentata da magmi più evoluti (trachiti e fonoliti), nonché dalle fase eruttiva relazionata ad un precoce collasso calderico del vulcano centrale di Montefiascone (cfr. ignimbrite basale di Montefiascone, WIM). La superficie di tetto del sintema viene correlata allo stadio isotopico 8. In assenza di chiare e riconoscibili discontinuità stratigrafiche di ordine inferiore, non si è ritenuto opportuno suddividere il sintema Barca di Parma in subsintemi.

Le unità vulcaniche affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" appartenenti al sintema Barca di Parma, comprendono principalmente prodotti piroclastici correlati ai litosomi Latera, Montefiascone e Campi Vulsini e subordinate lave dei Campi Vulsini. Fatta eccezione per le unità di Latera, ampiamente diffuse soprattutto nel settore occidentale del Foglio, le altre unità vulcaniche affiorano essenzialmente ad est del Fiume Marta.

3.3.1. - Unità di Roccarespampani (RSP)

Nel presente Foglio è costituita da una successione di depositi da ghiaiososabbiosi a limo-argillosi. Risultano prevalenti facies lacustri e palustri caratterizzate dalla presenza di gusci di molluschi dulcicoli, anche abbondanti, come nella località Castello del Cardinale dove sono presenti anche livelli diatomitici. Frequenti sono anche le facies fluviali contraddistinte dalla presenza di clasti arrotondati di origine vulcanica (principalmente pomici e scorie e subordinati inclusi lavici) che localmente assumono un aspetto sottilmente stratificato con strutture trattive a laminazione piano-parallela e incrociata. Localmente alle facies fluviali si intercalano livelli pedogenizzati ed orizzonti di lapilli scoriacei o pomicei da caduta (come ad esempio lungo la S.P. Tuscanese, all'altezza della località Cipollaretta, o a Fosso Pantacciano), che in genere mostrano tuttavia una modesta continuità laterale anche alla scala dell'affioramento a causa di diffusi fenomeni di rimaneggiamento. Fra questi particolarmente distintivo è un orizzonte di pomici da caduta zonato, che nonostante lo spessore soltanto centimetrico presenta una dispersione areale relativamente ampia compresa fra Casale Menegozzi Vecchio a N e Fosso delle Doganelle a S. Infine, tipica della porzione superiore di questa unità è una facies sabbiosa-limosa sottilmente stratificata, con abbondante analcime. Nel complesso, l'unità mostra alcune caratteristiche comuni a quelle dell'unità di Fosso delle Favole (FAV), anche per quanto riguarda gli ambienti ed i meccanismi di deposizione.

L'unità di Roccarespampani affiora diffusamente e con i maggiori spessori nella porzione meridionale del Foglio, fra S. Giuliano e il Fosso Leia (cfr. Bacino di Tuscania, DE RITA *et alii*, 2002). Spessori massimi complessivi di circa 20 m si osservano lungo il Fosso del Catenaccio. Tuttavia, in base ai dati di sondaggio ricavati dai pozzi per irrigazione presenti nei dintorni del Fosso Pantacciano, è possibile stimare uno spessore non inferiore ai 30 m. A N di Tuscania la successione affiora solo sporadicamente e con spessori al massimo di qualche metro (ad es., presso la S.P. Piansanese, Fosso Coperchio, Fornacella Tornina, Mezzagna del Leone, Castellaccio).

L'intervallo stratigrafico è compreso tra le unità laviche dei Campi Vulsini (es. lave di Casale Quarticciolo, Tuscania o Fontanile del Carpine), alla base, e la formazione di Canino (**CNK**, litosoma Latera) a tetto, anche se localmente, come ad esempio lungo il Fosso delle Sugherelle (poco a N della S.P. Tuscanese), al di sopra di una evidente superficie erosiva, poggia direttamente il Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (**WIC**).

Sulla base delle relazioni stratigrafiche con le unità vulcaniche riscontrate nel presente lavoro, localmente non vi è perfetta corrispondenza con l'omonima unità del Foglio 354 "Tarquinia". In particolare, alcune aree al confine con il suddetto Foglio sono state cartografate, anziché come **RSP**, come unità vulcanoclastiche più recenti (cfr. **PVK** e **FTO** introdotte nel Foglio 344 "Tuscania").

Età: Pleistocene medio *p.p.*

3.3.2. - Unità di Monte Cardone (MKA)

L'unità raggruppa una successione piroclastica relativa a diversi centri eruttivi minori associati ai Campi Vulsini, di ubicazione incerta o dalle morfologie scarsamente preservate, esposta estesamente tra il Fiume Marta e il limite orientale del Foglio, a partire dalla sponda meridionale del Lago di Bolsena fino a S alla S.P. Tuscanese. L'intervallo stratigrafico di pertinenza è esteso, oltre al sintema Barca di Parma, a parte del successivo sintema F. Fiora. L'unità in questione si intercala con le unità piroclastiche de La Scarpara (SKA) e di Casale Pisello (KPS) e con le unità laviche di Colle Serpepe (LRP), Casale Guidozzo (LCZ) e Fontana Murata (LMU), ancora correlate ai Campi Vulsini; inoltre si interdigita a vari livelli con i prodotti di Montefiascone (ignimbrite basale di Montefiascone, cfr. WIM; gruppo di Fastello, cfr. XM) e, localmente, con XV del Foglio 345 "Viterbo".

I depositi sono costituiti da livelli o banchi a gradazione multipla, di spessore da centimetrico ad oltre 1 m, di lapilli, bombe e blocchi scoriacei, a vario grado di vescicolazione, contenenti inclusi litici lavici, da caduta stromboliana, alternati a depositi cineritici, da massivi a laminati, dello spessore da decimetrico a metrico, contenenti minute pomici, da surge piroclastico; l'intercalazione di livelli di tufi vescicolati e di livelli cineritici a frustoli vegetali e lapilli accrezionari, indica una probabile natura idromagmatica (MKA_a). La successione descritta è a luoghi esposta per spessori anche superiori ai 6 m (es. Monte Cardone, Colle Salario e dintorni); la locale intercalazione di brecce ricche di litici lavici anche decimetrici, con sporadiche strutture da impatto, indica la relativa prossimalità alle bocche eruttive (es. 2 m di spessore a Colle Salario). Mineralogicamente si segnala la diffusa presenza di leucite analcimizzata. A diversi livelli (ad es. ancora nell'area di Monte Cardone e Colle Salario o, poco più a N, in località Staccionata) sono presenti inoltre orizzonti decimetrici di pomici da caduta, di incerta correlazione, e vulcanoclastici secondari. Infine vengono cartografati nell'ambito di questa subunità anche dei depositi cineritici giallognoli, massivi, da debolmente coerenti a zeolitizzati, con uno spessore osservato anche superiore a 2,5 m, contenenti minute pomici biancastre, sporadica leucite analcimizzata, diffuso clinopirosseno, inclusi lavici centimetrici dispersi e abbondanti lapilli accrezionari; in alcuni casi

sono presenti livelli particolarmente ricchi di cristalli (sanidino, clinopirosseno, mica bruna) ed inclusi olocristallini e sedimentari (argilliti, calcari), di dimensioni attorno al centimetro. Tali depositi, attribuiti ad una messa in posto da *ash flow*, si rinvengono dalla località di Poggio Scotta, a tetto dell'orizzonte pliniano *Pumice fall C* (vedi formazione di Canino, **CNK**), fino ad un paio di km più a S.

Il centro eruttivo meglio identificabile, per le facies di scorie e *spatter* da caduta hawaiiano-stromboliana a carattere prossimale e le morfologie relativamente ben conservate, è localizzato in corrispondenza del rilievo di Monte Leano. All'osservazione microscopica, la componente juvenile di tale centro si presenta altamente vescicolata, subafirica, con rari fenocristalli di clinopirosseno, biotite e leucite analcimizzata; la pasta di fondo, vetrosa, è intensamente alterata. La composizione chimica cade nei campi delle shoshoniti e delle tefriti fonolitiche. A questo centro sono associate modeste lave in colata, grigio scure, compatte, afiriche (**MKA**_b), la cui composizione cade al limite superiore del campo trachibasaltico del diagramma TAS alla luce delle analisi riportate in VERNIA *et alii* (1995).

Infine, superiormente si intercala alla successione un deposito massivo a lapilli e blocchi scoriacei neri anche decimetrici, a leucite analcimizzata, talora nastriformi, in matrice cineritica, da colata piroclastica; sono inoltre presenti litici lavici e sedimentari di dimensioni da millimetriche a centimetriche (**MKA**_c). Quest'ultimo deposito affiora, per uno spessore parzialmente osservabile di pochi metri, nei dintorni di Monte Cardone, fra la S.P. Verentana e la località Campo di Dio; poggia, separato da vulcanoclastiti secondarie di origine fluviale, sull'ignimbrite basale di Montefiascone (cfr. **WIM**) o sui prodotti stromboliani di Monte Leano; a tetto, un paleosuolo poco sviluppato o ancora un orizzonte vulcanoclastico secondario lo separa da depositi da *surge* piroclastico della stessa unità.

BROCCHINI *et alii* (2000) riportano una datazione assoluta di 313,9±4,8 ka per un deposito da colata piroclastica a composizione trachitica, in località Grotta delle Monache, in un'area cartografata come MKA_a nel presente lavoro. Tale età può essere ritenuta almeno parzialmente rappresentativa della porzione inferiore della successione **MKA_a**.

3.3.3. - Unità de La Scarpara (SKA)

L'unità è costituita da un deposito massivo, a matrice cineritica rossastra, a tratti litoide per zeolitizzazione, contenente lapilli e blocchi scoriacei neri, nastriformi, di dimensioni anche decimetriche, ben vescicolati, a leucite analcimizzata, a luoghi isoorientati o addensati in lenti e lapilli litici fini di natura lavica, olocristallina e sedimentaria (argilliti e areniti termometamorfosate). Affiora a SE di Marta, fra l'omonima località e Pian del Fontanile, con spessori parziali di ordine metrico. Corrisponde all'Ignimbrite della Scarpara (VERNIA *et alii*, 1995) e alla porzione inferiore della Sequenza piroclastica di Valle del Ceraso *p.p.* (PALLA-DINO *et alii*, 1994). Stratigraficamente risulta intercalata nella porzione inferiore dell'unità di Monte Cardone, separata alla base da un contatto erosivo e sottostante all'unità di Casale Pisello (come si osserva ad es. lungo il fosso fra Casale Guidozzo e Prato delle Grazie). Localmente (dintorni della località Scarpara), l'unità passa superiormente tramite un paleosuolo bruno-arancio all'ignimbrite basale di Montefiascone (**WIM**).

Infine, viene correlata a **SKA** una piroclastite analoga affiorante in località Casale Lognazzo al di sotto delle lave di Commenda (**KPS**).

3.3.4. - Unità di Casale Pisello (KPS)

Comprende depositi piroclastici massivi, da poco a mediamente coerenti, a matrice cineritica avana-grigio chiaro, riferibili ad almeno due unità di flusso. La componente juvenile è rappresentata da pomici biancastre fibrose e grigiastre microvescicolate, che raggiungono al massimo dimensioni centimetriche, contenenti cristalli di leucite analcimizzata (diffusa anche nella matrice) e clinopirosseno. I lapilli pomicei possono anche localmente prevalere sulla matrice cineritica, ove i depositi risultano incanalati in paleodepressioni. La componente litica comprende inclusi lavici, sedimentari (*flysch*) ed olocristallini. I depositi si caratterizzano inoltre per la presenza di impronte di tronchi d'albero e altri resti vegetali. Alla base si individua un livello cineritico di spessore centimetrico, pervaso da ossidi di ferro e contraddistinto da laminazione ondulata.

Si rinviene in affioramento in lembi isolati a SE di Marta, presso le località di Casale Pisello e Campo S. Lorenzo e nel fosso fra Casale Guidozzo e Campo delle Grazie (cfr. anche *Ignimbrite di Case Pisello*, VERNIA *et alii*, 1995).

Lo spessore massimo, dell'ordine della dozzina di metri, si osserva in corrispondenza di paleodepressioni (es. presso l'omonima località). La posizione stratigrafica risulta sovrastante l'unità de La Scarpara, salvo l'intercalazione di prodotti di centri locali (cfr. unità di Monte Cardone). In particolare, fra Casale Guidozzo e Prato delle Grazie, l'unità considerata poggia su una superficie di erosione ad alto rilievo che taglia i prodotti dell'unità di Monte Cardone, a loro volta sovrastanti l'unità de La Scarpara. A tetto si osserva la sovrapposizione ancora delle piroclastiti dell'unità di Monte Cardone (es. presso Casale Pisello) o delle unità laviche di Commenda (cfr. $\mathbf{KCM}_{\mathbf{b}}$; es. Fosso del Catenaccio all'altezza di Casale Pisello e Casale Lognazzo) e Fontana Murata (cfr. \mathbf{LMU} ; fosso fra Casale Guidozzo e Campo delle Grazie).

BROCCHINI *et alii* (2000) riportano per l'unità ora descritta (cfr. *Case Pisello pyroclastic flow*) un chimismo fonolitico ed un'età radiometrica di 286,0±4,3 ka.

3.3.5. - Ignimbrite basale di Montefiascone (WIM)

La porzione basale dell'unità comprende un livello cineritico dello spessore di circa 15 cm, contenente lapilli scoriacei biancastri ben vescicolati, di dimensioni massime di un paio di cm, con a tetto un livello di lapilli pomicei biancastri anche centimetrici, da caduta (spessore 5 cm). Segue un deposito cineritico incoerente, con laminazione da piano-parallela ad incrociata e sciami di lapilli accrezionari, di spessore metrico, da flusso piroclastico, che passa gradualmente verso l'alto ad una facies massiva, di aspetto peperinoide, a matrice cineritica da fine a grossolana, frequentemente litoide e a fratturazione concoide per zeolitizzazione e/o cementazione, ricca di lapilli scoriacei fini tondeggianti, da giallognoli a grigio scuri e di lapilli litici lavici e sedimentari (calcari e argilliti), di dimensioni fino alla decina di cm; sono presenti inoltre inclusi olocristallini microgranulari a leucite e clinopirosseno (tipo Italiti). Localmente, alla base della porzione zeolitizzata, si osservano impronte di fusti d'albero fluitati. Gli spessori massimi osservati in campagna, che in massima parte si riferiscono alla porzione zeolitizzata, sono dell'ordine della decina di metri (es. dintorni di Casale Pizzicagno), ma spessori di diverse decine di m sono stati attraversati da un pozzo per scopi idrici presso la località Savignone (S.P. Verentana). L'area di affioramento comprende la parte più orientale del Foglio 344 "Tuscania", a ridosso della sponda sud-orientale del Lago di Bolsena (C.le Mocini) e tra la riva meridionale del lago e le località di Scarpara e Grotta delle Monache; un affioramento isolato si rinviene inoltre lungo il Fosso Leia, presso l'angolo SE del Foglio (spessore circa 2 m). In particolare, nell'area compresa fra Campo di Dio e Fosso del Gualazzo, il deposito è contraddistinto verso la base da una zona a concentrazione di litici di natura lavica. calcarea e marnosa, comunemente termometamorfosati, di dimensioni anche del decimetro. In aree prossimali all'attuale bordo calderico di Montefiascone (es. C.le Mocini) la piroclastite, prevalentemente di aspetto peperinoide e spessore nell'ordine della decina di metri, contiene diffusi blocchi e massi lavici anche metrici. In particolare, si osserva un affioramento metrico di lava grigio scura e compatta (non cartografabile), probabilmente riconducibile al substrato deposizionale, che presenta una composizione chimica shoshonitica, al limite con la trachibasaltica. L'unità in esame corrisponde alla parte superiore della Sequenza piroclastica di Valle del Ceraso p.p. (PALLADINO et alii, 1994) e alle unità di Case Pratalano p.p. e di Campo Grande p.p (VERNIA et alii, 1995). Il nome adottato in questa sede ricalca la denominazione originaria di MARINI & NAPPI (1986), costituendo la più antica unità piroclastica in affioramento attribuibile al litosoma Montefiascone.

Al microscopio, la piroclastite risulta costituita da fenoclasti submillimetrici e millimetrici di clinopirosseno augitico e ferriaugitico, leucite, sanidino e rara biotite, abbondanti litici accessori (piroclastiti zeolitizzate, lave a leucite a variabile grado di alterazione, olocristallini cumulitici a paragenesi gabbromonzonitica) e rari accidentali (marnosi), immersi in una matrice cementata di colore nerorossastra, del tutto opacizzata per devetrificazione in ossidi di ferro e altri minerali epigenici.

Nell'area del Foglio, l'unità è separata alla base da un paleosuolo di spessore decimetrico dalle unità piroclastiche de La Scarpara o di Monte Cardone. A tetto, separati da un paleosuolo poco sviluppato, in genere si ritrovano ancora i prodotti dell'unità di Monte Cardone, a loro volta passanti superiormente alle lave di Fontana Murata. Lungo il Fosso Leia si osserva invece la sovrapposizione delle vulcanoclastiti dell'unità di Roccarespampani. Inoltre, alla luce di risultanze stratigrafiche nell'adiacente Foglio 345 "Viterbo", l'ignimbrite basale di Montefiascone è sottostante alla formazione della Berlina (cfr. **WBE**), o *ignimbrite di Montefiascone* (VERNIA *et alii*, 1995), per la quale, nella cava di Capo Bianco, BROCCHINI *et alii* (2000) hanno ottenuto un'età radiometrica di 254,5±8,0 ka, nonché al *Pumice fall C* della formazione di Canino. Su questa base è possibile attribuire a **WIM** un'età compresa fra circa 286 e 254 ka.

3.3.6. - Gruppo di Fastello (XM)

E' costituita da una successione piroclastica stratigraficamente compresa fra l'ignimbrite basale di Montefiascone (WIM) e l'unità di Commenda (KCM; sintema Fiume Fiora), riferibile al litosoma Montefiascone (tufi mediani Auct.). Nel Foglio 344 "Tuscania" la successione è osservabile sui rilievi che bordano l'angolo sud-orientale del Lago di Bolsena, con spessori parziali di ordine metrico, ed è particolarmente ben esposta lungo la S.P. Verentana, all'altezza della località Poggio di Sotto. Comprende depositi cineritici grossolani, di colore grigio, per lo più incoerenti o debolmente coerenti, localmente cementati e di aspetto peperinoide, sia massivi che a laminazione piano-parallela e incrociata e con strutture duniformi a basso angolo. La componente juvenile è rappresentata da lapilli scoriacei neri poco vescicolati, ricchi di leucite analcimizzata, diffusa anche nella matrice insieme alla mica bruna e al clinopirosseno. La componente litica è costituita da blocchi lavici anche decimetrici, localmente con impronte da impatto balistico, inclusi granulari olocristallini (tipo italite) e sedimentari (calcari, argilliti). La messa in posto è riferibile prevalentemente a surge piroclastici idromagmatici; frequenti le alternanze con livelli di lapilli scoriacei da caduta stromboliana e livelli di brecce litiche. In località Poggio Scotta, i prodotti dell'unità in esame appaiono sottostanti all'orizzonte pliniano Pumice fall C (cfr. formazione di Canino, CNK), permettendo così di stabilire una correlazione fra i litosomi Latera e Montefiascone.

3.3.7. - Lave di Colle Serpepe (LRP)

Si presentano di compattezza litoide (salvo un livello scoriaceo basale), anche ove localmente smembrate in massi erratici, di colore grigio scuro, altamente porfiriche per diffusi fenocristalli femici e sparsi fenocristalli di leucite pecilitica con il clinopirosseno. Affiorano ad E del Fiume Marta in lunghe lingue ad andamento circa N-S, fra la S.P. Verentana e la località Branconio; in corrispondenza di quest'ultima località si stima uno spessore massimo nell'ordine dei 20 m. Queste lave poggiano al di sopra dei prodotti piroclastici dell'unità di Monte Cardone o direttamente sull'ignimbrite basale di Montefiascone. Di norma la loro superficie superiore costituisce il piano campagna; restano pertanto indeterminate le relazioni stratigrafiche di tetto.

Al microscopio mostrano struttura porfirica, olocristallina e tessitura isotropa. I fenocristalli sono costituiti da abbondanti clinopirosseno e olivina (con bordi iddingsitici), scarsa leucite. La pasta di fondo contiene prevalente clinopirosseno, subordinate leucite, magnetite e olivina e occasionale biotite.

La composizione chimica, determinata su campioni prelevati da affioramenti settentrionali (Felcetone, Pian di Livio) cade nel campo delle tefriti, in buon accordo con quanto riportato da PALLADINO *et alii* (1994) per la località tipo di Colle Serpepe.

3.3.8. - Lave di Casale Guidozzo (LCZ)

Di colore grigio scuro, ad elevata compattezza e a luoghi vacuolari, macroscopicamente presentano una struttura altamente porfirica per diffusi fenocristalli di clinopirosseno e olivina e sparsi fenocristalli di leucite ialina di dimensioni millimetriche. Costituiscono una dorsale ad andamento circa N-S ad E del Fiume Marta, fra la località omonima a N e Ponton del Bibbio a S. In quest'ultima località, ove presenta spessore di ordine metrico, si osserva la sovrapposizione sulla lava di Casale Quarticciolo, mediante l'intercalazione di un paleosuolo e delle piroclastiti dell'unità di Monte Cardone. Le relazioni stratigrafiche di tetto non sono invece definibili.

All'analisi microscopica le lave sono caratterizzate da struttura porfirica, intersertale e tessitura isotropa. La paragenesi intratellurica è rappresentata da abbondante clinopirosseno, subordinate olivina e leucite; la pasta di fondo è costituita da clinopirosseno, leucite, plagioclasio e scarsa magnetite. La composizione chimica cade nel campo dei trachibasalti, anche in accordo con PALLADINO *et alii* (1994).

3.3.9. - Formazione di Canino (CNK)

Raggruppa i depositi piroclastici corrispondenti all'omonima formazione di VEZZOLI *et alii* (1987) (o *Unità eruttiva di Canino*, PALLADINO *et alii*, 1994), riferibili al primo grande evento eruttivo a carattere esplosivo del litosoma Latera, ai quali per esigenze cartografiche vengono accorpati i prodotti di un evento precedente di minore entità del medesimo litosoma. La formazione è in genere delimitata a letto da un potente paleosuolo bruno ampiamente diffuso, sviluppatosi a tetto delle diverse unità laviche del subsintema Piano di Mola (Fig. 15). Su di esso poggia una successione piroclastica costituita da almeno due orizzonti di lapilli pomicei giallognoli, di spessore decimetrico (al massimo 40 cm), con litici anche centimetrici prevalentemente di natura lavica, da caduta pliniana (cfr. *Pumice fall A*, PALLADINO & AGOSTA, 1997), alternati a livelli e banchi cineritici massivi da corrente piroclastica, di spessore da decimetrico all'ordine del metro, contenenti lapilli fini pomicei e litici sparsi o localmente organizzati in letti o sciami. Questa porzione inferiore della formazione è meglio esposta a ESE di Piansano, fra le località di La Rocchetta e Fontanile del Carpine.

Superiormente, un orizzonte pedogenizzato immaturo segna il passaggio alla successione relativa all'evento eruttivo di Canino propriamente definito, a sua volta comprendente diverse unità deposizionali. Fra queste, le più importanti per diffusione areale sono rappresentate inferiormente da orizzonti di pomici da caduta pliniana (cfr. Pumice fall B, PALLADINO & AGOSTA, 1997), intercalati o passanti superiormente a depositi pomicei massivi da colata piroclastica (cfr. Pianiano flow unit, PALLADINO & VALENTINE, 1995). I depositi pliniani che aprono la successione eruttiva comprendono un orizzonte inferiore (*Pumice fall lower B*, PALLADINO & AGOSTA, 1997) ed un orizzonte superiore (Pumice fall upper B, PAL-LADINO & AGOSTA, 1997), generalmente a contatto (es. Piansano, La Rocchetta) o localmente separati dall'intercalazione di un livello di cenere da caduta a lapilli accrezionari (es. Pian di Vico, fra Arlena di Castro e Tuscania) o depositi da flusso coeruttivi (es. dintorni di Cellere). Il primo si contraddistingue per l'aspetto stratificato conferitogli dalla gradazione multipla (ma complessivamente inversa) delle pomici grigio chiaro-biancastre e la notevole scarsità della componente litica (essenzialmente lave). Oltre agli affioramenti a N ed ad O della Caldera di Latera (fuori dell'area del Foglio 344 "Tuscania"), tale orizzonte si riconosce in buona parte del settore occidentale del Foglio e solo sporadicamente ad E del Fiume Marta (fino alla località di Bolceno). Le dimensioni dei clasti pomicei e litici (in genere al massimo centimetriche) e gli spessori (in genere decimetrici, fino ad un massimo di un paio di metri presso Cellere) definiscono un asse di dispersione orientato all'incirca verso S a partire dall'attuale Caldera di Latera (cfr. PALLA-DINO & AGOSTA, 1997). L'orizzonte superiore si distingue per l'aspetto essenzialmente massivo, dato dalle dimensioni relativamente costanti dei clasti pomicei,

mediamente più grossolani rispetto all'orizzonte inferiore. L'area di dispersione, esclusivamente a S e SE dell'attuale Caldera di Latera, nel presente Foglio ricalca grosso modo quella dell'orizzonte inferiore; i dati di spessore (massimo osservato 1,4 m nei dintorni di Cellere) e dimensione dei clasti (pomici solo localmente superiori al decimetro) definiscono un asse di dispersione orientato più verso SE rispetto alla caldera (cfr. PALLADINO & AGOSTA, 1997). Caratteri mineralogici distintivi riscontrabili in campagna per le pomici, in genere a basso grado di porfiricità, sono la presenza di fenocristalli di sanidino, clinopirosseno, mica bruna e opachi e l'assenza di leucite. Per una più dettagliata descrizione dei caratteri deposizionali e composizionali di questi orizzonti e la ricostruzione dei relativi parametri eruttivi si rimanda a PALLADINO & AGOSTA (1997).

Fra le diverse unità pomicee da colata piroclastica (pumice flow) identificate nell'ambito della successione eruttiva, va menzionata in questa sede quella stratigraficamente compresa fra gli orizzonti pliniani inferiore e superiore del Pumice fall B, che raggiunge uno spessore anche di 7 m nei dintorni di Cellere e Canino ed è costituita da lapilli e blocchi pomicei grigio chiari-biancastri anche decimetrici, in matrice cineritica, globalmente a gradazione inversa e/o localmente concentrati verso l'alto. A tetto del Pumice fall B, è presente l'unità di flusso principale dell'eruzione (Pianiano flow unit, PALLADINO & VALENTINE, 1995), costituita da un deposito massivo, a matrice cineritica spesso incoerente o talora zeolitizzata, contenente lapilli e blocchi pomicei grigio chiaro-rosati altamente vescicolati (in particolare si notano vescicole tubiformi), di dimensioni anche di diversi decimetri, che presentano, così come la matrice, i medesimi caratteri mineralogici dei depositi pliniani coeruttivi. Gli inclusi litici, di natura sia lavica che sedimentaria (litotipi carbonatici, arenitici e argillosi del substrato, più o meno termometamorfosati), sono piuttosto abbondanti e di dimensioni, finanche decimetriche, ampiamente variabili in relazione alla distanza dal punto di emissione. Caratteristica dell'unità è la gradazione verticale inversa della frazione pomicea grossolana e diretta per i litici, spesso concentrati rispettivamente verso il tetto (a luoghi a formare zone clasto-sostenute) e la base del deposito, cui fa riscontro una gradazione laterale ancora rispettivamente inversa e diretta in funzione della distanza dal punto di emissione del flusso (cfr. PALLADINO & VALENTINE, 1995 e Palladino & Simei, 2002 per le implicazioni sui meccanismi di trasporto e deposizione). L'unità di flusso in questione è ampiamente diffusa intorno alla Caldera di Latera, fino ai margini del Distretto Vulsino; nel Foglio 344 "Tuscania" affiora frequentemente in tutto il settore occidentale e solo sporadicamente ad E del Fiume Marta; gli spessori, in genere di ordine metrico, raggiungono massimi superiori alla decina di metri, come ad esempio nei dintorni di Canino, dove si identificano altre unità di flusso minori di aspetto analogo.

Particolarmente degna di nota, la presenza di un affioramento isolato lungo la S.S. 2 Via Cassia all'altezza di Fosso del Maltempo (appena fuori Foglio), molto

probabilmente correlabile al deposito da flusso pomiceo principale di **CNK**. Supponendo l'interposizione della depressione del Lago di Bolsena rispetto all'area sorgente già al tempo dell'eruzione, ne risulterebbe che il flusso piroclastico si sia propagato attraverso la depressione stessa.

Localmente (dintorni di Farnese, Canino, Pianiano e in località Pigarilla, a N di Tuscania) è presente superiormente un'ulteriore unità di flusso piroclastico, con spessori dell'ordine dei metri, correlabile anche fuori dell'area del Foglio (es. Fosso La Nova, Sorano), caratterizzata da pomici grigio scuro-nerastre finanche decimetriche, con abbondanti cristalli millimetrici di sanidino, diffuso anche nella matrice cineritica; quest'ultima si presenta in genere zeolitizzata ed assume una colorazione dal giallo ocra al rossiccio.

A tetto dei depositi da flusso si osservano comunemente depositi cineritici co-ignimbritici di spessore decimetrico, spesso alterati a formare il paleosuolo che segna il limite superiore della formazione, a luoghi passante a depositi vulcanoclastici secondari (cfr. unità di Pian di Vico). Tuttavia, in un ampio settore a SE della Caldera di Latera (fra Piansano e il Fiume Marta), a tetto delle unità di flusso sopra descritte e a letto delle cineriti passanti a paleosuolo, si rinviene senza evidenze di significative discontinuità temporali, un altro orizzonte di lapilli pomicei grigio chiaro-biancastri da caduta pliniana (cfr. Pumice fall C, PALLADINO & Agosta, 1997; fig. 15), di aspetto massivo ma con una trama variabile della gradazione, che, a differenza dei precedenti, si presenta piuttosto ricco di lapilli litici di varia natura (sia lavici che sedimentari). Lo spessore supera il metro in diversi affioramenti e raggiunge un massimo di quasi 2 m in prossimità del Fiume Marta (C. Parri); in particolare, va sottolineato che l'orizzonte è stato riconosciuto in questo lavoro anche notevolmente più ad E rispetto a quanto riportato in precedenza (ad es. con spessori di 1,6 m in località Bolceno e di 60 cm a Poggio Scotta, fra Marta e Montefiascone) e correlato con il Bolceno fallout deposit (BROCCHINI et alii, 2000), costituendo pertanto un ottimo livello guida anche nel settore orientale del Foglio ai fini delle correlazioni stratigrafiche fra Latera, Montefiascone e Campi Vulsini.

All'osservazione microscopica, le pomici in gran parte della formazione mostrano struttura scarsamente porfirica, ipoialina; i fenocristalli sono rappresentati da prevalente sanidino, subordinati clinopirosseno, plagioclasio e biotite; in pasta di fondo si riscontra la preponderente presenza di vetro tachilitico. La composizione chimica della frazione pomicea, in accordo con i numerosi dati analitici pubblicati in letteratura, è trachitica sia per i depositi da caduta che da flusso (VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994; PALLADINO & AGOSTA, 1997).

Le datazioni radiometriche hanno fornito età di 278±8, 260±6,5 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983) e 253±3 ka (NAPPI *et alii*, 1995) per le unità da flusso piroclastico e di 245,9±5,7 ka (BROCCHINI *et alii*, 2000) per l'orizzonte pliniano a tetto.
3.3.10. - Unità di Monte Saliette (SLH)

Con questa unità viene distinto un deposito piroclastico massivo, a matrice cineritica saldata, di colore da rosato a rosso vinaccia, con pomici nere schiacciate in forma di fiamme ed isoorientate, di dimensioni da millimetriche a centimetriche, contenenti fenocristalli di sanidino. Sono presenti inoltre lapilli e blocchi litici di varia natura (sia lavici che sedimentari). La messa in posto è riferibile ad una colata piroclastica di elevata temperatura. Affiora in un'area molto ristretta ad O di Valentano, a ridosso del bordo della Caldera di Latera, nei dintorni dell'o-monima località, con uno spessore parziale dell'ordine del metro. La posizione stratigrafica, così come l'attribuzione al sintema in oggetto, non è definibile con sicurezza, ma appare comunque inferiore alla formazione di Farnese (cfr. FNK, sintema Fiume Fiora) del litosoma Latera. I caratteri mineralogici (presenza di sanidino e assenza di leucite) e chimici (vedi sotto) suggeriscono per il litotipo in questione un'affinità con la formazione di Canino, della quale non si può eventualmente escludere rappresenti un'unità di flusso minore, piuttosto che un episodio eruttivo a sé stante.

All'osservazione microscopica la piroclastite presenta struttura vitrofirica e tessitura pseudofluidale e si caratterizza per la presenza di fiamme pomicee a sanidino e biotite, immerse in matrice vetrosa fortemente saldata per alta temperatura, contenente fenoclasti di prevalente sanidino, abbondante biotite, scarso clinopirosseno e ossidi di ferro.

La composizione chimica delle fiamme pomicee è trachitica.

3.3.11. - Formazione di Stenzano (SZH)

In questa formazione sono stati accorpati per esigenze di rappresentazione cartografica i depositi piroclastici riferibili ad almeno due eventi eruttivi, relativamente minori, del vulcano di Latera, stratigraficamente compresi fra le formazioni di Canino e Farnese. La successione eruttiva che costituisce la porzione inferiore della formazione comprende diverse unità di flusso piroclastico, associate a brecce litiche e ad orizzonti di pomici da caduta pliniana, affioranti prevalentemente nel settore nord-occidentale del Foglio, a SO dell'attuale Caldera di Latera e che raggiungono uno spessore massimo complessivo valutabile sui 25 m lungo il Fosso Olpeta. L'unità di flusso principale, ben esposta in località La Chiusetta (immediatamente a O di Farnese) con spessori di almeno 4 m, è costituita da un deposito massivo, incoerente o debolmente coerente, a matrice cineritica di colore grigio chiaro-rosato, ricco di lapilli e blocchi pomicei dello stesso colore, più concentrati e di dimensioni anche oltre il decimetro nella por-

zione superiore, e di inclusi litici centimetrici, particolarmente concentrati in una fascia mediana. Carattere mineralogico evidente all'osservazione di terreno è la notevole abbondanza di cristalli di sanidino millimetrici, sia nelle pomici che nella matrice, ai quali si associa il clinopirosseno. Verso la base si distingue una porzione cineritica di spessore decimetrico a lapilli accrezionari. Localmente e superiormente l'unità passa a facies di brecce caotiche e grossolane, arricchite in blocchi litici anche decimetrici, sia lavici che sedimentari di varia natura, di spessore metrico. A tetto (es. in località La Madonnella) si osservano inoltre unità di flusso multiple, ciascuna di spessore di ordine decimetrico, caratterizzate da evidente gradazione inversa dei lapilli litici e pomicei grigio chiari, e riportate come esempio-tipo di un particolare scenario di corrente piroclastica (cfr. La Chiusetta pyroclastic succession, PALLADINO & SIMEI, 2002). Nell'area tra Farnese e Cellere i depositi da colata piroclastica si presentano ridotti in spessore e granulometria (anche se tali caratteri risultano discontinuamente variabili in funzione delle paleomorfologie) e diffusamente interessati da processi di rimaneggiamento. Nella medesima area merita un cenno la presenza, inferiormente nella successione eruttiva, di un orizzonte di lapilli pomicei grigio chiari e scuri, ricco di inclusi lavici, da caduta pliniana (cfr. Pumice fall c1, PALLADINO & AGOSTA, 1997), che mostra uno spessore massimo superiore al metro presso Farnese, rapidamente decrescente fino a pochi centimetri.

Più importante per dispersione areale risulta infine, nella parte alta della successione de La Chiusetta, un deposito da caduta pliniana che si contraddistingue per la coesistenza di lapilli pomicei grigio chiari ben vescicolati e, subordinatamente, di lapilli nerastri poco vescicolati, la notevole abbondanza di inclusi lavici (accompagnati da scarsi sedimentari), l'apparenza stratificata per variazioni granulometriche ritmiche e per la caratteristica bipartizione conferitagli da un livello di cenere grossolana intercalato (cfr. Pyroclastic fall D, PALLADINO & AGOSTA, 1997). L'area di affioramento si estende principalmente nel settore nord-occidentale del Foglio, fra la Selva del Lamone, in prossimità della quale si rinvengono gli spessori massimi di 1,5 m, e Capodimonte. Inoltre in questo lavoro, estendendo la distribuzione areale precedentemente riconosciuta, sono stati correlati al suddetto orizzonte alcuni sporadici affioramenti più distali, come ad es. presso l'abitato di Tuscania (fig. 14) e a Poggio Scotta, ove si riduce a 20 cm di spessore. In particolare, fra Piansano e il Fiume Marta, l'orizzonte appare intercalato a depositi di spessore da decimetrico a metrico da ash flow, con sciami di lapilli pomicei e litici (es. La Rocchetta e dintorni), più o meno rimaneggiati. Questi ultimi depositi localmente sovrastano un'ulteriore successione di diversi livelli di lapilli pomicei grigio chiari da caduta, ricchi di litici lavici, alternati a sottili livelli cineritici (spessore complessivo di circa 1 m; cfr. Pyroclastic fall d₁, PALLADINO & AGOSTA, 1997), a sua volta separata da un orizzonte pedogenizzato dal sottostante Pumice fall C (CNK).

La composizione chimica delle pomici del *Pyroclastic fall D* cade a cavallo dei campi trachitico e fonolitico (PALLADINO & AGOSTA, 1997).

Depositi vulcanoclastici rimaneggiati, localmente dello spessore anche superiore a 2 m (es. Ponte di Stenzano, a NO di Farnese), con intercalato un paleosuolo bruno, separano la successione eruttiva descritta dalla porzione superiore della formazione, relativa all'evento eruttivo di Stenzano propriamente detto (cfr. Stenzano Eruption Unit, PALLADINO & AGOSTA, 1997; TADDEUCCI & PALLADINO, 2002). La successione-tipo di questa eruzione (descritta in TADDEUCCI & PALLA-DINO, 2002, cui si rimanda per maggiori dettagli) è esposta nei pressi del Ponte di Stenzano con uno spessore di una dozzina di metri. Essa comprende depositi cineritici grigio chiaro-biancastri di spessore metrico, a luoghi con laminazione piano-parallela, ondulata e incrociata, ed in generale con un aspetto stratificato impartito da ripetute variazioni granulometriche e da sciami di lapilli pomicei e lapilli accrezionari, con associati livelli centimetrici a gradazione inversa da tappeto di trazione, derivanti da surge piroclastici. Inoltre si distinguono più unità di flusso massive di spessore metrico, a matrice cineritica con lapilli accrezionari, caratterizzate da evidente gradazione inversa dei lapilli e blocchi pomicei grigio chiari (a luoghi concentrati a formare lenti clasto-sostenute verso il tetto) e diretta dei litici, tipiche di una messa in posto da correnti piroclastiche concentrate, associate a tetto a sottili livelli di co-ignimbrite ash fall e ash cloud surge. Mineralogicamente, sia le pomici che la matrice si presentano particolarmente ricche di sanidino. Gli spessori delle singole unità deposizionali risultano ampiamente variabili, ma complessivamente si riducono rapidamente allontanandosi dal bordo sud-occidentale dell'attuale Caldera di Latera. A tetto della successione eruttiva affiorano depositi vulcanoclastici secondari, inferiormente costituiti dai medesimi componenti (cfr. unità di Pian di Vico, PVK).

Il livello guida della successione eruttiva, che presenta una maggiore continuità laterale rispetto ai depositi ora descritti ai quali è intercalato, è costituito da un orizzonte di lapilli pomicei grigio chiari-biancastri da caduta pliniana (cfr. *Pumice fall E*, PALLADINO & AGOSTA, 1997), la cui caratteristica saliente è data dalla notevole ricchezza in cristalli di sanidino, sia nella frazione millimetrica che nelle pomici; gli inclusi litici, non molto abbondanti, sono essenzialmente di natura lavica. Lo spessore, al massimo di 30 cm nei dintorni di Farnese, definisce un asse di dispersione orientato circa NNE-SSO rispetto all'attuale Caldera di Latera. Nel presente Foglio, l'orizzonte, così come i prodotti coeruttivi, si rinviene limitatamente al settore più occidentale, fra la Selva del Lamone e i dintorni di Canino.

Il chimismo delle pomici dell'orizzonte pliniano è trachitico (PALLADINO & AGOSTA, 1997), analogamente alla frazione juvenile dei depositi da colata piroclastica. Nel Foglio 344 "Tuscania", la successione eruttiva superiore, ove affiorante, è comunemente associata alla successione eruttiva inferiore della formazione, con spessori complessivi che, ad eccezione delle zone più prossimali alla caldera, non superano l'ordine metrico. Nell'area di Canino, tuttavia, **SZH** è rappresentata esclusivamente dalla successione eruttiva superiore (circa 2 m di spessore) ed è separata a tetto e a letto da paleosuoli, rispettivamente dalle formazioni di Canino e Farnese.

3.4. - SINTEMA FIUME FIORA (FUF)

Nei fogli 354 "Tarquinia" e 353 "Montalto di Castro", la base del sintema è definita da una superficie di erosione correlata allo stadio isotopico 8, sulla quale si è deposta una successione vulcanoclastica secondaria, diffusa fino alle aree costiere (cfr. unità A2, DE RITA et alii, 2002), contraddistinta dalla presenza di pomici della formazione di Canino (CNK). Nelle aree vulcaniche relativamente distali del Foglio 344 "Tuscania" (porzione meridionale del Distretto Vulsino), il limite inferiore del sintema viene identificato con una superficie di erosione blandamente ondulata, sulla quale poggiano depositi vulcanoclastici rimaneggiati in ambiente fluviale, di spessore metrico e a luoghi associati superiormente a depositi travertinosi (cfr. unità di Pian di Vico, PVK), originatisi durante il periodo intereruttivo fra gli eventi di Canino e Farnese (cfr. FNK), le cui età radiometriche sono in buon accordo con la correlazione della base del sintema allo stadio 8 (Fig. 12). Spostandosi verso le aree intermedie-prossimali del distretto, i depositi vulcanoclastici secondari risultano progressivamente più frammentari ed assottigliati e la stasi eruttiva corrispondente è comunemente rappresentata da un paleosuolo maturo o da locali canali di erosione di ampiezza metrica, riempiti dalle piroclastiti di FNK. Le diffuse impronte di alberi ad alto fusto osservabili alla base dei depositi da colata piroclastica di quest'ultima formazione indicano al tempo dell'eruzione (ca. 230 ka) condizioni climatiche temperate durante uno stadio interglaciale. Nel settore orientale del Foglio, il limite inferiore del sintema è marcato ancora da una superficie di erosione ondulata nell'ambito delle successioni vulcaniche dei Campi Vulsini (MKA) e di Montefiascone (XM) (Fig. 15).

Il limite superiore con il Sintema Fiume Marta viene convenzionalmente fissato allo stadio isotopico 6 (Fig. 12). Nel settore occidentale del Foglio 344 "Tuscania" sono state identificate due superfici di discontinuità stratigrafica di rango inferiore, ma ampiamente riconoscibili nelle successioni piroclastiche di Latera ben oltre l'area rilevata, che consentono di definire all'interno del Sintema Fiume Fiora i subsintemi Ponte di Stenzano, Pian della Mariuccia e Giraldo.

Nelle aree prossime alla costa nei fogli adiacenti il sintema Fiume Fiora com-

prende unità marino-costiere e continentali del Pleistocene medio. Nel Foglio 344 "Tuscania", le unità vulcaniche riferibili al sintema vengono principalmente correlate al litosoma Latera e subordinatamente, nella parte inferiore della successione, a quelli di Montefiascone e dei Campi Vulsini.

I depositi sedimentari affioranti alla periferia meridionale del Distretto Vulsino (cfr. unit B4, DE RITA et alii, 2002) indicano che il bacino di Tuscania andava ormai colmandosi e cominciava l'erosione ed il trasporto verso costa dei sedimenti da parte dei corsi fluviali. Nella parte inferiore della unit B4, i depositi fluviali, polilitologici ed eteropici ad orizzonti palustri e diatomitici, registrano un periodo di quiescenza vulcanica e di relativamente scarsa degradazione delle coperture vulcaniche, che nel presente lavoro viene correlato all'intervallo intereruttivo fra gli eventi di Farnese e Sovana (SVK) del Vulcano di Latera. Viceversa, la parte superiore della unit B4, caratterizzata da depositi di flussi iperconcentrati dominati da detrito vulcanoclastico, ed in particolare da pomici ad analcime provenienti dalla formazione di Sovana, indica l'instaurarsi di un nuovo acme eruttivo del Vulcano di Latera. Parallelamente, le successioni sedimentarie delle aree costiere registrano nel complesso una transizione da depositi sabbiosi marini con abbondanti macrofossili (unit A3, DE RITA et alii, 2002, correlabili allo stadio isotopico 7) ad estese facies di laguna dominate da componenti vulcanici (unit A4), legate allo sviluppo del delta del Paleo-Fiora proprio a causa degli elevati apporti vulcanoclastici dalla retrostante area vulcanica attiva.

3.4.1. - Subsintema Ponte di Stenzano (FUF₁)

Appartengono a questo subsintema un'unità vulcanoclastica secondaria (unità di Pian di Vico) e la sovrastante formazione di Farnese (litosoma Latera), oltre ad unità dei Campi Vulsini (porzione superiore dell'unità di Monte Cardone descritta precedentemente e lave di Fontana Murata) e di Montefiascone (unità di Commenda e di Monte d'Oro). La discontinuità stratigrafica che nell'ambito delle successioni piroclastiche di Latera evidenzia superiormente il passaggio al subsintema Pian della Mariuccia è rappresentata da un diffuso paleosuolo fra le formazioni di Farnese e Sovana.

3.4.1.1. - Unità di Pian di Vico (PVK)

L'unità è costituita da principalmente da depositi vulcanoclastici a granulometria prevalentemente sabbiosa più o meno grossolana, poco coerenti, con strutture trattive a laminazione piano-parallela e incrociata, originatisi da correnti fluviali e flussi iperconcentrati. I componenti sono costituiti da clasti scoriacei e pomicei, litici lavici, cristalli di clinopirosseno e leucite analcimizzata; localmente si osservano tasche costituite da sole pomici grigio chiaro-rosate a sanidino, più o meno arrotondate, riconducibili alla formazione di Canino, e/o orizzonti ricchi di litici di natura lavica da millimetrici a qualche centimetro. Sono inoltre presenti subordinati livelli limoso-sabbiosi di ambiente lacustre.

Tali depositi affiorano diffusamente nel settore meridionale del Foglio, soprattutto ad O della città di Tuscania, con spessori che raramente superano i 2-3 m, come ad esempio presso la località-tipo di Pian di Vico, dove appaiono stratigraficamente interposti fra i prodotti piroclastici delle formazioni di Canino e Farnese. Inoltre si rinvengono più limitatamente ad E del Fiume Marta, con spessori in genere inferiori ai 2 m e solo sporadicamente in aree più settentrionali (es. fra Pian della Mariuccia e Prati dell'Orto). Comunemente alle vulcanoclastiti si associano concrezioni travertinose, a luoghi costituenti bancate di spessore da decimetrico a metrico (es. presso il Fosso la Tomba). Nel settore ad E del F. Marta, si osserva localmente (es. Piancarora) il passaggio verso l'alto di **PVK** (non cartografabile) ai depositi travertinosi di **DGN**.

In relazione alla stratigrafia UBSU ricostruita nel Foglio 344 "Tuscania", si è ritenuto di introdurre al posto dell'unità di Castel Ghezzo (**CGZ**; cfr. Fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia") le unità vulcanoclastiche secondarie di Pian di Vico e Fosso la Tomba (vedi **FTO** più avanti), rispettivamente pertinenti ai subsintemi Ponte di Stenzano e Giraldo.

Inoltre, alla luce della presente ricostruzione stratigrafica, alcune aree cartografate come **RSP** nell'adiacente Foglio 354 "Tarquinia", sono state riattribuite a **PVK** e **FTO** nel Foglio 344 "Tuscania".

Età: Pleistocene medio *p.p.*

3.4.1.2. - Formazione di Farnese (FNK)

Nella parte occidentale del Foglio in esame si riconoscono alcune delle diverse unità deposizionali costituenti la formazione di Farnese (VEZZOLI *et alii*, 1987; o *Unità eruttiva di Farnese*, PALLADINO *et alii*, 1994), riferibile ad uno dei più importanti eventi eruttivi esplosivi del Vulcano di Latera. La base della formazione è costituita da un orizzonte di lapilli pomicei grigio chiari da caduta pliniana (cfr. *Pumice fall F*, PALLADINO & AGOSTA, 1997) che, per l'anomalo asse di dispersione orientato verso O rispetto all'attuale Caldera di Latera, nel Foglio 344 "Tuscania" si rinviene limitatamente al margine occidentale (fra la Selva del Lamone, Farnese e ad O di Cellere) con spessori variabili da 60 a soli 5 cm. La gradazione multipla dei lapilli pomicei e litici (lave e arenarie) conferisce al

deposito un aspetto blandamente stratificato; localmente si distinguono più letti di lapilli pomicei separati da sottili livelli cineritici (es. Ponte di Stenzano). Caratteristica mineralogica distintiva dell'orizzonte, ed in generale dell'intera formazione, è la presenza diffusa di leucite analcimizzata nella frazione juvenile, ad accompagnare il sanidino.

L'orizzonte pliniano poggia in genere su di un paleosuolo bruno ben sviluppato, salvo la locale intercalazione di coeruttivi livelli cineritici a laminazione incrociata, di spessore centimetrico, da surge piroclastico. Superiormente passa all'unità di flusso principale della formazione (cfr. Arlena di Castro flow unit, PALLADINO & VALENTINE, 1995), costituita da un deposito massivo, incoerente o debolmente coerente, a matrice cineritica grigio chiara e lapilli e blocchi pomicei anche decimetrici di colore grigio chiaro o scuro, che mostrano una evidente gradazione inversa verticale alla scala dell'affioramento e laterale alla scala della distribuzione areale (PALLADINO & VALENTINE, 1995). L'associazione mineralogica sanidino-leucite (quest'ultima di norma analcimizzata), sia nelle pomici che nella matrice, contraddistingue i depositi da flusso di FNK rispetto a quelli delle sottostanti formazioni di Latera. Piuttosto diffusi sono gli inclusi litici, sia lavici che sedimentari (in particolare argilliti e arenarie termometamorfosate), di dimensioni talora anche decimetriche, che tendono a concentrarsi inferiormente nel deposito e mostrano una gradazione laterale inversa. Localmente (ma molto più di frequente oltre i limiti O e N del Foglio) si osservano inferiormente impronte di vegetali, compresi tronchi fluitati di alberi ad alto fusto.

L'unità affiora diffusamente in tutto il settore occidentale del Foglio ad O del Fiume Marta, esternamente alla Caldera di Latera; gli spessori risultano ampiamente variabili fino ad un massimo di 7-8 m (es. Arlena di Castro, Pigarilla). Ove non si è deposto l'orizzonte pliniano di base, i depositi da flusso poggiano a diretto contatto sul paleosuolo, o localmente sulle vulcanoclastiti di **PVK** o infine, in alcuni casi, risultano riempire canali di erosione incisi nella formazione di Canino (es. S.P. Caninense fra Arlena di Castro e Tessennano). Presso il cimitero di Capodimonte, alla base dei prodotti più o meno rimaneggiati della formazione di Farnese, è stata individuata una successione di orizzonti di lapilli pomicei da caduta pliniana, di spessore decimetrico, passanti verso l'alto a cineriti grossolane (non cartografabile), riferibile alle *Ospedaletto Pumices* del settore orientale vulsino (NAPPI *et alii*, 1994; 246,7±2,9 ka, NAPPI *et alii*, 1995), il che consente di stabilire una correlazione stratigrafica fra i litosomi Latera e Bolsena-Orvieto.

A tetto dell'unità principale affiorano localmente (ad es. nei dintorni di Arlena di Castro e fra Piansano e La Rocchetta) depositi cineritici grigio chiaro-verdognoli debolmente coerenti, di spessore metrico, massivi o in banchi multipli, a laminazione piano-parallela e incrociata, contenenti lapilli pomicei sparsi o a luoghi organizzati in lenti o sciami; diffusi i lapilli accrezionali, per lo più concentrati inferiormente. La formazione si chiude a tetto con banchi di cineriti da caduta di spessore decimetrico, passanti ad un paleosuolo bruno scuro che individua il limite superiore del subsintema.

Al microscopio, l'associazione mineralogica che caratterizza le pomici della formazione, costituita da sanidino (prevalente), leucite (analcimizzata), clinopirosseno, biotite e opachi, definisce un litotipo fonolitico. La composizione chimica della frazione juvenile nel deposito da flusso principale e nell'orizzonte pliniano cade tra i campi trachitico, fonolitico e latitico (PALLADINO *et alii*, 1994; PALLADINO & AGOSTA, 1997).

Alla formazione viene attribuita l'età radiometrica di 231-233±4 ka riportata in TURBEVILLE (1992a), alla luce di una nuova interpretazione stratigrafica del prodotto datato.

3.4.1.3. - Lave di Fontana Murata (LMU)

Si presentano generalmente compatte, a luoghi vacuolari, di colore grigio plumbeo, altamente porfiriche per fenocristalli di leucite ialina, spesso in aggregati di cristalli millimetrici o frequentemente associata al clinopirosseno in glomeri di dimensioni anche superiori al centimetro; sono inoltre presenti sporadici fenocristalli millimetrici di olivina. Alla base mostrano un livello scoriaceo di spessore decimetrico, localmente passante superiormente ad una zona ad esfoliazione cipollare. Si tratta probabilmente di più colate laviche analoghe per caratteri minero-petrografici e posizione stratigrafica, affioranti con notevole continuità in lingue ad andamento N-S nel settore ad E del Fiume Marta, fino alla S.P. Tuscanese. Gli spessori maggiori si registrano in località Scarpara (oltre 5 m) e lungo il Fosso Pantacciano (almeno 10 m all'altezza di Pian del Fontanile) e diminuiscono verso S fino ad un paio di metri (es. in località Le Guinze-Pantacciano).

La messa in posto di tali lave è successiva a quella dei prodotti della formazione di Canino, come evidenziato dalla sovrapposizione sull'orizzonte pliniano *Pumice fall C* (vedi **CNK**) in località C.le Salario, e a quella dei prodotti esplosivi più antichi del litosoma Montefiascone (ignimbrite basale di Montefiascone), che si ritrovano a letto separati da un paleosuolo giallo-bruno debolmente sviluppato (es. località Scarpara). In qualche caso le lave poggiano a diretto contatto sui prodotti dell'unità di Monte Cardone (es. presso l'omonima località) o, ancora separate da un paleosuolo immaturo, sull'unità di Casale Pisello (es. in prossimità di Valle del Ceraso). I rapporti stratigrafici di tetto restano indefiniti, poiché in genere non si rinvengono in affioramento prodotti a copertura, fatta eccezione per alcuni depositi di scorie stromboliani attribuiti ancora all'unità di Monte Cardone, come in prossimità di quest'ultima località. Pertanto, la stessa attribuzione al subsintema Ponte di Stenzano presenta qualche incertezza. All'analisi microscopica le lave presentano struttura altamente porfirica, olocristallina, tessitura isotropa; la paragenesi intratellurica fondamentale è costituita da abbondanti leucite e clinopirosseno e subordinata olivina; in pasta di fondo si riscontrano clinopirosseno, leucite, subordinata magnetite, rari microliti di biotite, olivina e feldspati. Il chimismo cade nel campo delle tefriti fonolitiche, anche in accordo con PALLADINO *et alii* (1994).

In letteratura è riportata una datazione assoluta di 291,9 \pm 13,1 ka per la lava affiorante in località Campo Grande (BROCCHINI *et alii*, 2000), riconducibile a **LMU** sulla base dei caratteri minero-petrografici e chimici affini; questa età, tuttavia, appare in contrasto con il contesto stratigrafico ricostruito nel presente lavoro in località adiacenti.

3.4.1.4. - Lave di Commenda (KCM)

L'unità raggruppa lave in espandimento affioranti al limite orientale del Foglio. Comprende almeno due litotipi lavici di diverso aspetto macrotessiturale, ma accomunati da analoga posizione stratigrafica e da una peculiare composizione chimica (in gran parte corrispondenti alle lave di Commenda di VERNIA *et alii*, 1995). Un primo litotipo, affiorante in località Cerchiare (a SSO della Caldera di Montefiascone), si presenta di colore grigio scuro, compatto, in genere a grana fine e frattura concoide, macroscopicamente da subafirico a scarsamente porfirico, per la presenza di fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e sporadica leucite analcimizzata, a luoghi vescicolato e con vacuoli tappezzati di cristalli millimetrici di clinopirosseno. Un secondo litotipo, osservabile in località Capannacce, presso la S.P. Verentana, mostra grana più grossolana e grado medio-alto di porfiricità per diffusi fenocristalli millimetrici di leucite e clinopirosseno (cfr. lave di Piano del Morto del Foglio 345 "Viterbo").

Nel Foglio 344 "Tuscania" entrambi i litotipi si estendono con andamento N-S fra le summenzionate località di Cerchiare e Capannacce e la S.P. Tuscanese, subaffiorando a piano campagna, con spessori osservabili non superiori ai 5 m o più spesso sotto forma di blocchi e massi erratici rielaborati dalle attività agricole. La posizione stratigrafica risulta compresa fra il gruppo di Fastello del litosoma Montefiascone ed il Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano. Allontanandosi verso S dalle zone prossimali del vulcano di Montefiascone, le lave poggiano in genere sulle piroclastiti dell'unità di Monte Cardone (**MKA**_a) o le vulcanoclastiti dell'unità di Pian di Vico (es. a La Serpara, **PVK**). Lungo il Fosso del Catenaccio, in sinistra idrografica, le lave poggiano sull'unità di Casale Pisello (**KPS**), datata 286,0±4,3 ka (BROCCHINI *et alii*, 2000). Poco ad E, in località Casale Lognazzo, lave subafiriche di aspetto macro- e microscopico e chimismo analoghi alla località Cerchiare, affioranti in continuità con il *plateau* lavico dell'adiacente Foglio 345 "Viterbo" (cfr. lave di Commenda), risultano sovrastanti l'unità de La Scarpara (**SKA**). Infine, in località Piano delle Conche, si osserva la sovrapposizione delle stesse lave sull'unità vulcanoclastica di Roccarespampani (**RSP**), che le separa dalle sottostanti lave di Casale Menegozzi Vecchio (**MZH**).

Al microscopio, le lave mostrano struttura da scarsamente porfirica a subafirica, olocristallina, tendente a doleritica seriata. La paragenesi mineralogica è rappresentata da fenocristalli di clinopirosseno pressoché incolore, olivina, di norma iddingsitizzata, in rari fenocristalli e abbondanti microfenocristalli, fenocristalli di opachi e rara leucite; la pasta di fondo, ben sviluppata dimensionalmente, è costituita da femici idiomorfi prevalenti (clinopirosseno, preponderante, olivina, mica bruna, opachi) e sialici pecilitici (plagioclasio, leucite). Il chimismo, trachibasaltico, si caratterizza per i contenuti particolarmente elevati in CaO e MgO e il basso tenore in Al_2O_3 .

3.4.1.5. - Gruppo di Zepponami (XS)

Successione piroclastica stratificata comprendente cineriti grigiastre o giallognole, massive od a laminazione piano-parallela ed ondulata, da *surge*, con intercalati livelli massivi consolidati di aspetto "peperinoide" e livelli di brecce con prevalenza di litici lavici di dimensioni fino al decimetro. Di probabile origine idromagmatica, corrisponde ai tufi superiori di Montefiascone *Auct*. Nel Foglio 344 "Tuscania" affiora limitatamente per spessori di ordine metrico presso la sponda sud-orientale del Lago di Bolsena, al limite con il Foglio 345 "Viterbo", a tetto dei prodotti eruttivi del centro locale di Orto Piatto (XS_a). La successione è inoltre esposta parzialmente immediatamente a S dello stesso centro, ove le morfologie suggeriscono la presenza di un altro centro eruttivo.

Il centro eruttivo di Orto Piatto, ubicato in corrispondenza dell'orlo calderico di Montefiascone, comprende depositi stratificati di lapilli, bombe e blocchi scoriacei, spesso deformati plasticamente (*spatter*), da caduta stromboliana in facies prossimale, in associazione con un lembo di lava. Quest'ultima presenta caratteristiche chimiche analoghe a quelle delle lave di Commenda (**KCM**) sopra descritte, anche se si distingue per i caratteri microstrutturali e uno spinto grado di alterazione. All'osservazione microscopica mostra infatti un grado di porfiricità medio-alto, per la cospicua presenza di megafenocristalli di clinopirosseno e di granulazioni di ossidi di Fe sovrimposti a fenocristalli di mica bruna. La pasta di fondo comprende clinopirosseno, olivina iddingsitizzata, mica bruna alterata e sostituita, minerali metallici opachi (ematite e magnetite), leucite, plagioclasio.

L'analisi chimica rappresentativa, pur ricadendo nel confinante campo basal-

tico del diagramma TAS, presenta le medesime peculiarità descritte per **KCM**. Pertanto, su questa base, si ritiene che il centro eruttivo di Orto Piatto possa verosimilmente rappresentare una manifestazione correlabile all'esteso evento effusivo summenzionato o quanto meno far parte di un analogo sistema di alimentazione magmatico. Tuttavia, tale ipotesi non può essere suffragata da chiare evidenze di terreno. La lava ha fornito una datazione di 226,6±14,9 ka (NAPPI *et alii*,1995).

3.4.1.6. - Formazione di Monte d'Oro (WMD)

Raggruppa i prodotti più recenti del litosoma Montefiascone. Nel presente Foglio affiora limitatamente nei dintorni della località Mentuccia, a tetto delle piroclastiti del gruppo di Fastello (**XM**), ed è costituita da depositi cineritici bruno-avana fittamente stratificati e laminati, da incoerenti a semicoerenti, a luoghi ricchi di lapilli accrezionari, localmente associati a depositi cineritici massivi canalizzati, incoerenti, ricchi di blocchi e massi lavici finanche prossimi al metro, e di inclusi sedimentari (in prevalenza argilliti) ed olocristallini di dimensioni millimetriche o centimetriche. Lo spessore complessivo è stimabile nell'ordine di qualche decina di metri. La messa in posto è riconducibile ad un'attività da *surge* piroclastici idromagmatici, a luoghi associati a flussi secondari (*lahar*).

3.4.2. - Subsintema Pian della Mariuccia (FUF₂)

I prodotti ascrivibili alle formazioni piroclastiche di Farnese e Sovana (FNK e SVK, litosoma Latera) sono separati pressoché ubiquitariamente da un paleosuolo bruno scuro dello spessore di alcuni decimetri, sviluppatosi su di una morfologia suborizzontale o blandamente inclinata, corrispondente ai pendii extracalderici intermedio-distali del Vulcano di Latera. La caratteristica associazione del paleosuolo con il sovrastante orizzonte cineritico basale della formazione di Sovana (cfr. "BUS", PALLADINO & TADDEUCCI, 1998; fig. 15) costituisce il più importante livello guida stratigrafico in tutto il settore occidentale del Distretto Vulsino, ben oltre i limiti del Foglio. Sebbene in linea generale le discontinuità stratigrafiche del tipo dei diastemi (quale può essere considerato un paleosuolo che testimonia una significativa interruzione della sedimentazione vulcanica primaria) non siano ritenute la base più appropriata per la definizione delle UBSU (SALVADOR, 1994), in questa sede il paleosuolo in questione, per la sua ampia diffusione areale, può essere designato come una discontinuità stratigrafica di terzo ordine che delimita univocamente i subsintemi Ponte di Stenzano e Pian della Mariuccia in tutto l'areale di dispersione delle unità piroclastiche a letto e tetto. Le caratteristiche del suolo e l'assenza di impronte vegetali nelle piroclastiti della formazione di Sovana (datata da 207±5 a 198±12 ka, TURBEVILLE, 1992a) indicano un nuovo sensibile cambiamento climatico legato ad un episodio semiarido freddo a circa 230-200 ka, concomitante ad un alto stazionamento del livello marino (stadio isotopico 7), in accordo con un periodo di scarsa erosione e formazione diffusa di suolo in un'area a morfologia suborizzontale. Condizioni climatiche semiaride spiegherebbero inoltre la scarsa sedimentazione vulcanoclastica secondaria che contraddistingue l'intervallo inter-eruttivo Farnese-Sovana.

Nelle successioni del litosoma Latera, il limite superiore del subsintema è marcato da una superficie di erosione ad alto rilievo che separa le formazioni piroclastiche di Sovana e Sorano e che si segue in tutto il settore occidentale del Distretto Vulsino. Oltre alla già citata formazione di Sovana, il subsintema comprende parte dei travertini della Doganella.

3.4.2.1 - Formazione di Sovana (SVK)

Corrispondente all'omonima formazione (VEZZOLI et alii, 1987) o unità eruttiva (PALLADINO et alii, 1994) del litosoma Latera, costituisce la sola unità vulcanica del subsintema. Della successione eruttiva, affiorante estesamente intorno all'attuale Caldera di Latera, nell'areale del Foglio 344 "Tuscania" si rinvengono le seguenti unità deposizionali. L'unità basale è caratterizzata da un orizzonte cineritico giallo pallido di spessore decimetrico, contenente lapilli accrezionari e sparsi lapilli pomicei biancastri, da surge piroclastico (cfr. "BUS", PALLADINO & TADDEUCCI, 1998). La rimarchevole continuità laterale e la caratteristica associazione al paleosuolo sottostante che segna il limite inferiore del subsintema (fig. 15), lo rendono un importante orizzonte guida in tutto il litosoma Latera e, per quanto riguarda il Foglio, in gran parte del settore ad O del Fiume Marta. L'unità sovrastante è costituita da un deposito massivo da colata piroclastica, a matrice cineritica, lapilli pomicei grigio chiaro-biancastri e rari litici lavici e sedimentari millimetrici; nelle pomici e nella matrice sono presenti sanidino e rara leucite analcimizzata. Questo deposito affiora discontinuamente nell'area fra Piansano e Capodimonte (es. lungo la S.P. di Poggio Marano dove raggiunge almeno 3 m di spessore). Superiormente, l'unità di flusso principale dell'eruzione per diffusione areale (cfr. Piansano flow unit, PALLADINO & VALENTINE, 1995) consiste in un deposito massivo a matrice cineritica generalmente incoerente e di colore grigio chiaro-biancastro, o localmente con incipiente zeolitizzazione e colore rosato; caratteristica la presenza abbondante di lapilli e blocchi pomicei anche decimetrici, prevalentemente grigio chiari e subordinatamente neri e più densi,

contenenti fenocristalli di sanidino e leucite analcimizzata, quest'ultima particolarmente abbondante anche nella matrice. Le pomici di dimensioni maggiori tendono a sviluppare una gradazione inversa e a concentrarsi localmente verso il tetto. La componente litica, che occasionalmente raggiunge le dimensioni dei blocchi, è piuttosto abbondante e, oltre alle vulcaniti (essenzialmente lave), comprende litotipi arenitici e argillitici delle successioni *flyschoidi* del substrato; caratteristica inoltre la presenza di inclusi ossidianacei. I litici mostrano in genere una vaga gradazione diretta e sono principalmente concentrati inferiormente, in livelli discontinui, tasche o lenti, fino a costituire localmente delle facies di breccia di spessore metrico, interdigitate con le facies più pomicee (es. fra Piansano e Capodimonte). Alla base dell'unità di flusso, a contatto con l'orizzonte "BUS", è chiaramente distinguibile un livello centimetrico arricchito in cristalli e minuti litici (*ground layer*, WALKER *et alii*, 1981).

L'unità in questione affiora ampiamente nel settore occidentale del Foglio (Farnese-Cellere), mentre ad E del Fiume Marta è stata rinvenuta esclusivamente in un affioramento fra la S.P. Verentana e Pian di Livio (SE di Marta). Lo spessore, in genere di ordine metrico, raggiunge al massimo una quindicina di metri (es. nei dintorni di Piansano). Nelle zone più prossimali all'attuale bordo calderico di Latera, quasi l'intera unità di flusso si presenta come una breccia litica grossolana e caotica, con blocchi anche di mezzo metro e matrice impoverita nella frazione cineritica fine, pervasa da condotti di degassazione (es. Ponte di Stenzano, spessore 5 m), riferibile ad una tipica *lag breccia*, concomitante ad un importante fase di collasso della Caldera di Latera.

Nel Foglio in studio, l'unità di flusso più caratteristica e nota della formazione, consistente in un tipico tufo rosso zeolitizzato (*sillar*) a scorie nere anche decimetriche (cfr. *Pian di Rena flow unit*, PALLADINO & VALENTINE, 1995), si rinviene limitatamente al settore nord-occidentale (Farnese-Cellere), con spessori in genere metrici, ma che superano ampiamente la decina di metri lungo il Fosso La Nova, immediatamente oltre il limite nord-occidentale del Foglio (ove le scorie nere raggiungono dimensioni metriche).

In generale i prodotti della formazione di Sovana sono incisi dalla superficie di erosione che individua il passaggio al subsintema Giraldo, sulla quale si sono deposti i prodotti della formazione di Sorano (**SRK**). Localmente la formazione si chiude a tetto con un banco di lapilli pomicei da caduta, molto ricco di leucite analcimizzata, associato a materiali vulcanoclastici secondari più o meno pedogenizzati superiormente (es. Ponte di Stenzano, Fosso La Nova; spessore massimo complessivo di 1,7 m).

Le analisi al microscopio mostrano, come anche riscontrabile in campagna, che il grado di porfiricità delle pomici è basso nell'orizzonte basale ("BUS") e aumenta nelle unità di flusso superiori. I fenocristalli sono rappresentati da sanidino ubiquitario, subordinato clinopirosseno, scarsa biotite; il contenuto in leucite analcimizzata è ampiamente variabile e nel complesso aumenta verso l'alto. La composizione chimica delle pomici è trachitica nell'orizzonte basale (come riportato in PALLADINO & TADDEUCCI, 1998), e cade a cavallo dei campi trachitico e fonolitico nelle unità di flusso superiori (VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994).

L'età radiometrica, riferita all'unità di flusso principale, varia fra 207 ± 5 , 204 ± 5 e 198 ± 12 ka (TURBEVILLE, 1992a; alla luce di una reinterpretazione stratigrafica).

3.4.2.2 - Travertini della Doganella (DGN)

L'unità comprende ampie distese di travertini litoidi, principalmente massivi, fitoermali o microermali, piu' raramente fitoclastici, affioranti principalmente nella porzione più occidentale del Foglio 344 "Tuscania", dalla località Vepre sino in prossimità del limite meridionale. Anche se in genere i rapporti stratigrafici con le vulcaniti sono nascosti da coperture colluviali, i travertini risultano in gran parte sovrastanti la formazione di Sovana, come si osserva anche oltre il limite occidentale del Foglio sino al Fiume Fiora. Dunque la deposizione di travertini diviene particolarmente significativa successivamente alla messa in posto di tali prodotti eruttivi e abbraccia un lungo periodo temporale corrispondente ai subsintemi Pian della Mariuccia e Giraldo (sintema Fiume Fiora) e al sintema Fiume Marta, fino al presente. Lo spessore è piuttosto variabile e stimabile sui 100 m presso il versante occidentale del Monte Doganella. Le osservazioni effettuate suggeriscono che la genesi di questa vasta coltre travertinosa sia legata a precipitazione chimica nell'ambito di circuiti idrogeologici caratterizzati da un arricchimento di composti carbonatici, connesso a condizioni di bassa termalità.

In alcuni casi i travertini si sono deposti direttamente al di sopra di una superficie erosiva ad alto rilievo che a luoghi arriva ad incidere i depositi piroclastici appartenenti alle unità paleovulsine (**RRA**). Tra la Piana del Diavolo e C. Monterozzi, i travertini poggiano a diretto contatto con le ghiaie in matrice argillosa dell'unità del Fosso di San Savino (**SBM**_a). Localmente, nell'area tra Monte Canino e S. Umano, sono presenti intercalazioni di orizzonti cineritici e/o di epivulcaniti. Nella località Piana del Diavolo i travertini sono di norma ricoperti da un deposito alluvio-colluviale, nerastro, con frammenti dispersi di travertino, di spessore compreso tra pochi decimetri e alcuni metri, generato dalla pedogenesi diretta dei travertini stessi.

All'unità vengono accorpati anche diversi affioramenti isolati di travertino nel settore sud-orientale del Foglio, ad est del F. Marta (es. Piancarora, Bolceno, C.le Pisello, C.le Lognazzo), stratigraficamente superiori alla formazione di Canino e all'unità di Casale Pisello.

Età: Pleistocene medio p.p.-attuale.

3.4.3. - Subsintema Giraldo (FUF₃)

Il limite inferiore del subsintema è definito da una superficie di erosione da debolmente ondulata a fortemente inclinata che si riconosce in tutto il settore occidentale del Distretto Vulcanico Vulsino nell'ambito delle successioni piroclastiche di Latera. Comunemente canali di erosione ad U di ampiezza metrica o decametrica tagliano i prodotti della formazione di Sovana (SVK) ed appaiono riempiti dai depositi da ash flow della formazione di Sorano (SRK, età radiometrica di 194±5 - 187±8 ka; TURBEVILLE, 1992a, reinterpretata), salvo l'eventuale presenza di sottili livelli di ceneri e lapilli pomicei fini da caduta che drappeggiano l'articolata superficie pre-eruttiva. Localmente la superficie di erosione arriva ad interessare livelli stratigrafici inferiori, come le piroclastiti delle formazioni di Farnese e Canino o le unità laviche dei Campi Vulsini, con ampiezza di rilievo anche superiore ai 10 m (es. area di Giraldo-La Rocchetta, fra Piansano e Capodimonte; fig. 15). Dal momento che non sono segnalate evidenze di importanti fasi erosive regionali nell'intervallo temporale corrispondente alla discontinuità stratigrafica in questione (circa 200-190 ka, concomitante ad un alto stazionamento del livello marino, stadio isotopico 7), si può ritenere che l'instaurarsi di condizioni di intensa erosione nei Vulsini occidentali sia proprio legato alla deposizione dell'ampia e spessa coltre piroclastica di SVK, che avrebbe avuto l'effetto netto di un abbassamento pressoché istantaneo del livello di base del sistema di drenaggio locale di entità corrispondente allo spessore dei depositi. Questo esempio illustra come gli effetti locali della sedimentazione vulcanica parossistica si sovrimpongano alle tendenze evolutive a più ampia scala dei sistemi idrologici (legate alla tettonica regionale o alle fluttuazioni glacioeustatiche), fino a mascherarle.

In seguito, l'interazione fra l'abbassamento del livello marino e l'attività vulcanica di Latera, che si configura con numerosi eventi eruttivi originanti correnti piroclastiche intervallati da periodi di quiescenza relativamenti brevi (eruzione di Sorano ed eventi minori, cfr. SRK), dà luogo a ripetuti cicli di sedimentazione piroclastica nei bassi topografici ed intensa erosione dei depositi. Ne conseguono tipiche morfologie a box canyon (SPARKS, 1975), caratterizzate da contatti subverticali o addirittura aggettanti fra le diverse unità piroclastiche, come risulta perticolarmente evidente nel settore nord-orientale vulsino (Pitigliano-Sorano), oltre i limiti del Foglio. Un miglioramento climatico connesso ad un periodo interglaciale a circa 180 ka è testimoniato dall'abbondanza di resti vegetali e impronte di grandi tronchi d'albero nei depositi da corrente piroclastica della formazione di Grotte di Castro (GRC). Oltre alle già citate formazioni, fanno parte del subsintema in considerazione, e ancora del litosoma Latera, le formazioni di Onano e Pitigliano ed i prodotti dell'attività di diversi centri minori intra- e circum-calderici, fra i quali il plateau lavico della Selva del Lamone (VMO, età radiometrica 158±5-157±4 ka, METZELTIN & VEZZOLI, 1983), che rappresenta l'episodio effusivo più significativo.

Da notare infine che le successioni vulcaniche nelle aree prossimali del litosoma Latera pertinenti al subsintema sono interessate dalle discontinuità vulcano-tettoniche collegate al collasso calderico poligenico. Sebbene esse siano fondamentali per la ricostruzione della scansione temporale e dei meccanismi del collasso stesso, tali superfici di inconformità scompaiono allontanandosi dal bordo calderico e non risultano pertanto idonee alla definizione del quadro UBSU generale.

3.4.3.1. - Formazione di Sorano (SRK)

Per esigenze di rappresentazione cartografica, vengono accorpati a questa formazione del litosoma Latera (corrispondente all'omonima formazione di Vezzoli et alii, 1987 o unità eruttiva di PALLADINO et alii, 1994), i prodotti di alcuni eventi eruttivi minori stratigraficamente sottostanti. Fra questi sono da segnalare un deposito massivo da colata piroclastica (in parte correlabile all'ignimbrite "c" di SPARKS, 1975), a matrice cineritica grigia, ricca di cristalli di clinopirosseno e mica bruna, lapilli e blocchi pomicei grigio scuri o neri microvescicolati, con scarsa leucite analcimizzata, sovente nastriformi, complessivamente a gradazione inversa e a luoghi concentrati in tasche o lenti. Comunemente la parte alta del deposito si presenta zeolitizzata (sillar) ed assume una colorazione da grigio scuro ad avana o brunoaranciata. Localmente alla base è presente un banco cineritico grigio, poco coerente, ricco di lapilli accrezionari, il cui spessore varia da pochi centimetri ad oltre un metro. La piroclastite affiora in sporadici lembi con spessori di ordine metrico nell'area compresa tra Fosso la Tomba (S di Canino), Tessennano, Arlena di Castro e Piansano, risultando frequentemente incanalata in modeste paleodepressioni che incidono SVK. Le pomici mostrano chimismo latitico.

Altri depositi piroclastici riferibili ad eruzioni minori si rinvengono fra Piansano e Capodimonte (es. dintorni ad E di Piansano e fra M. Rosano e Poggio delle Forche) e sono costituiti da banchi cineritici e depositi massivi da colata piroclastica, a matrice cineritica giallognola zeolitizzata e pomici grigio scure disperse di dimensioni anche decimetriche.

La successione dell'eruzione di Sorano propriamente detta è costituita da diversi depositi cineritico-pomicei, riferibili essenzialmente a correnti piroclastiche diluite e turbolente, diffusi su un ampio areale intorno alla Caldera di Latera, anche se piuttosto discontinuamente in funzione di una paleomorfologia molto articolata. Ad essi sono intercalati sottili livelli da caduta. Nel Foglio 344 "Tuscania" i prodotti dell'eruzione di Sorano si riconoscono con maggiore continuità nel settore nord-occidentale (grosso modo a NO della direttrice Valentano-Canino) e più discontinuamente fra Piansano e Marta. In particolare, in quest'ultima zona, la base della successione eruttiva è caratterizzata da un livello cineritico giallognolo (spessore 5-10 cm), seguito da un orizzonte di lapilli pomicei fini da caduta (spessore massimo di una decina di centimetri) che, al di fuori dell'areale

di distribuzione delle unità minori sottostanti e salvo l'occasionale intercalazione di vulcanoclastiti secondarie (non cartografabili), poggiano direttamente sulla superficie di erosione di base del subsintema Giraldo. Seguono più unità di flusso, delle quali nel settore Piansano-Capodimonte se ne distinguono almeno tre principali ed altrettante a distribuzione più locale, di spessore variabile da meno di 1 m a circa 4 m. Sono in genere costituite da cineriti massive, giallo pallido o grigio chiaro-biancastre, da incoerenti a debolmente coerenti, ricche di lapilli accrezionari e contenenti lapilli pomicei bianco latte dispersi o a luoghi allineati in sciami o addensati e rari litici millimetrici. In particolare, un'unità di flusso superiore si caratterizza per la diffusa presenza di blocchi pomicei grigio scuri finanche decimetrici, contenenti cristalli millimetrici di sanidino; la componente litica si mantiene relativamente scarsa ed è rappresentata da inclusi lavici millimetrici o più raramente centimetrici. Laddove presenta spessori più elevati (4-7 m nei dintorni di Piansano, in località Benefizio e lungo il Fosso del Trescine) il deposito risulta parzialmente zeolitizzato. Depositi correlati all'eruzione di Sorano si riconoscono infine fra la Caldera di Latera e il Lago di Bolsena, ad esempio lungo il fondovalle a SO di Poggio Falchetto e sul vallo calderico orientale di Latera, dove si presentano arricchiti in frammenti ossidianacei.

A tetto di **SRK** affiorano generalmente i prodotti della formazione di Grotte di Castro del litosoma Latera, separati da un orizzonte debolmente pedogenizzato e localmente da vulcanoclastiti di ambiente fluviale (unità di Fosso la Tomba, **FTO**; fig. 15).

La componente pomicea è in genere scarsamente porfirica; i fenocristalli e microfenocristalli sono costituiti da sanidino, plagioclasio, biotite, clinopirosseno, opachi. La composizione chimica cade a cavallo dei campi fonolitico e trachitico (PALLADINO *et alii*, 1994), analogamente a quanto riportato per il settore settentrionale di Latera (VEZZOLI *et alii*, 1987; AGOSTA, 1996).

Alla formazione di Sorano viene attribuità un'età radiometrica di 194±5-187±8 ka (TurBeville, 1992a; reinterpretato).

3.4.3.2. - Unità di Poggio Carognone (PKA)

E' costituita da depositi di lapilli scoriacei neri o talora violetti, a gradazione multipla e a luoghi parzialmente saldati, derivanti da caduta stromboliana. La componente litica, nettamente subordinata, comprende inclusi accessori di dimensioni in genere centimetriche e sporadici blocchi lavici balistici finanche decimetrici. Per le caratteristiche di facies e la distribuzione areale, questi prodotti sono riconducibili ad un centro eruttivo radicato nella località di Poggio Carognone (a NE di Ischia di Castro), in prossimità dell'attuale bordo meridionale della Caldera di Latera, sebbene le relative morfologie siano scarsamente riconoscibili. I prodotti in esame risultano stratigraficamente superiori a quelli della formazione

di Sorano (**SRK**), senza evidenze di stasi temporali significative fra i due eventi, ed inferiori a quelli della formazione di Grotte di Castro (**GRC**) e rappresentano pertanto una delle rare testimonianze di attività minore nei periodi inter-eruttivi fra le principali eruzioni esplosive del Vulcano di Latera.

3.4.3.3. - Unità di Fosso la Tomba (FTO)

Consiste in depositi vulcanoclastici secondari, sabbiosi e sabbioso-conglomeratici, granosostenuti, stratificati e a laminazione incrociata, da incoerenti a cementati, di ambiente fluviale (spessore massimo almeno 3 m). I costituenti comprendono pomici, scorie, litici di natura lavica e subordinatamente sedimentaria (areniti); diffusa inoltre la presenza di cristalli di leucite analcimizzata e clinopirosseno. Talora sono presenti livelli costituiti prevalentemente da litici lavici e/o sedimentari di dimensioni anche decimetriche. A luoghi sono interessati da concrezioni travertinose o passano eteropicamente ai depositi travertinosi di **DGN**.

Come specificato a proposito dell'unità di Pian di Vico, l'unità di Fosso la Tomba è correlabile all'unità di Castel Ghezzo *p.p.* dei Fogli 353 "Montalto di Castro" e 354 "Tarquinia". I depositi di **FTO** affiorano principalmente nel settore sud-occidentale del Foglio 344 "Tuscania", fra il centro abitato di Canino e il limite meridionale del Foglio, per lo più intercalati fra i prodotti delle formazioni di Sorano e Grotte di Castro, o in qualche caso anche a tetto di quest'ultima. Localmente, lungo i fossi Canestraccio, la Tomba e Pian di Vico, si osserva la diretta sovrapposizione sulle vulcanoclastiti di **PVK**. Infine, si rinvengono intercalati alle suddette piroclastiti del litosoma Latera anche a nord di Tuscania (es. in località La Rocchetta; fig. 15), ma con spessori nell'ordine del metro (non cartografabili). Alla luce della presente ricostruzione stratigrafica, sono state attribuite a **FTO** anche alcune aree cartografate come **RSP** nel confinante Foglio 354 "Tarquinia".

Età: Pleistocene medio *p.p.*

3.4.3.4. - Formazione di Grotte di Castro (GRC)

Questa formazione piroclastica (cfr. VEZZOLI *et alii*, 1987 e unità eruttiva di Grotte di Castro-Onano *p.p.* PALLADINO *et alii*, 1994) raggruppa i prodotti di uno dei maggiori eventi esplosivi del litosoma Latera, ampiamente distribuiti intorno all'attuale caldera, ai quali vengono associati per esigenze cartografiche quelli di analogo aspetto relativi ad una precedente eruzione minore.

La base della formazione è costituita da un livello di lapilli fini scoriacei grigio scuri, ricco di cristalli di clinopirosseno, di spessore centimetrico, da caduta, cui segue un orizzonte di lapilli pomicei biancastri e litici lavici, a gradazione inversa-diretta, di spessore decimetrico, da caduta di tipo pliniano. La distribuzione areale dei prodotti da caduta è limitata a ESE della Caldera di Latera, fra Valentano e Capodimonte; lo spessore massimo osservato è di 40 cm presso la località Poggio delle Forche, a ONO di Capodimonte. La composizione chimica varia da shoshonitica, nelle scorie del livello inferiore, a trachitico-fonolitica nelle pomici dell'orizzonte superiore.

Sui livelli da caduta, ove presenti, o direttamente a contatto sulle unità sottostanti, si osservano estesamente bancate cineritiche, piuttosto coerenti, da massive a laminate, con locali strutture a duna, di colore bruno-verdognolo, contenenti lapilli fini scoriacei grigio scuri, microvescicolati, a chimismo shoshonitico, rari lapilli fini pomicei biancastri e abbondanti lapilli accrezionari finanche centimetrici, diffusi o spesso organizzati in sciami. Caratteristica, inoltre, la presenza di impronte di frustoli vegetali e di piante ad alto fusto. I caratteri deposizionali indicano un'origine da correnti piroclastiche diluite e turbolente, umide (*wet surge*). I depositi da *surge* mostrano spessori variabili dalla decina di centimetri a qualche metro (anche oltre 3 m nei dintorni di Piansano) ed un ampio areale di distribuzione intorno alla Caldera di Latera, fra Capodimonte, Piansano e Ischia di Castro, estendendosi inoltre nei settori ad O e NO della stessa, ben oltre i limiti del Foglio.

Al di sopra di un paleosuolo bruno più o meno sviluppato, si rinvengono i depositi relativi all'evento eruttivo principale, costituiti alla base da bancate cineritiche giallo-verdognole, più o meno zeolitizzate, da massive a laminate, da *surge* piroclastico, contenenti lapilli fini pomicei grigio scuri a leucite analcimizzata, lapilli accrezionari ed impronte di resti vegetali (spessori di ordine metrico). A tetto è presente un deposito massivo da colata piroclastica, a matrice cineritica giallo-arancione coerente per zeolitizzazione (*sillar*), contenente sparsi lapilli e blocchi scoriacei da grigio scuri a neri (con rari fenocristallì di leucite analcimizzata), abbondanti cristalli liberi di clinopirosseno, subordinati sanidino e mica bruna e sporadico analcime, e diffusi litici di natura vulcanica (lave, tufi) e sedimentaria (compresi litotipi carbonatici) da millimetrici a centimetrici, oltre ad inclusi granulari olocristallini.

Questi depositi affiorano estesamente in tutto il settore del Foglio ad O del Fiume Marta, con spessori complessivi ampiamente variabili in funzione delle paleomorfologie che hanno influenzato le dinamiche di trasporto e deposizione delle correnti piroclastiche. In particolare, le facies zeolitizzate (*sillar*) sono esposte in pareti di altezza anche superiore ai 10-15 m, come ad esempio nei dintorni di Ischia di Castro e Piansano o lungo il Fosso del Trescine, ma anche notevolmente maggiori oltre i limiti settentrionali del Foglio (Pitigliano, Grotte di Castro). Tipicamente esse costituiscono buona parte delle rupi tufacee su cui sorge la maggior parte dei centri storici dei Vulsini occidentali: nel Foglio 344 "Tuscania" è questo il caso di Farnese, Ischia di Castro, Pianiano, Arlena di Castro, Piansano.

Localmente si intercalano livelli e lenti di brecce litiche grossolane con clasti

lavici arrotondati anche superiori al decimetro (ad es. nelle valli incise nel versante orientale del Vulcano di Latera digradante verso il Lago di Bolsena). Infine, una facies incoerente di colore grigio scuro, arricchita in lapilli e blocchi scoriacei, si riscontra in aree prossimali a SO dell'attuale bordo calderico meridionale di Latera (fra la Selva del Lamone e il Ponte di Stenzano).

Nei settori ad E e SE della caldera, i depositi in esame sono separati dai sovrastanti prodotti della formazione di Onano da una superficie di erosione e/o da livelli vulcanoclastici secondari, salvo la locale intercalazione di prodotti legati ad eruzioni minori (es. nei dintorni della località di Poggio Falchetto, presso la riva occidentale del Lago di Bolsena); più raramente si osservano livelli pedogenizzati immaturi.

Per quanto riguarda la composizione chimica, le scorie scure nel *sillar* risultano, al di là di un'alterazione sovente piuttosto spinta, delle fonoliti tefritiche.

3.4.3.5. - Formazione di Onano (ONK)

La formazione di Onano (cfr. MARSELLA *et alii*, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987) raggruppa i prodotti di un evento eruttivo del Vulcano di Latera, affioranti prevalentemente a N e ad E dell'attuale caldera e solo limitatamente nel Foglio 344 "Tuscania", fra il bordo calderico di Latera e il Lago di Bolsena. Per una ricostruzione dettagliata della successione eruttiva e delle dinamiche dell'evento in relazione ad un'importante fase di collasso calderico di Latera si rimanda a PAL-LADINO & SIMEI (2005; vedi anche titoli VII e VIII e fig. 29).

Nell'area del Foglio è esposta principalmente la parte inferiore della formazione, rappresentata in ordine stratigrafico da: depositi cineritico-pomicei grigio chiaro-biancastri, da massivi a blandamente stratificati, da incoerenti a litificati superiormente per zeolitizzazione, a formare un *sillar* giallo-arancione maculato di lapilli e blocchi scoriacei neri, a luoghi deformati plasticamente (spessore complessivo anche superiore a 8 m), da corrente piroclastica; agglomerati di lapilli e blocchi scoriacei di colore variabile da nero a vinaccia, frequentemente deformati plasticamente (*spatter*), in matrice cineritica grossolana, essenzialmente riferibili ad una messa in posto da corrente piroclastica (*spatter flow*; spessore massimo intorno ai 3 m), localmente passanti gradualmente, inferiormente e superiormente, a brecce litiche grossolane e caotiche, con clasti vulcanici e sedimentari (spessori 1-2 m); depositi stratificati di spessore metrico, costituiti da alternanze di livelli di cineriti a laminazione piano-parallela e incrociata e banchi di lapilli scoriacei, rispettivamente derivanti da attività idromagmatica e stromboliana.

Gli affioramenti più significativi si rinvengono lungo le vallecole che incidono il versante orientale dell'edificio di Latera digradante verso il lago e poco a SE di Valentano (testata del Fosso del Trescine); inoltre la formazione si riscontra sporadicamente lungo il vallo calderico di Latera e a S della S.P. Verentana, come ad es. sulla parete interna settentrionale del cratere del Lagaccione. La formazione è separata a tetto da una superficie di erosione con evidente discordanza angolare e/o da un paleosuolo immaturo dai tufi di Poggio Pinzo.

La formazione, come già messo in luce dagli studi precedenti, presenta notevoli variazioni nella frazione juvenile per quanto riguarda gli aspetti tessiturali macro- e microscopici, grado di vescicolazione e composizione. In particolare, al chimismo shoshonitico-fonotefritico degli *spatter* nero-vinaccia (MARSELLA *et alii*, 1987), fa riscontro la composizione latitica (al limite con la tefrifonolitica) delle pomici biancastre nei depositi inferiori, campionate presso la località di Poggio Falchetto.

3.4.3.6. - Unità di Campo del Carcano (CCK)

Si tratta di depositi vulcanoclastici biancastri o giallastri, a granulometria limoso-sabbiosa, di ambiente limnopalustre, a luoghi ricchi di resti di frustoli vegetali e frammenti di gasteropodi (cfr. "lc₁" del Foglio 136 "Tuscania", ALBERTI *et alii*, 1969). Localmente si rinvengono depositi travertinosi in strati sottili con laminazione più o meno evidente, o più raramente in bancate metriche, intercalati a livelli limosi (**DGN**).

Nell'area del Foglio 344 "Tuscania" affiorano a più livelli stratigrafici nella porzione intracalderica sud-occidentale di Latera. Ad esempio, nelle località di Poggio del Cerro e Campo del Carcano (NO di Valentano), dove tali depositi raggiungono in affioramento spessori anche di 20 m, si rinvengono intercalati orizzonti piroclastici attribuibili ai tufi di Poggio Pinzo (**PZP**). Lungo il Fosso della Faggeta i depositi, stratigraficamente sottostanti alla colata lavica del centro eruttivo di Monte Becco (cfr. **MBK**_b), si presentano rimobilizzati per fenomeni di *slumping*. Lungo la S.P. Valle dell'Olpeta affiorano invece al di sotto delle lave di Poggio del Mulino (**PUL**). Infine, in alcuni casi (es. nei pressi della Miniera Acquaforte, a N di Poggio del Cerro e presso Panton delle Murcie), sono esposti con spessori di qualche metro sia a tetto che a letto dei prodotti della formazione di Pitigliano (**PTK**).

3.4.3.7. - Tufi di Poggio Pinzo (PZP)

Successione piroclastica costituita da banchi di lapilli scoriacei in genere di colore grigio scuro, ben classati e gradati, con sporadici bombe e blocchi balistici, da caduta stromboliana, dello spessore da decimetrico a metrico, alternati ripetutamente a depositi cineritici, con lapilli juvenili grigio scuri scarsamente vescicolati e litici di natura lavica e sedimentaria, da poco coerenti a consolidati, di spessore da decimetrico a metrico, mostranti la tipica associazione di facies dei *surg*e piroclastici idromagmatici (facies massive, strutture trattive quali laminazione piano-parallela e incrociata, tappeti di trazione, dune a basso angolo e festoni). A luoghi i livelli idromagmatici presentano un contatto basale erosivo, mostrandosi incanalati in quelli stromboliani. I caratteri microtessiturali e morfoscopici al SEM confermano le ripetute transizioni di stile eruttivo da magmatico a idromagmatico (PALLADINO & TADDEUCCI, 2000).

Questi depositi fanno parte di una successione piroclastica potente fino a qualche decina di metri, ampiamente diffusa intorno alla Caldera di Latera e stratigraficamente compresa fra le formazioni di Onano e Pitigliano (cfr. VEZZOLI *et alii*, 1987). Nel Foglio 344 "Tuscania", affiorano generalmente a piano campagna e con spessori metrici esclusivamente nella porzione settentrionale, in aree intra- e pericalderiche comprese tra Farnese, Valentano e Capodimonte. All'interno della depressione calderica di Latera sono localmente intercalati a depositi limnopalustri (cfr. **CCK**).

La composizione chimica della frazione juvenile scoriacea, campionata tra Farnese e S. Maria di Sala, cade nel campo delle tefriti fonolitiche.

3.4.3.8. - Formazione di Pitigliano (PTK)

Questa formazione (cfr. LANDI, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987; *Pitigliano Tuffs*, TURBEVILLE, 1992b), nota in passato come *vulcanite complessa di Pitigliano* (LOCARDI & MITTEMPERGHER, 1965), raggruppa i prodotti del più recente evento eruttivo connesso alla strutturazione della caldera poligenica di Latera (NAPPI *et alii*, 1991). Secondo gli studi precedenti, la complessa successione eruttiva, comprendente depositi di pomici, *spatter* e *sillar* da attività di fontana di lava e colata piroclastica, a luoghi saldati e reomorfici, associati a duomi lavici, sarebbe collegata alla genesi della piccola Caldera del Vepe nel settore nord-occidentale della Caldera di Latera (poco a N dell'area del Foglio), ospitante il Lago di Mezzano.

La formazione, che nella Caldera di Latera e a NO della stessa raggiunge uno spessore complessivo dell'ordine di qualche decina di metri, affiora solo marginalmente nel Foglio 344 "Tuscania", prevalentemente all'interno del settore calderico sud-occidentale e in prossimità dell'orlo calderico meridionale, stratigraficamente a tetto di **PZP** o, in area intracalderica, intercalata ai depositi limnopalustri di **CCK**; meno estesamente affiora inoltre al limite NO del Foglio, ai margini dell'espandimento lavico della Selva del Lamone, che la ricopre stratigraficamente (cfr. **VMO**).

Fra le principali unità deposizionali costituenti **PTK**, nell'area intracalderica rilevata si riconosce inferiormente un deposito a lapilli e blocchi scoriacei grigio scuri scarsamente vescicolati, più o meno saldati e schiacciati in forma di fiamme, contenenti fenocristalli di leucite analcimizzata e clinopirosseno (*spatter flow*). Al di sopra di esso poggiano dei depositi piroclastici litificati per zeolitizzazione (*sillar*) o parziale saldatura, di colore variabile dal giallo-arancione al marrone,

contenenti pomici giallognole e scorie nerastre di dimensioni anche decimetriche a leucite analcimizzata, quest'ultima, con cristalli femici, dispersa anche nella matrice. Inoltre, tra Panton delle Murcie e Monte Becco, si osserva una transizione graduale verso il basso da facies di *spatter flow* a facies laviche da microve-scicolate (cfr. *foam lava*, LOCARDI & MITTEMPERGHER, 1965) a compatte, di colore grigio, con fenocristalli di leucite anche centimetrica e clinopirosseno.

Nei pressi del confine nord-occidentale del Foglio, la formazione è costituita da un livello basale di pomici millimetriche chiare da caduta (spessore massimo 20 cm), contenente cristalli femici e a luoghi abbondanti litici lavici centimetrici, come ad es. in località Tufarelle, ove alla base è presente inoltre un sottile orizzonte cineritico. Segue un deposito massivo da colata piroclastica, di colore variabile da grigio chiaro o violaceo, ove incoerente, a giallo aranciato, ove litoide, contenente pomici grigio chiare e nere, anche decimetriche, ben vescicolate, con rari fenocristalli di sanidino, sia sparse che organizzate in lenti o tasche (spessore massimo 5 m). Superiormente sono presenti due unità di flusso piroclastico zeolitizzate o parzialmente saldate (spessore complessivo 3,5 m): quella inferiore di colore variabile dal grigio-nero al marrone-rosato, l'altra di colore giallo-arancione; entrambe sono costituite da una matrice cineritica e da lapilli pomicei neri schiacciati in forma di fiamme, lapilli litici fini e cristalli femici dispersi. Anche alla luce degli studi precedenti, risulta probabile una correlazione fra le due unità ora descritte con le facies zeolitizzate o saldate sovrastanti il deposito da spatter flow degli affioramenti intracalderici.

I caratteri minero-petrografici, con particolare riferimento alle facies laviche associate, sono dettagliatamente illustrati in BRAI *et alii* (1979). Il chimismo della frazione piroclastica juvenile varia sensibilmente lungo la successione eruttiva da fonolitico a tefrifonolitico (LANDI, 1987).

Età radiometrica: 166±4 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983); 158-155±11 ka (TURBEVILLE, 1992a).

3.4.3.9 - Lava di Poggio del Mulino (PUL)

Si tratta di un modesto espandimento di lava di colore grigio scuro, vescicolata e fratturata, a luoghi con esfoliazione cipollare. Macroscopicamente presenta struttura debolmente porfirica, contraddistinta da rari fenocristalli di clinopirosseno di dimensioni millimetriche. Affiora con continuità nei dintorni all'omonima località, ad O di Valentano, al di sopra dei depositi limnopalustri di **CCK**. Un lembo isolato di questa lava affiora inoltre ai piedi di Monte Saliette. I massimi spessori, dell'ordine dei 20-25 m, sono esposti lungo il Fosso Olpeta.

In sezione sottile mostra struttura scarsamente porfirica, con fenocristalli di clinopirosseno salitico, a tendenza più o meno augitica, e plagioclasio labradoritico-bytownitico; la pasta di fondo è costituita da leucite, clinopirosseno, plagioclasio, sanidino, magnetite e tracce di biotite ed ematite.

Il chimismo (analisi di LANDI, 1987 e BRAI *et alii*, 1979) cade a cavallo dei campi delle shoshoniti e delle tefriti fonolitiche.

3.4.3.10. - Lava di Poggio San Luce (LUE)

Macroscopicamente si presenta di colore grigio scuro, vescicolata, a struttura porfirica, con fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e plagioclasio. A luoghi mostra fratture da raffreddamento ed esfoliazione cipollare. Costituisce un modesto lembo affiorante con spessori non superiori a 5 m presso l'omonima località all'interno della Caldera di Latera, a tetto della formazione di Pitigliano.

Al microscopio la struttura è porfirica, con fenocristalli di clinopirosseno salitico, a tendenza più o meno augitica, e plagioclasio labradoritico-bytownitico; la pasta di fondo è costituita da leucite, clinopirosseno, plagioclasio, sanidino, magnetite e da biotite ed ematite in tracce. La composizione chimica (secondo le analisi in B_{RAI} *et alii*, 1979) cade nel campo delle shoshoniti, al limite con i trachibasalti.

3.4.3.11. - Lava di Monte Spinaio (LSN)

Affiora in parte al limite settentrionale del Foglio 344 "Tuscania", all'interno della depressione calderica di Latera (NNO di Valentano), al di sopra della formazione di Pitigliano. Si presenta in genere di colore grigio chiaro-biancastro per intensa alterazione idrotermale, che conferisce alle lava scarsa consistenza ed aspetto farinoso.

Ove meno alterata, all'osservazione microscopica mostra struttura porfirica, con prevalenti fenocristalli di clinopirosseno, in termini intermedi tra salite e diopside, plagioclasio bytownitico, sanidino e olivina; la pasta di fondo è costituita da plagioclasio, clinopirosseno e accessori. Sulla base delle analisi chimiche riportate da SCHNEIDER (1965) e VEZZOLI *et alii* (1987), la lava è classificabile rispettivamente come latite o shoshonite.

3.4.3.12. - Lava di Poggio Murcie (PUC)

Lava di colore grigio scuro, molto tenace, scarsamente vescicolata, porfirica per fenocristalli millimetrici di clinopirosseno. Costituisce il modesto rilievo ubicato in prossimità di Panton delle Murcie, all'interno della Caldera di Latera (NO di Valentano); affiora limitatamente con spessori di qualche metro a tetto di orizzonti travertinosi associati a **CCK**.

All'analisi microscopica presenta caratteristiche analoghe a **PUL** e **LUE**. Secondo l'analisi di LANDI (1987), la composizione chimica rientra fra le tefriti fonolitiche.

3.4.3.13. - Unità di Monte Becco (MBK)

L'unità raggruppa i prodotti del centro eruttivo di Semonte, un modesto rilievo isolato nella Selva del Lamone, a N di Farnese, costituito da due piccoli coni di scorie coalescenti (MBK_a), e le lave affioranti circa 2 km più ad E (MBK_b), associate all'attività eruttiva del cono di scorie di Monte Becco, ubicato poco oltre il limite settentrionale del Foglio. MBK_a è costituita da bancate di spessore da decimetrico a metrico di lapilli e blocchi scoriacei di color vinaccia, litici lavici e sedimentari, da caduta stromboliana, con intercalati orizzonti cineritici. Questi depositi affiorano esclusivamente in corrispondenza dell'altura di Semonte, circondati (e probabilmente ricoperti) dalle lave della Selva del Lamone (VMO). In questa sede, si preferisce accorpare il centro di Semonte alle lave di Monte Becco, piuttosto che a quelle della Selva del Lamone, per una maggiore affinità composizionale.

Nell'area rilevata, le lave di \mathbf{MBK}_{b} si rinvengono principalmente come detrito erratico; si presentano di colore grigio chiaro, compatte e a luoghi microvescicolate, macroscopicamente subafiriche, con sporadici fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e feldspato. Poggiano su **PTK** o **CCK**, mentre i contatti stratigrafici con **VMO** non sono evidenti.

Fra le lave associate al centro eruttivo di Monte Becco (in prevalenza affioranti oltre il limite del Foglio), BRAI *et alii* (1979) riscontrano una certa disomogeneità nei caratteri minero-petrografici e chimici, che denota probabilmente l'esistenza di più colate laviche. All'analisi microscopica il grado di porfiricità è in genere basso: i fenocristalli sono rappresentati da clinopirosseno e plagioclasio, a luoghi associati a sanidino, biotite e magnetite; la pasta di fondo, olocristallina, è costituita da leucite, clinopirosseno, plagioclasio ed eventuali sanidino, biotite, magnetite e altri accessori. Nei prodotti del centro di Semonte (**MBK**_a), alle succitate fasi mineralogiche si aggiungono modeste quantità di olivina sia in fenocristalli che in pasta di fondo. I chimismi ottenuti da BRAI *et alii* (1979) variano nell'ambito dei campi delle shoshoniti e delle tefriti fonolitiche per **MBK**_b, con il campione di **MBK**_a ricadente all'interno della stessa dispersione.

Per le lave di Monte Becco, METZELTIN & VEZZOLI (1983) riportano un'età radiometrica di 145±9 ka.

3.4.3.14. - Lave della Selva del Lamone (VMO)

Queste lave mostrano colore grigio scuro, elevata compattezza, alto grado di vescicolazione verso il tetto; all'osservazione macroscopica la struttura è porfirica con evidenti fenocristalli millimetrici di clinopirosseno e olivina.

Costituiscono un vasto espandimento allungato per quasi 10 km in senso NE-SO, affiorante estesamente nel settore nord-occidentale del Foglio 344 "Tuscania" ed in parte oltre i limiti dello stesso, in posizione stratigrafica superiore alla formazione di Pitigliano (**PTK**). E' inoltre probabile che le lave abbiano aggirato il piccolo edificio di Semonte (**MBK**_a). La distribuzione areale coincide con l'omonima vasta estensione boschiva; il *plateau* lavico è delimitato verso SE dalla profonda incisione del Fosso Olpeta. Il punto di emissione è identificabile con il centro eruttivo pericalderico de La Dogana, ubicato all'estremità nordorientale del *plateau* (poco fuori del Foglio).

In sezione sottile le lave presentano struttura altamente porfirica (finanche >30%), da olocristallina a ipocristallina, tessitura isotropa. I fenocristalli, riferibili ad almeno due generazioni di cristallizzazione intratellurica, sono costituiti da clinopirosseno (termini intermedi tra salite e diopside), olivina forsteritica, plagioclasio bytownitico, magnetite e, occasionalmente, sanidino; la pasta di fondo è costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina, sanidino, magnetite, biotite ed eventuale vetro.

La composizione chimica è shoshonitica, tendente a latitica, anche in accordo con i dati di letteratura (BRAI *et alii*, 1979; VEZZOLI *et alii*, 1987).

Età radiometrica: 158±5-157±4 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983).

3.5. - SINTEMA FIUME MARTA (FUM)

Il limite di sintema Fiume Fiora-Fiume Marta viene correlato ad una fase erosiva regionale evidenziata nella fascia costiera dei fogli adiacenti e ricondotta al basso eustatico corrispondente al picco isotopico 6 (Fig. 12). Essa è ampiamente registrata nella porzione meridionale del Foglio 344 "Tuscania" da una superficie di erosione ad alto rilievo che interseca le successioni vulcaniche di Latera, Campi Vulsini e Paleovulsini sino ad interessare il substrato sedimentario pliocenico. In particolare, tale superficie di discontinuità è ben esposta nei dintorni della città di Tuscania (Valle del Fiume Marta presso l'acropoli di San Pietro), dove è stata recentemente definita la base del sintema Fiume Marta (*workshop* CARG Foglio 344 "Tuscania", Gennaio 2005), per il quale è stata proposta un'estensione dallo stadio isotopico 6 al 2.

Come si osserva in tale area, l'intensa fase erosiva si è verificata successivamente alla messa in posto della formazione di Grotte di Castro del litosoma Latera (**GRC**, età estrapolata ~187-166 ka), originando profonde paleovalli nelle quali risultano incanalati spessi depositi da colata piroclastica riferibili alle facies distali del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (cfr. **WIC**, 150±4 ka, LAURENZI & VILLA, 1987; fig. 14). L'orientamento delle paleovalli con ampiezze di diverse decine di metri evidenzia un sistema di drenaggio ed una paleomorfologia analoghi al presente (vedi ad es. la persistenza della valle del Fiume Marta). La presenza dei prodotti di **WIC** canalizzati fornisce quindi un vincolo geocronologico per lo sviluppo della *unconformity*, in accordo con la correlazione alla fase di abbassamento del livello marino del tardo Pleistocene medio che ha preceduto lo stadio isotopico 6.

Il limite inferiore del sintema Fiume Marta può essere dunque identificato con la superficie deposizionale della suddetta unità piroclastica in tutta l'area di diffusione di quest'ultima nei terreni vulcanici del Lazio centro-settentrionale fino al Distretto Sabatino. Nelle aree più settentrionali del Foglio la discontinuità risulta invece scarsamente identificabile e può essere estrapolata sulla base di considerazioni stratigrafiche e geocronologiche.

La superficie di tetto del sintema (correlata allo stadio isotopico 2) è ricoperta da estese coltri vulcanoclastiche eluvio-colluviali recenti ed attuali, più o meno interessate da formazione di suolo e da attività antropica, o coincide con l'attuale superficie topografica. Nell'ambito temporale pertinente a **FUM** ricade il passaggio fra Pleistocene medio e superiore (stadio isotopico 5), tuttavia scarsamente riconoscibile nell'area rilevata.

In prossimità della costa tirrenica il sintema comprende unità marino-costiere, continentali e vulcaniche, fra le quali il Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano. La superficie di erosione su cui poggia tale piroclastite, eterocrona e ad alto profilo, arriva ad incidere il substrato sedimentario (unità della Pietraforte). Il colmamento delle paleovalli a seguito della deposizione di **WIC** ha formato un vasto *plateau* piroclastico che in modo pressoché continuo si estende dai piedi del Vulcano di Vico al limite meridionale del Distretto Vulsino e fino a pochi chilometri dalla costa attuale.

Nell'area del Foglio, le successioni vulcaniche appartenenti al sintema registrano un declino nell'attività vulsina, mentre il vulcanismo vicano raggiunge il suo acme eruttivo. Si colloca a cavallo fra questo sintema e quello precedente (talora con qualche incertezza nell'attribuzione) l'attività di diversi centri eruttivi minori intra- e circumcalderici del litosoma Latera (es. Valentano) ed altri extracalderici isolati riferibili ai Campi Vulsini (Monte Bisenzio, Lagaccione, Isola Bisentina, Isola Martana). I dati di terreno non consentono di definirne con certezza le rispettive relazioni stratigrafiche. In particolare, l'unità dell'Isola Bisentina comprende i prodotti più giovani sinora datati in tutto il Distretto Vulsino (127,4±1,8 ka, NAPPI *et alii*, 1995).

3.5.1. - Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (WIC)

Questa formazione piroclastica, nota anche come *Ignimbrite C* (LOCARDI, 1965) o *Vico C* (CIONI *et alii*, 1987), rappresenta il maggiore evento eruttivo esplosivo del Distretto Vicano, correlato alla fase più importante di collasso calderico. Nella porzione sud-orientale del Foglio (dalla città di Tuscania verso E), i lembi distali dell'estesa coltre piroclastica affiorano a tetto delle successioni vulcaniche vulsine (litosomi Paleovulsini, Campi Vulsini e Latera). Il deposito si presenta massivo, a matrice cineritica comunemente zeolitizzata e di colore bruno-rossiccio, o inferiormente, ove meno zeolitizzata, tendente al grigio, maculato di lapilli e blocchi pomicei neri, anche decimetrici, contenenti cristalli di leucite analcimizzata e sanidino, questi ultimi presenti anche nella matrice; diffusi sono gli inclusi litici, da millimetrici a centimetrici, sia lavici che di altra natura (areniti e argilliti, olocristallini a leucite e clinopirosseno).

Lungo la valle del Fiume Marta, all'altezza dell'acropoli di S. Pietro di Tuscania, si osservano lembi dei depositi da colata piroclastica di **WIC**, dello spessore anche superiore a 15 m, appoggiati contro le ripide pareti di palemorfologie profondamente incise, nelle quali i flussi mostrano di essersi incanalati. Come già specificato, tale superficie di inconformità ad alto rilievo, che pone **WIC** in contatto con diverse unità vulcaniche o direttamente con il locale substrato argilloso, definisce la base del sintema Fiume Marta (Fig. 14). L'erosione del Fiume Marta dal Pleistocene superiore all'attuale ha agito sui depositi di **WIC** che avevano colmato le paleodepressioni, portando alla situazione presente.

Il chimismo delle pomici nere, campionate nell'area del Foglio, cade a cavallo dei campi trachitico, latitico e fonolitico, come risulta anche da dati di letteratura in zone confinanti (PALLADINO *et alii*, 1994) o in area vicana (cfr. *Sutri formation*, PERINI *et alii*, 1997).

Età radiometrica: 150±4 ka (LAURENZI & VILLA, 1987).

3.5.2. - Unità di Monte di Cellere (MCK)

Questa unità comprende prodotti piroclastici (MCK_a) e lavici (MCK_b) relativi all'attività dei coni di scorie di Monte Marano e Monte di Cellere, situati nel settore nord-occidentale del Foglio 344 "Tuscania", fra Ischia di Castro e Piansano, la cui morfologia è in buona parte ancora conservata. MCK_a è costituita da bancate metriche di lapilli, bombe e blocchi scoriacei rosso-arancio, a gradazione multipla, da caduta stromboliana, oggetto di estesa attività estrattiva. Frequenti sono gli inclusi balistici lavici di dimensioni anche decimetriche, con impronte d'impatto. Ai due coni di scorie sono associate colate laviche (MCK_b), di colore grigio scuro e compattezza litoide, a grana fine e per lo più afiriche; ove più alterate sono contraddistinte da colore grigio più chiaro, esfoliazione cipollare ed aspetto pulverulento. La colata lavica riferibile a Monte Marano presenta estensione molto limitata in prossimità del centro eruttivo stesso, mentre le lave emesse dal Monte di Cellere costituiscono un piccolo *plateau* esteso verso S fino all'abitato di Tessennano. Queste ultime si rinvengono per lo più come coltre di detrito e solo raramente affiorano con spessori di ordine metrico. Esse sono separate dalla sottostante formazione di Grotte di Castro da depositi probabilmente coeruttivi di lapilli scoriacei da caduta di spessore metrico (es. in località S. Anna, immediatamente a O di Piansano; non distinti cartograficamente).

Al microscopio le lave mostrano struttura da scarsamente porfirica ad afirica (es. nell'affioramento distale di Tessennano), da olo- a ipocristallina, pilotassica; la tessitura è isotropa. I fenocristalli comprendono clinopirosseno, prevalente, plagioclasio zonato, rara olivina (con alterazione iddingsitica) e magnetite; occasionale la leucite. Nella pasta di fondo sono presenti leucite (prevalente), clinopirosseno, plagioclasio, sanidino pecilitico, scarsa biotite e magnetite.

La composizione chimica cade a cavallo dei campi shoshonitico e trachibasaltico, anche alla luce di quanto riportato da Conticelli *et alii* (1987) e PALLADINO *et alii*, 1994).

3.5.3. - Unità di Monte Bisenzio (BSZ)

Comprende depositi massivi e caotici o in bancate di spessore metrico, con gradazione più o meno evidente, costituiti da lapilli, bombe e blocchi scoriacei di colore grigio scuro o vinaccia, più o meno saldati, da attività hawaiiano-stromboliana, che ha originato i coni di scorie di Monte Bisenzio e Colle Palazzetto posti a ridosso della sponda sud-occidentale del Lago di Bolsena (NO di Capodimonte; BSZ_a). Ad essi è associata una modesta attività effusiva (BSZ_b). L'erosione lacustre ha in parte smantellato l'edificio vulcanico principale di Monte Bisenzio (che si eleva attualmente di circa 100 m sul livello del lago), mettendone in luce la struttura interna, tagliata da dicchi lavici, il maggiore dei quali, spesso circa 2 m, è orientato circa NO-SE. Appena accennate risultano invece le morfologie del successivo piccolo cono di Colle Palazzetto. Le osservazioni di campagna non consentono di definire le relazioni stratigrafiche con le unità vulcaniche del litosoma Latera; l'attività sembrerebbe comunque precedente a quella del limitrofo centro del Lagaccione (cfr. LGC).

Le lave (\mathbf{BSZ}_b) costituiscono un espandimento di modesta estensione a SE del cono di Monte Bisenzio (località Ara della Crociata), definendo una piccola penisola nel lago. Si presentano di colore grigio chiaro, a grana fine, vacuolari, tendenzialmente afanitiche, salvo dispersi fenocristalli femici. Al microscopio la struttura è scarsamente porfirica, olocristallina, glomerosertale; la tessitura è

isotropa. La paragenesi intratellurica è costituita da clinopirosseno in rari fenocristalli e microfenocristalli, zonati e corrosi, leucite e rara olivina; nella pasta di fondo si distinguono abbondante clinopirosseno, leucite, plagioclasio, scarso sanidino e magnetite.

Inoltre affiorano molto limitatamente lave riferibili all'attività del centro di Colle Palazzetto. Queste ultime, di colore grigio e aspetto microvacuolare, mostrano struttura porfirica con fenocristalli millimetrici di clinopirosseno.

Il chimismo è shoshonitico, sia per la lava di Ara della Crociata (al limite con il trachibasaltico, come anche riportato in PALLADINO *et alii*, 1994) che per le scorie di Colle Palazzetto.

3.5.4. - Unità del Lagaccione (LGC)

Questa unità raggruppa i prodotti piroclastici del centro eruttivo del Lagaccione (Campi Vulsini), localizzato fra Valentano e Capodimonte. La successione eruttiva comprende depositi per lo più massivi e incoerenti di lapilli, bombe e blocchi scoriacei neri con vescicolazione alveolare ben sviluppata e fenocristalli millimetrici di leucite, sanidino e olivina, da caduta stromboliana, passanti superiormente, mediante una transizione alternata, sottolineata da livelli arricchiti nella componente litica, a depositi di cineriti e lapilli scoriacei, da blandamente a ben stratificati, più o meno coerenti, di colore da grigio scuro ad avana. Per questi ultimi, l'associazione di facies massive, a laminazione piano-parallela, ondulata e incrociata e a dune a basso angolo, e il variabile (ma in genere relativamente scarso) grado di vescicolazione della componente juvenile, indicano tipicamente una messa in posto da surge piroclastici idromagmatici. Caratterizzano le facies prossimali dei depositi diffusi blocchi lavici balistici (si nota in particolare la presenza di lave altamente porfiriche a leucite), di dimensioni finanche intorno al metro e con impronte d'impatto, e calchi di tronchi d'albero e resti vegetali. I prodotti descritti affiorano con spessori massimi complessivi inferiori alla decina di metri lungo le pareti interne e, con spessori rapidamente decrescenti, nelle immediate vicinanze dell'attuale depressione del Lagaccione, di forma ellittica, con asse maggiore di circa 1,5 km, e fondo pianeggiante, identificabile con una morfologia craterica di tipo maar. Del cono di scorie legato all'attività stromboliana iniziale sono esposte solo alcune porzioni relitte nella zona orientale del vallo craterico, essendone la morfologia in gran parte stata obliterata dalla successiva attività esplosiva a prevalente carattere idromagmatico. A quest'ultima si deve la formazione di un anello di tufo, dalla morfologia tuttora ben preservata, nonostante l'erosione dei versanti ed il riempimento della depressione craterica da depositi lacustri ed alluvionali recenti ed attuali.

I prodotti del centro eruttivo del Lagaccione sono separati da una superficie di

erosione, localmente associata ad una chiara discordanza angolare, o da un paleosuolo, dai sottostanti tufi di Poggio Pinzo (**PZP**) o, in qualche caso, da altre unità piroclastiche di Latera (es. **ONK**).

Da segnalare che i sedimenti di riempimento del fondo della conca del Lagaccione sono stati oggetto di studi palinologici a fini paleoclimatici e paleoambientali (FOLLIERI *et alii*, 1993; NARCISI & ANSELMI, 1998; MAGRI, 1999).

Chimicamente, le scorie stromboliane rientrano nel campo dei trachibasalti.

3.5.5. - Unità di Valentano (VLN)

L'unità comprende prodotti piroclastici e lavici emessi da un centro eruttivo poligenico, ubicato sul bordo sud-orientale della Caldera di Latera, costituito da almeno tre coni di scorie coalescenti, rispettivamente corrispondenti al rilievo su cui sorge il centro storico di Valentano, Monte Starnina (620 m s.l.m., massima quota del Foglio) e Madonna dell'Eschio (ai quali vanno probabilmente aggiunti i resti di un ulteriore edificio in parte riconoscibile in Monte Altieri).

I depositi da caduta stromboliani (VLN_a) sono stati oggetto di intensa attività estrattiva (limitata ai giorni nostri al solo cono di Madonna dell'Eschio), che ne ha messo in luce per spessori di diverse decine di metri l'organizzazione in bancate da decimetriche a metriche, da saldate a incoerenti (in funzione della distanza dal punto di emissione), a gradazione multipla, costituite da lapilli, bombe e blocchi scoriacei, di colore variabile da grigio scuro a rosso vinaccia e in genere caratterizzati da elevata vescicolazione alveolare. Sono inoltre presenti inclusi tufacei e lavici, sia sporadici che concentrati in particolari livelli, che mostrano occasionalmente dimensioni anche decimetriche ed impronte da impatto. La gradazione ritmica o l'intercalazione di sottili livelli cineritici sottolinea rispettivamente un'attività da fontana di lava pulsante pressoché continua o la scansione in episodi discreti. Superiormente, come si osserva ad esempio sul versante NO del cono di Madonna dell'Eschio, il passaggio alternato a livelli e banchi cineritici grigioavana arricchiti in litici (sia vulcanici che carbonatici), è riferibile a ripetute transizioni dello stile eruttivo verso fasi idromagmatiche. Localmente, nelle porzioni più interne degli edifici, si rinvengono inoltre resti dei sistemi di alimentazione (condotti e dicchi di lava) e zone di alterazione idrotermale.

Una superficie di erosione ad elevata inclinazione, con un'evidente discordanza angolare, segna il limite di VLN_a con i sottostanti tufi di Poggio Pinzo (PZP).

Al cono di scorie di Monte Starnina è associato un piccolo espandimento di lava di colore grigio scuro, da compatta a scoriacea e a luoghi con esfoliazione cipollare, da subafirica a scarsamente porfirica per clinopirosseno in fenocristalli millimetrici; si rinviene principalmente come coltre di detrito fortemente rimaneggiato da attività antropica tra Guado Margherita e la località Felcete, a SE di Valentano (VLN_b ; cfr. lave di Madonna della Salute, PALLADINO *et alii*, 1994). Le osservazioni di campagna suggeriscono come la messa in posto della lava sia successiva all'attività esplosiva del Lagaccione e come pertanto il centro di Valentano sia da considerarsi fra i più giovani nell'area rilevata.

All'osservazione microscopica la lava presenta struttura scarsamente porfirica, olocristallina, glomerosertale e tessitura isotropa. Nella paragenesi intratellurica prevale il clinopirosseno, in fenocristalli e microfenocristalli di colore verde chiaro, zonati e geminati, seguito dal plagioclasio, da occasionale olivina iddingsitizzata e scarsa magnetite in microfenocristalli. La pasta di fondo contiene clinopirosseno (prevalente), plagioclasio, leucite, magnetite, scarso sanidino pecilitico e occasionale biotite.

Sia la lava che le scorie stromboliane mostrano composizione trachibasaltica (al limite con la shoshonitica), analogamente a quanto riportato dagli studi precedenti (LANDI, 1987; VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994).

3.5.6. - Unità dell'Isola Martana (ISM)

La minore delle due isole si eleva di circa 70 m sul livello del Lago di Bolsena; con la sua caratteristica forma a mezzaluna (fig. 10), rappresenta i resti di un cono di tufo, originato da attività surtseyana, il cui cratere doveva essere collocato poco a N in un settore attualmente smantellato dall'erosione lacustre. Proprio in corrispondenza della falesia settentrionale è esposta una sezione interna dell'edificio, che mostra i solchi di erosione legati a diversi livelli di stazionamento delle acque del lago. Costituisce l'unità una successione monotona di cineriti zeolitizzate, contenenti lapilli scoriacei poco vescicolati, da massive a blandamente stratificate, da *surge*, derivanti dall'interazione esplosiva magma-acqua, con intercalati livelli decimetrici e metrici di lapilli scoriacei da caduta stromboliana; a vari livelli si osservano diffusi blocchi litici (prevalentemente lavici) balistici.

Il chimismo della componente juvenile, frequentemente affetta da zeolitizzazione più o meno spinta, rientra nel campo shoshonitico.

3.5.7. - Unità dell'Isola Bisentina (ISB)

Anche l'origine dell'isola principale del Lago di Bolsena (fig. 10) è riconducibile essenzialmente ad attività surtseyana, alla quale tuttavia si associa una subordinata attività effusiva subaerea. L'unità comprende una successione di livelli di cineriti e lapilli scoriacei a vario grado di vescicolazione, più o meno zeolitizzati e ricchi in litici lavici, da *surge* idromagmatici, con intercalati orizzonti di lapilli scoriacei da caduta, passanti superiormente ad una piroclastite zeolitizzata gialla, dello spessore di una decina di metri, ricca di lapilli e blocchi litici anche decimetrici in sciami (ISB_a). Dall'analisi di facies dei prodotti, dalle relazioni giaciturali, e dalle morfologie relitte, è possibile individuare un *tuff cone* composito, costituito da almeno due edifici coalescenti che, seppure in gran parte smantellati, sono rispettivamente individuabili in corrispondenza del Monte Tabor (circa 70 m sul livello del lago) e di Punta La Rocchetta.

Al primo cono è associata una colata lavica grigio scura, con spessori in affioramento fino ad 8 m, che mostra un livello scoriaceo basale ben sviluppato (spessore anche 2 m) ed un nucleo ad elevata compattezza, mentre superiormente risulta smembrata in massi metrici ad esfoliazione cipollare (ISB_b). All'osservazione macroscopica la lava si presenta porfirica a clinopirosseno; al microscopio rivela una struttura porfirica, ipocristallina, intersertale. I fenocristalli sono rappresentati pressoché esclusivamente da clinopirosseno, da chiaro a verde intenso, zonato e con nucleo corroso, al quale si accompagna rara olivina in microfenocristalli; in pasta di fondo sono presenti plagioclasio, clinopirosseno, leucite, magnetite, biotite interstiziale e sanidino pecilitico. La composizione chimica è shoshonitica, come già segnalato da PALLADINO *et alii* (1994).

La lava dell'Isola Bisentina rappresenta la vulcanite più giovane sinora datata nel Distretto Vulsino, con un'età radiometrica di 127,4±1,8 ka (NAPPI *et alii*, 1995).

4. - DEPOSITI SEDIMENTARI CONTINENTALI DAL PLEISTOCENE SUPERIORE ALL'ATTUALE

4.1. - Depositi alluvionali terrazzati (AU_{bn})

I depositi relativi a questa unità sono costituti da limi e sabbie, con intercalazioni di ghiaie, a luoghi cementate, ad elementi essenzialmente vulcanici e subordinatamente calcareo-marnosi; costituiscono generalmente lembi isolati incassati nelle valli attuali. Ad esempio, in destra idrografica del Fosso Timone, sono stati osservati depositi alluvionali terrazzati, costituiti da sabbie e limi con ghiaie, molto ricchi di minerali vulcanici, associati superiormente a livelli di travertini (**DGN**) e sabbie travertinizzate con abbondante materiale vulcanoclastico. Tali depositi risultano particolarmente ben esposti appena a valle del ponte sul Fosso Timone, in prossimità dell'abitato di Musignano, in posizione rilevata rispetto alle alluvioni di fondovalle attuali, incassati nella valle alluvionale ed in rapporto trasgressivo sui termini più antichi sui quali si appoggiano. Inoltre si osservano anche a SO del sito descritto, sempre in destra idrografica del Fosso Timone, anche se i rapporti morfostratigrafici con le alluvioni attuali e con i termini più antichi sono meno evidenti.

Età: Pleistocene superiore *p.p.*

4.2. - Depositi Alluvionali (AU_b)

I terreni alluvionali recenti ed attuali sono costituiti da sabbie, sabbie limose e limi argillosi, con intercalazioni ghiaiose, a luoghi con materiale organico. La composizione litologica, per lo più ad elementi vulcanici e sedimentari e raramente metamorfici, è legata alla tipologia dei terreni in affioramento costituenti i bacini idrografici sottesi dagli stessi corsi d'acqua. Le valli alluvionali di maggiore importanza sono quelle del Torrente Arroncino, del Fosso Timone e del Fiume Marta. La superficie di base di questi depositi non è osservabile direttamente, ma i rari dati di perforazione mettono in evidenza spessori di alluvioni fino a 20-30 m, in particolare in corrispondenza dell'asse centrale delle valli maggiori.

Sono inoltre presenti lungo gran parte delle sponde del Lago di Bolsena depositi di spiaggia, in prevalenza costituiti da minerali femici.

Età: Pleistocene superiore p.p. - Olocene.

4.3. - Coltre eluvio-colluviale (AU_{b2})

Buona parte dei terreni del Foglio 344 "Tuscania" risultano costituiti da coperture detritiche derivanti dal disfacimento *in situ* delle unità vulcaniche e sedimentarie (carbonatiche e calcareo-silicee) subaffioranti. Tali coltri sono particolarmente estese nel settore a S del Lago di Bolsena, dove sono prevalentemente costituite da detriti eterometrici di natura lavica (comprendenti blocchi e massi erratici) in matrice terrosa, derivanti dal disfacimento delle numerose colate ad andamento N-S che caratterizzano tale settore, a seguito sia dei processi erosivi che del diffuso e intenso sfruttamento agricolo dei terreni. Prodotti di alterazione occupano anche zone topograficamente elevate, subpianeggianti, sulla cresta della dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella (settore sud-occidentale del Foglio). Sono stati inoltre cartografati in questa categoria di depositi i suoli interessati da fitte e talora estese coperture boschive che a luoghi caratterizzano prevalentemente i litotipi lavici, ostacolandone in diversi casi l'identificazione.

Età: Olocene.

4.4. - Deposito di versante (AU_a)

Il detrito di versante, costituito da depositi incoerenti, eterometrici, con matrice terrosa rossastra, caratterizza aree limitate a ridosso della dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella.

Età: Olocene.

5. - UNITÀ UBIQUITARIE

5.1. - Deposito Antropico (h)

Le coperture detritiche di origine antropica comprendono terreni di riporto a granulometria sabbiosa e sabbioso-ghiaiosa che costituiscono comunemente rilevati e massicciate. Rientrano in tale tipologia anche le risulte di cava e le opere di bonifica. Vengono inoltre cartografate sotto questa unità le aree urbanizzate, qualora non sia stato possibile risalire ai litotipi immediatamente sottostanti.

Età: Olocene.
VI - ASPETTI COMPOSIZIONALI DELLE VULCANITI

E' noto, ormai da tempo, che nelle vulcaniti vulsine siano virtualmente rappresentati tutti, o quasi, i litotipi di età recente od attuale del vulcanismo potassico del margine tirrenico (TRIGILA, 1985; TRIGILA, 1991; TRIGILA et alii, 1991). Questa peculiarità raggiunge la massima evidenza nell'area meridionale vulsina contraddistinta dalla sovrapposizione dei litosomi Paleovulsini, Latera, Campi Vulsini e Montefiascone e cioè per i terreni compresi nel Foglio 344 "Tuscania". Nel loro insieme i litotipi di questi litosomi non mostrano evidenti salti composizionali, in funzione dell'età, del centro eruttivo di appartenenza od anche delle modalità eruttive. Questa osservazione si può trarre da una prima analisi sia del diagramma classificativo TAS (LE BAS et alii, 1986) di Fig. 16, che dei diagrammi di variazione degli ossidi (Fig. 17), relativi alle nuove analisi effettuate nel presente lavoro, integrate da dati di letteratura (tabella 2). I campi dei litotipi, in tal modo definiti, coprono le composizioni caratteristiche dei termini appartenenti alle cosiddette serie LKS e HKS (a suo tempo interpretate come derivanti da magmi capostipiti indipendenti; APPLETON, 1972) e cioè rispettivamente, trachibasalto, shoshonite, latite e trachite e quindi tefrite, tefrite fonolitica, fonolite tefritica e fonolite. Le nuove analisi cadono per la maggior parte a cavallo dei campi interessati dalle due serie di differenziazione confermando il quadro complessivo che emerge dai dati pubblicati. E' da sottolineare, tuttavia, che per due litosomi (Montefiascone e Campi Vulsini) le serie di differenziazione magmatica iniziano con i termini k-basaltici, le cui zone di emissione sono significativamente correlate con la tettonica regionale a carattere distensivo ad andamento N-S ed E-O, rispettivamente in corrispondenza della riva orientale e meridionale del Lago di Bolsena.

La mancanza di salti composizionali fra i termini delle due serie, così come la loro associazione nel tempo e nello spazio anche alla scala del singolo centro eruttivo, porta alla deduzione che i magmi analizzati discendano tutti da un'unica stirpe di magma primario e che le diversificazioni chimiche fra i diversi termini eruttati avvengano durante il processo di differenziazione. Questa deduzione è peraltro coerente con i dati sperimentali ottenuti da TRIGILA et alii (1991) sugli andamenti della differenziazione magmatica a partire da composizioni capostipiti che, sul diagramma TAS, si proiettano al confine fra il campo dei K-basalti e quello dei trachibasalti. In Fig. 16b si riporta lo schema del processo di evoluzione magmatica, in cui i fusi differenziati sono stati ottenuti sperimentalmente in funzione di P, T e delle fugacità di H₂O, CO₂ e O₂. Inoltre, la straordinaria abbondanza dei termini rappresentativi dei magmi più differenziati fa pensare ad una risalita molto lenta dei fusi attraverso una crosta continentale relativamente spessa e molto eterogenea. A sua volta la differenziazione così guidata risulterebbe non solo funzione del raffreddamento dei fusi a causa della insufficiente pressione di galleggiamento rispetto alle rocce incassanti, ma, in qualche caso, anche dell'interazione chimica fra queste ultime ed i magmi in sosta. Un secondo elemento di complicazione è dato dagli effetti della tettonica regionale a carattere distensivo che disarticolando il substrato sedimentario secondo Horst e Graben ad andamento meridiano, mette di volta in volta a contatto i magmi dei serbatoi intracrostali con rocce chimicamente diverse, come ad es. le formazioni carbonatiche della Falda Toscana nel primo caso, le argille scagliose delle Liguridi nel secondo (BUONASORTE et alii, 1987a). Ciò comporterebbe la diffusione di specie volatili diverse (CO2 nel primo caso, H2O nel secondo) tra le rocce incassanti e le camere magmatiche ed all'interno di queste ultime, con concentrazioni in grado di influenzare in modo diverso il processo di differenziazione. Pertanto, se è verosimile che questo avvenga a sistema aperto, e cioè quando si ha una risalita crostale lenta e difficile, uno dei parametri di controllo del suo andamento è rappresentato dalla composizione e concentrazione della componente volatile nel fuso, sia essa H₂O, CO₂ oppure una miscela di entrambe (TRIGILA et alii, 1991).

Un'analisi dei chimismi relativi ai tre litosomi ai quali appartengono i terreni vulcanici in affioramento sembra confermare questa ipotesi. In quello di Montefiascone, i litotipi lavici più diffusi sono i trachibasaltici al confine con i tefritici. Per gli stessi la paragenesi di riferimento è costituita da: clinopirosseno, olivina, plagioclasio, subordinata leucite, ulvo-spinello e solo nella pasta di fondo, occasionalmente biotite testimoniante un modesto arricchimento in K₂O nelle fasi avanzate della cristallizzazione. Sono poi presenti altri litotipi (ad es. le lave di Commenda) apparentemente rappresentativi di magmi ancora più pri-



Fig. 16

- a) Diagramma classificativo TAS (LE BAS et alii, 1986) delle composizioni chimiche delle unità vulcaniche del Foglio 344 "Tuscania" (da dati di letteratura e presente lavoro). Le analisi chimiche sono riportate in tab. 2;
- b) Schema complessivo degli andamenti di evoluzione magmatica rappresentati sul diagramma TAS (da TRIGILA et alii, 1991). Le frecce a, b, c indicano le traiettorie di variazione composizionale dei liquidi differenziati per PH₂O e fO₂ crescenti. L'andamento dai K-basalti alle fonoliti rappresenta l'andamento di variazione principale. Le traiettorie indicate dalle frecce d sono rappresentative dell'evoluzione magmatica in condizioni di saturazione in CO₂. Abbreviazioni: cpx=clinopirosseno, lc=leucite, mc=mica bruna, pl=plagioclasio, sa=sanidino.









Fig. 17 - Diagrammi di variazione di ossidi (K_2O , Na_2O , P_2O_5 , rapporto CaO/Al_2O_3) rispetto SiO_2 per le vulcaniti analizzate nel presente Foglio; diagramma CaO rispetto all'indice di arricchimento in ferro (I.E.) per le stesse unità. Legenda dei simboli dei litosomi come in Fig. 16.

mitivi (SiO₂ \approx 49%; Al₂O₃ \approx 13%; MgO \approx 10%; CaO \approx 15%; alk \approx 4%) al confine fra i tipi k-basaltici ed i trachibasaltici, ma probabilmente derivabili da questi ultimi per debole assimilazione di dolomia o calcare dolomitico.

I termini più differenziati (non affioranti nell'area del Foglio) hanno composizione intermedia fra quella dei tefritici fonolitici e quella dei termini fonolitici tefritici a testimonianza di un processo di evoluzione che non perviene ai termini di differenziazione estrema rappresentati dalle fonoliti o fonotrachiti, ampiamente presenti a Latera ed ai Campi Vulsini ma non a Montefiascone, probabilmente a causa dell'elevata concentrazione di CO_2 nel fuso che spinge il magma a consolidare in regimi intratellurici.

I Campi Vulsini, caratterizzati da un'attività eruttiva di molti piccoli centri lungo le fratture che bordano le rive del lago secondo le direttrici E-O e N-S, offrono la maggiore varietà composizionale dell'intero distretto, comprendendo sia i termini rappresentativi di magmi più primitivi che di quelli più differenziati. I centri eruttivi da cui provengono i primi sono localizzabili lungo la sponda orientale del Lago di Bolsena ed hanno paragenesi e chimismo del tutto analoghi a quelli dai termini più primitivi del litosoma Montefiascone. E' interessante notare che, man mano che ci si sposta dalla riva meridionale del Lago di Bolsena verso la periferia sud del distretto vulcanico, si passa da prodotti più giovani, per i quali è possibile riconoscere i rispettivi centri di emissione (ad es. Capodimonte, Marta, Cartiera di Marta), verso termini più antichi affioranti prevalentemente sul fondo delle valli ad andamento meridiano, e le composizioni delle vulcaniti, indipendentemente dalle modalità effusive od esplosive d'eruzione, variano dai termini trachibasaltici-shoshonitici a quelli fonotefritici.

Il litosoma Latera, al contrario dei Campi Vulsini, si costruisce come un vulcano centrale. La sua attività iniziale, fortemente esplosiva, dà luogo ad una caldera poligenica la cui formazione è legata ad un eiclo eruttivo che da termini trachitici saturi (formazione di Canino) e fonotrachitici (formazioni di Farnese, Sovana, Sorano e Grotte di Castro), passa a termini shoshonitico-tefritici (*spatter* della formazione di Onano, coesistenti con pomici trachitiche) ed infine a quelli tefrifonolitici e fonotefritici della formazione di Pitigliano. L'attività successiva alla formazione della caldera è prevalentemente effusiva o mista ma comunque dominata dall'eruzione lavica della Selva del Lamone, i cui prodotti a chimismo shoshonitico rappresentano l'eruzione effusiva volumetricamente più rilevante dell'intero Distretto Vulcanico Vulsino. Dello stesso ciclo eruttivo fanno anche parte i prodotti dei centri stromboliani od idromagmatici intracalderici (ad es. i centri eruttivi di Monte Becco o Poggio Murcie) e circumcalderici (ad es. i centri eruttivi di Valentano) i cui prodotti hanno chimismo variabile con continuità da trachibasaltico a tefritico.

Di età ancora posteriore sono, infine, i prodotti dei centri stromboliani ed idromagmatici con i quali si chiude la storia eruttiva del distretto vulcanico. Questi centri, successivi alla eruzione del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano, sono ubicati subito a sud del Lago di Bolsena (unità di Monte Cellere, di Monte Bisenzio, del Lagaccione) ma anche all'interno del lago a formare i centri eruttivi delle isole Martana e Bisentina. I prodotti a chimismo intermedio fra il trachibasaltico e lo shoshonitico sono indicativi di una incipiente differenziazione del magma che ha originato il *plateau* lavico della Selva del Lamone. La verifica di una tale ipotesi, tenuto conto dell'areale impegnato da quest'ultima fase dell'attività vulcanica nel distretto potrebbe fornire utili indicazioni sulla massa di magma solidificato al di sotto del Lago di Bolsena.

	<u>م</u>
	ania
	usc
J	5
	4
	34
	i_{0}
	081
1	4
	ne
	ranti
	affioi
	niche
	vulca
	unità
	delle
	chimiche
	Analisi
	abella 2
	L

Fonti bibliografiche: LAT (LAND et alii, 1987); BOLS (CONTCELLI et alii, 1987); ON (MARSELLA et alii, 1987); altre analisi nel subsintema Giraldo (BRAI et Metodi analitici: ° Perle EPM - CNR-IGAG Roma - *Attivazione neutronica - ActLab, Canada - ^XRF - CNR - CTIG Roma - + Incluso Lavico alii, 1979 e riferimenti in esso riportati); LB6-UB34-C2-E46-F53 (PALADINO & AGOSTA, 1997); CM (VERVIA et alti, 1995).

				-						-		ļ	ļ		į
LGC VLNa	VLNa		VLNa		VLNb	NLI VLI	e B	VLNb	ISM		ISM	ISBb	ISE	g	ISBb
SS007° SS008^ L/	SS008^ L/	Ξ	VT49/	4	DP039*	EAO	15^	EA017 ^A	SS016	*_	S017*	DP041b ^A	M	٩٨	SS015°
49,29 48,70 48	48,70 48	48	,50		49,28	50,	60	49,72	49,44	t	48, 75	49,90	50,	60	52,12
1,00 0,96 1,0	0,96 1,0	1,0	4		0,96	5,0	38	0,96	0,89		0,85	0,76	0	17	0,64
14,32 17,50 17,6	17,50 17,6	17,6			15,69	16,	08	15,10	17,86	(18,00	15,20	15,	40	15,22
7,78 8,30 8,8	8,30 8,8	8,8	3		8,19	7,1	14	6,97	6,66		7,46	7,19	12	28	5,75
0,20 0,15 0,11	0,15 0,17	0,1			0,17	0,1	17	0,16	0,15		0,14	0,14	.'0	14	0,06
8,03 4,22 4,46	4,22 4,46	4,48			6,27	9'7	41	7,05	3,99		3,48	6,26	9,	34	6,21
13,02 9,73 9,83	9,73 9,83	9,83			11,67	11,	80	12,40	9,74		9,50	11,84	12,	00	12,85
1,97 1,76 1,73	1,76 1,73	1,73			1,38	1,6	36	1,26	3,98		2,52	2,25	2,2	28	1,87
3,58 5,35 5,49	5,35 5,49	5,49			4,87	4,8	36	5,10	2,33		3,28	4,76	4,8	32	4,40
0,28 0,44 0,38	0,44 0,38	0,38			0,34	0	35	0,33	0,36		0,43	0,34	:'0	35	0,31
0,33 2,16 1,28	2,16 1,28	1,28			0,67	-	37	0,97	3,51		3,83	0,93	5'0	94	0,21
99,80 99,27 99,40	99,27 99,40	99,40			99,49	100	,91	100,02	98,91		98,24	99,57	100	,92	99,64
WIC WIC MCKb MCKb	IC MCKb MCKb	CKb MCKb	Υ Ω	4	MCKb	MCKb	MCKb	MCKb	MCKb	MCKb	MCKb	BSZa	BSZb	BSZb	BSZb
GS007° DP036^ VM6^ RC010	136^ VM6^ RC010	46^ RC010	10	A R.	C003^	RC022a^	RC022b^	RC012a^	RC012b^	RC011^	BOLS289	SS006°	SS021°	DP037b^	EA018^
55,32 56,02 50,28 49,2	,02 50,28 49,2	,28 49,2	N	9 6	19,09	49,73	50,67	50,05	49,19	49,36	51,77	51,98	50,27	49,59	50,94
0,62 0,49 1,15 1,11	49 1,15 1,11	15 1,11		0	0,99	1,05	0,99	1,02	1,00	0,92	06'0	0,77	06'0	0,89	0,91
18,71 19,98 18,30 18,	,98 18,30 18,	,30 18,		57 1	18,55	19,07	19,09	18,55	18,50	18,99	19,11	17,50	17,16	16,63	17,09
3,78 3,95 7,84 9,1	95 7,84 9,1	84 9,1		3	8,15	8,37	8,22	8,14	8,03	8,73	6,86	6,29	8,06	7,92	7,00
0,16 0,19 0,13 0,1	19 0,13 0,1	13 0,1		5	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,15	0,12	0,18	0,20	0,16	0,17
1,10 0,86 4,16 4,6	86 4,16 4,6	16 4,6		0	5,20	4,25	4,09	4,21	4,49	4,34	4,11	4,35	4,84	5,15	5,28
4,29 3,22 8,58 9,6	22 8,58 9,6	58 9,6		8	10,07	8,50	8,38	8,64	9,51	9,49	8,24	9,41	10,45	10,75	11,04
3,26 3,57 3,79 1,7	57 3,79 1,7	79 1,7	1. The little	20	3,78	3,82	2,23	4,45	4,43	2,01	1,97	3,61	1,87	1,81	1,86
6,92 7,25 2,49 3	25 2,49 3,	49 3,	1	14	1,08	2,15	4,99	1,91	1,38	4,23	5,63	3,58	5,32	4,50	4,62
0,17 0,10 0,45 0	10 0,45 0	45 0	17	47	0,37	0,54	0,49	0,58	0,48	0,40	0,42	0,27	0,25	0,32	0,33
5,50 4,51 2,48 2,5	51 2,48 2,5	48 2,5		22	2,83	2,75	1,07	2,66	3,20	1,76	0,88	1,79	0,32	1,12	1,55
99.83 100.14 99.65 100	0,14 99,65 100	.65 100	-	11	00,25	100.37	100,35	100.35	100.35	100.38	100.01	99.63	98.84	98.84	100.79

Sintema Fiume	Fiora - Sub	osintema Gira	oph										
Unità	LSN	RSN	PUC	MBK	MBK	MBK	MBK	VMO	VMO	VMO	VMO	VMO	VMO
Campione	129*	B0L314	LAT64	LA2*	52A'	52A"	LM6	VW3^	W4^	WV4b^	LM8	LB5	S2
Si02	52,50	54,44	48,62	51,68	51,82	51,74	51,00	54,74	55,07	55,08	53,09	53,49	53,70
Ti02	0,70	0,70	0,75	0,96	0,74	0,86	1,11	0,70	0,67	0,67	0,72	0,90	0,70
AI203	16,10	17,25	16,56	17,07	20,64	18,46	18,16	17,05	16,44	16,68	16,34	16,08	15,74
FeO t	5,68	4,87	6,51	7,33	6,71	6,18	7,55	5,59	5,53	5,54	5,91	5,74	5,98
MnO	0,13	0,11	0,14	0,07	0,17	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12
MgO	7,50	6,70	7,42	4,52	2,83	3,83	4,51	5,25	5,81	5,39	7,20	7,52	6,79
CaO	9,20	8,05	10,30	9,65	7,71	8,08	8,09	8,03	8,07	8,11	8,59	8,39	8,96
Na20	2,75	2,33	1,15	2,14	2,13	2,78	2,06	2,64	2,67	2,78	2,61	2,50	2,73
K20	4,20	4,13	6,71	4,99	5,43	6,48	5,99	4,46	4,38	4,46	4,44	4,52	4,45
P205	0,20	0,21	0,43	0,41	0,59	0,29	0,49	0,25	0,21	0,24	0,23	0,18	0,22
LOI	0,40	0,98	0,96	0,73	0,32	0,48	0,24	0,68	0,52	0,39	0,25	0,50	0,58
Totale	99,36	99,77	99,55	99,55	99,09	99,31	99,33	99,53	99,51	99,48	99,50	99,94	99,97
Sintema Fiume	Fiora - Sub	sintema Gira	oppi										
Unità		PZP	PTK	PTK	PTK		PUL	PUL	PUL	PUL		LUE	LUE
Campione		VW19^	LAT80	LAT25	LAT2	12	LD3	LD4	FD5	LAT37		2A	B0LS296
SiO ₂		50,77	58,19	58,72	56,6	12	49,28	50,55	49,97	50,41		50,27	53,67
Ti02		0,77	0,56	0,55	0'2'	4	0,96	0,97	1,01	0,82		1,16	0,64
Al203		17,89	18,51	18,88	19,7	3	18,44	18,86	18,52	19,71		17,63	18,63
FeO t		7,29	2,59	2,73	3,9(2	7,93	7,49	7,92	6,95		8,17	5,35
MnO		0,19	0,14	0,15	0,1	2	0,14	0,14	0,14	0,14		0,14	0,12
MgO		3,04	0,44	0,32	1,1	4	4,04	3,65	4,16	3,84		4,15	2,47
CaO		8,14	2,49	2,44	4,2{	9	9,52	9,59	67,9	8,51		9,68	6,43
Na20		1,92	3,88	3,94	2,8	5	2,07	2,37	2,09	2,16		3,11	2,32
K20		7,53	9,92	10,05	9,3;	2	6,11	5,19	5,82	5,44		3,27	8,15
P205		0,39	0,04	0,04	0,15	6	0,50	0,51	0,51	0,54		0,43	0,35
101		1,28	3,12	1,99	6'0	9	0,66	0,53	0,28	1,13		0,71	1,53
Totale		99,21	99,88	99,81	66		99,95	99,85	100,21	39,65		98,72	99,66

continua Tabella 2

	ONK	0N3	50,17	0,88	18,34	7,01	0,12	2,98	8,78	3,77	5,70	0,64	1,65	100,04		XSa	SS039°	47,73	0,71	12,32	7,21	0,26	9,17	14,98	1,04	3,24	0,19	2,83	99,68
	ONK	0N8	49,79	0,89	18,00	6,25	0,13	3,75	10,28	2,47	6,11	0,72	1,72	100,11		KCM	SS032°	47,70	0,72	12,37	7,36	0,14	9,13	15,63	1,14	4,45	0,19	0,94	66,77
	ONK	S014°	52,15	0,65	7,75	5,55	0,14	2,02	5,79	2,81	6,89	0,36	4,40	18,51		KCM	EG003°	47,75	0,79	12,14	7,11	0,18	9,32	15,67	1,17	4,36	0,10	1,16	99,75
	2C	129 ^ S	,50 E	85	,19	66	16	05	33	15	01	43	78),44 5		KCM	EG002°	47,57	0,69	13,34	6,56	0,17	8,86	15,78	1,23	4,88	0,14	0,52	99,74
	0	16° DPC	25 49	9 0,	77 19	1 7,	7 0,	0 3,	2 8,	9 4,	1 3,	°0	." 6	100		KCM	EG001°	49,56	0,77	12,43	4,92	0,09	9,29	16,22	0,89	4,15	0,16	1,53	100,01
	GBI	SCOC	49,2	0,7	16,7	7,8	0'0	4,1	8,4	2,3	4,0	0,3	5,4	7'66		TMU	SS037°	50,34	0,66	15,25	6,43	0,16	6,18	11,11	0,96	7,35	0,27	0,95	99,67
	GRC	SC004°	57,20	0,42	18,22	3,80	0,12	0,74	3,36	2,81	9,01	0,22	3,82	99,72		LMU	SS036°	50,36	0,67	15,54	5,96	0,13	6,25	11,06	1,13	6,89	0,25	1,33	99,57
	GRC	SC003°	57,62	0,43	19,07	3,74	0,16	0,63	2,69	2,24	7,35	0,11	5,99	100,03		LMU	SS034°	49,24	0,76	14,88	6,69	0,19	6,51	11,80	1,05	7,04	0,34	1,06	99,56
	GRC	SC002°	57,16	0,44	17,93	3,61	0,19	0,77	3,14	2,99	8,61	0,15	5,08	100,07		LMU	S033° {	50, 19	0,63	12,63	6,32	0,15	7,92	4,94	1,47	4,94	0,64	1,15	90,98
	GRC	DT11°	56,78	0,42	17,96	3,14	0,14	0,64	3,22	2,89	9,91	0,21	4,61	99,92		LMU	S031° S	18,78	0,65	14,80	6,91	0,19	6,68	12,06	1,00	6,67	0,25	1,68	9,67 1
o	RC	001°	9,14	,90	3,73	,14	,16	,15	,78	,65	,98	,58	,75	96,0		MU	031 ^ S	9,84 4),60	5,63	3,15	,11	6,49	1,19	,01	,96),37	,28	0,63
a Giralo	y N	28^ SC	95 46	3 0	32 16	7 8	3 0	5 4	80 00	0 3	1	3	6 5	58 99		MU I	/26^ DF	3,61 4) 69	5,57 1	,21 6	,12 0	,85 6	1,91 1	,87 1	,48	,44 0	,88	9,63 10
ubsintem	SR	DP02	59,9	0,5	18,6	3,0	0,1	0,5	2,6	2,7	9,7	0,1	2,5	100,		NU L	24^ VN	66 48	30	39 15	94 6	12 0	3 66	23 10	55 1	17 8	38 0	96 0	66 (
uccia - S	SRK	SC7°	58,56	0,43	19,01	2,36	0,15	0,34	2,38	3,16	8,35	0,02	4,63	99,39	00		2^ VM	08 49,	57 0,1	32 14,	90 5,1	3 0,	6,9	21 11,	HG 1,	6 6	36 0,3	9 0,9	99 100
lla Marii	SRK	vW9^	54,48	0,66	17,52	6,19	0,17	2,33	6,35	4,82	4,05	0,31	2,62	99,50	i Stenzar		3^ VM1	19 50,	6 0,5	14,	5 6,0	4 0,1	0 6,5	0 11,	6 1,4	1,7 90	0,3	7 1,1	1 99,
Pian de	SVK	DP027 ^	59,85	0,13	18,17	2,61	0,25	0,69	2,21	3,02	9,08	0,20	3,37	99,58	Ponte d	FNI	^ VM2	56,9	0,5	4 18,4	2,4	0,1	0,5	1,7	3,2	11,0	0,1	4,0	66 6
bsintema	SVK	A16^	9,27	,48	60'6	,60	1,14	,40	,50	1,75	,89	,07	177	0,96	bsintema	FNK	^ VM22	54,5	0,48	5 17,9	2,96	0,12	0,85	2,56	3,01	12,2	0,33	4,24	7 99,2
ora - Sul	×	4^ VN	82 59	0 0	35 19	2 2	0	9	0 2	3 4	5 8	4	5 2	62 10	ora - Sui	FNK	DP026	57,95	0,53	18,75	2,76	0,09	0,51	2,69	4,36	8,88	0,35	3,30	100,1
fiume Fi	SV	VM1	58,	0,5	18,	3,3	0,1	0,7	3,0	3,7	9,0	0,1	2,8	100	Fiume Fi	FNK	F53	54,10	0,48	18,99	3,98	0,11	1,11	4,97	2,93	7,72	0,32	5,25	96'66
Sintema I	Unità	Campione	Si02	Ti 02	AI203	FeO t	Mn0	MgO	CaO	Na20	K20	P205	101	Totale	Sintema j	Unità	Campione	Si02	Ti02	Al203	FeO t	MnO	MgO	CaO	Na20	K20	P205	LOI	Totale
01	Ľ	<u> </u>		1	_	-	_	-	-	-	-			1.			_		· ·	-	_	_		_			_	_	Ľ

Parma
di
Barca
Sintema

VW6^ 7 63,12	7 63,12	5	0,41	4 17,47	2,23	0,14	0,30	2,11	3,65	8,80	0,04	1,54	0 99,81	п.
	E46	59,87	0,49	17,04	2,98	0,13	0,77	2,86	2,80	9,33	0,12	3,61	100,0	
	D31d	58,44	0,55	17,07	3,72	0,14	1,00	3,86	2,99	96'6	0,19	2,08	100,00	
	DT27°	61,27	0,32	17,72	2,40	0,13	0,56	2,25	3,70	9,14	0,12	1,86	99,47	
	LD001°	60,54	0,38	18,37	3,09	60'0	0,71	2,76	2,67	8,66	0,18	2,34	99,79	
	C2	58,56	0,34	19,69	2,95	0,13	0,64	2,27	3,31	8,69	0,26	4,07	100,91	
CIND	*DP^	59,94	0,36	18,46	3,03	0,20	0,57	2,45	3,03	9,17	0,14	3,33	100,68	
CIND	DP025^	59,96	0,36	18,33	2,60	0,27	0,42	2,04	3,39	8,38	0,10	3,32	99,17	
CINK	SS001°	61,51	0,30	17,87	2,73	0,19	0,51	2,27	3,64	8,18	0,08	2,72	100,00	
CNK	UB34	60,03	0,31	19,11	2,46	0,15	0,34	1,99	4,04	8,19	0,15	3,21	99,98	
UNA	LB6	58,34	0,31	19,70	2,33	0,15	0,45	1,92	3,90	7,34	0,18	5,39	100,01	•
LUZ	DP033°	48,62	0,75	14,63	6,76	0,12	7,82	12,63	1,14	5,37	0,38	1,28	99,50	
LUZ	SS024°	48,89	0,80	14,40	6,57	0,14	7,61	12,85	1,22	5,04	0,21	1,90	99,63	
LUL	SS042°	46,99	0,88	14,98	8,01	0,20	6,80	14,24	1,23	4,75	0,27	1,51	99,86	
LRF	SS035°	47,59	0,91	14,69	7,68	0,18	6,21	13,48	1,36	6,04	0,33	1,11	99,58	
LHF	DP032^	46,36	0,77	15,54	7,50	0,14	7,34	14,12	1,32	5,78	0,49	1,17	100,53	
VVIIVI+	RT003^	50,54	0,79	15,92	5,73	0,15	6,47	12,63	1,30	5,30	0,09	0,99	99,91	
KP3	CM131 ^	49,62	0,70	16,62	6,88	0,12	6,66	10,43	2,01	5,84	0,40	0,72	100,00	ti Mola
INIKAD	CM41	48,63	0,77	15,92	7,55	0,12	7,70	12,05	1,72	4,82	0,28	0,44	100,00	Piano
MKAD	CM39	48,66	0,81	16,19	7,35	0,13	7,33	11,84	1,95	5,05	0,35	0,34	100,00	sintema
MKAa	DT30°	49,79	0,82	18,22	8,03	0,18	3,19	8,30	2,60	4,00	0,20	4,29	99,62	du2 - 0
MKAa	VM25^	46,79	0,81	13,84	7,17	0,14	7,45	12,60	1,40	7,31	0,41	1,85	99,77	Biedan
Unita	Campione	Si02	Ti02	AI203	FeO t	MnO	MgO	Ca0	Na20	K20	P205	LOI	Totale	Sintema

di Mola
Piano .
Subsintema
Biedano -
Sintema

Unità	NOV	NON	NON	IZP	IZP	LZP	LZP	VΥΡ	LYM	LLF	KFM	KSA	GBL
Campione	SS028b°	SS020°	SS030°	SS029°	SS027°	DP034^	VM27^	SS010*	SS038°	SS049°	SS044°	SS043°	SS047°
Si02	47,55	47,74	46,94	51,57	55,00	52,15	51,13	52,97	49,19	48,65	49,53	49,04	58,73
Ti02	0,88	0,77	06'0	1,11	0,70	0,85	0,84	0,85	0,78	0,78	0,83	0,78	0,51
AI203	17,31	17,38	17,46	17,84	19,22	18,31	17,67	18,31	18,45	15,99	11,78	16,13	20,08
FeO t	8,49	7,46	8,09	7,42	5,99	7,65	6,67	6,80	6,99	7,37	6,99	7,43	3,44
MnO	0,20	0,16	0,23	0,17	0,10	0,13	0,12	0,13	0,19	0,22	0,14	0,23	0,22
MgO	3,79	3,52	4,32	2,75	2,11	2,86	3,12	2,65	3,65	5,94	9,92	5,99	1,13
Ca0	10,59	10,09	10,86	6,46	5,26	6,45	6,62	6,58	9,26	12,38	14,66	12,48	3,59
Na ² 0	1,49	1,49	0,92	3,00	3,42	3,66	2,26	2,68	2,01	1,47	0,76	1,48	5,10
K20	6,68	6,93	6,45	4,78	6,01	4,64	8,76	6,07	7,08	6,12	3,81	6,17	6,64
P205	0,43	0,45	0,44	09'0	0,27	0,64	0,61	0,58	0,14	0,71	0,24	0,72	0,13
LOI	2,05	2,02	3,03	4,11	1,59	1,95	0,91	1,25	1,95	0,36	1,23	0,36	0,30
Totale	99,46	98,01	99,64	99,81	99,67	99,29	98,71	98,89	99,69	66,99	99,89	100,81	99,87

continua Tabella 2

	MZH	GS011*	51,82	0,82	18,12	6,73	0,11	2,76	7,73	4,68	2,76	0,40	2,79	98,72		LCD	SS026°	51,78	0,63	17,73	6,61	0,20	3,40	8,20	1,81	8,07	0,41	0,99	99,83
	MZH	GS010*	51,38	0,81	18,06	6,58	0,20	2,77	7,71	2,40	6,03	0,40	2,43	98,76		LCD	SS022°	51,51	0,86	20,21	5,15	0,22	3,35	8,97	1,71	6,99	0,15	0,59	99,71
	URTa	SS002°	50,35	0,76	19,01	5,80	0,19	2,75	7,23	4,30	2,39	0,24	6,75	99,77		g	011*	1,64	73	1,14	.98	14	34	58	88	45	50	91	,29
	UUAb	EA010^	50,82	0,74	18,89	6,07	0,15	2,89	8,29	2,06	7,05	0,43	1,80	99,19			DP	46	0	1	9	0	e	~	-	2	0	0	6
	UUAb	VM11^	51,26	0,71	18,76	6,91	0,14	2,90	7,92	2,63	7,78	0,48	1,16	100,65		dd	SS003d	52,50	0,64	17,90	6,04	0,13	2,60	7,30	4,97	3,10	0,33	3,83	99,34
	UUAb	DP021b*	51,02	0,75	18,96	7,06	0,16	2,90	8,33	2,07	7,08	0,43	1,79	100,55		dd	SS003c*	55,26	0,53	18,24	4,56	0,12	1,54	5,07	4,05	5,95	0,19	3,99	99,50
	UUAa	SS013°	48,44	0,88	17,88	8,42	0,16	3,87	10,06	2,23	6,14	0,34	1,29	99,70		dd	SS003a*	58,35	0,42	18,38	2,71	0,12	0,40	2,75	3,19	9,01	0,02	4,23	99,58
	UUAa	SS012°	49,52	1,05	16,96	8,09	0,15	4,58	9,44	1,96	6,26	0,40	1,16	99,57		LRC	EA011^	56,31	0,59	20,38	3,90	0,26	0,95	3,96	2,95	8,45	0,18	1,67	09'66
	UUAa	SS004°	51,84	0,77	17,34	6,43	0,15	2,70	5,66	2,15	5,35	0,33	7,00	99,72		LRC	P019^	6,49	0,59	0,45	4,54	0,26	J,95	3,97	2,96	8,48	0,18	1,62	00,49
	PFHa	SS011°	49,54	0,77	20,26	7,49	0,12	2,31	5,71	1,43	6,80	0,45	4,61	99,49			°.	2		2									8
	PFHa	SS005°	47,70	0,81	17,32	8,19	0,18	4,18	10,97	1,26	6,57	0,36	2,15	<u>99,69</u>		LRC	SS023	59,85	0,38	19,73	4,21	0,14	0,57	2,29	3,12	8,81	0,15	1,43	100,6
	LFK	DP012^	50,00	0,88	17,87	7,23	0,12	4,09	8,64	2,14	6,21	0,51	1,33	99,02		LRC	EA020^	56,40	0,61	20,60	3,30	0,19	0,63	3,38	3,99	9,82	0,13	0,99	100,04
tola	LFK	VM13^	49,25	0,74	17,51	7,80	0,16	3,27	9,17	2,85	7,57	0,48	1,14	99,94	tola	LRC	DP016^	56,52	0,51	20,64	3,85	0,19	0,63	3,39	4,00	9,84	0,14	66'0	100,70
Piano di M	LFK	EA009^	48,31	0,79	17,76	6,92	0,19	3,88	10,18	2,21	7,27	0,48	1,21	99,20	Piano di M	LAB	EA002 ^A	53,54	0,74	17,92	5,26	0,17	2,93	7,10	2,35	8,49	0,34	0,94	99,78
ubsintema	LFK	DP015^	48,04	0,80	16,96	8,12	0,22	4,17	10,74	1,18	6,29	0,48	2,62	99,62	ubsintema	LAB	4004^	2,57	0,75	7,89	5,49	0,17	2,89	7,39	2,09	3,70),38	1,05	9,37
edano - S	LCQ	EA008^	51,26	0,77	19,21	6,23	0,16	2,95	8,14	1,93	7,94	0,45	1,11	100,15	edano - S		E	2	_	-							_		6
Sintema Bie	Unità	Campione	Si02	Ti02	AI203	FeO t	MnO	MgO	Ca0	Na20	K20	P205	LOI	Totale	Sintema Bio	Unità	Campione	Si02	Ti02	Al203	FeO t	MnO	MgO	Ca0	Na20	K20	P205	LOI	Totale

158

2

	LEN	EA012 ^A	49,52	1,05	16,96	8,09	0,15	4,58	9,44	1,96	6,26	0,40	1,16	99,57		LCL1	RC002 ^	51,24	0,78	16,11	7,16	0,14	5,19	9,33	1,33	6,16	0,47	2,22	100,13
	LEN	VM15^	49,61	0,73	17,63	7,71	0,16	3,19	9,03	2,84	7,56	0,46	1,46	100,38		LCL1	RC005^	50,92	0,93	15,78	7,38	0,14	5,07	9,77	1,79	4,67	0,64	2,52	99,61
	LTU	EA003^	51,69	0,83	16,31	6,09	0,13	5,39	10,17	2,50	3,36	0,29	2,46	99,22		LCL1	v/M/	50,88	0,87	15,70	7,10	0,15	4,70	9,66	2,31	5,96	0,61	1,27	99,21
	LTU	IC028a^	51,67	0,84	15,37	7,02	0,13	6,74	9,34	3,53	1,42	0,48	3,76	100,30		LAS ₃	LF005°	52,39	0,66	18,20	4,74	0,16	2,76	8,56	2,16	8,14	0,19	1,24	99,20
	LTU	C027^	52,00	0,78	15,66	7,14	0,13	6,45	9,41	1,47	5,54	0,47	1,26	00,31		LAS ₃	LF004°	49,65	0,77	18,11	7,34	0,14	3,41	8,83	1,70	7,41	0,51	0,73	98,60
		ICO26^ R	52,21	0,77	15,42	7,12	0,13	8,53	8,78	1,11	4,75	0,41	1,08	00,31 1		LAS ₃	W11^	57,04	0,53	19,59	3,87	0,17	0,61	3,96	3,82	8,77	0,11	0,85	99,32
	LTU L	2025^ F	2,12),80	5,59	7,20	0,13	7,47	3,22	1,17	5,04	0,43	1,15	00,32 1		LAS ₃	0T002^	49,44	0,69	17,98	6,96	0,16	2,91	8,66	2,59	8,25	0,40	0,59	98,63
	LTU	4019^ RI	8,60 5	0,76 (5,93 1	3,55	0,16 (5,76	1,94		3,60	0,40 (),55	9,12 10		LAS ₃	EA000^	50,40	0,68	18,63	5,81	0,18	2,71	8,04	2,73	8,59	0,39	06'0	90'66
		022b^ E/	3,25 4	,76 (5,81 1	,55 6	,16 (1/2'	1,85	,85	,55 6	,39 (,54 (9,42 9		LAS ₃	DP018^	50,55	0,68	18,69	6,76	0,18	2,72	8,06	2,73	8,62	0,39	0,97	100,35
		128b^ DP(2,01 48	,80	5,25 1E	,27 7	,13 0	,81 5	,65 11	,44	,33 6	,50 0	,14 0	0,33 99		LAS ₃	VM8^	50,90	0,64	17,93	6,67	0,14	2,70	7,96	3,25	8,30	0,37	0,94	99,80
		0^ RC(0		7 15	8 7	6	2 6	6	1	2	0	0	1 10		LAS ₃	WV15a^	49,67	0,66	18,53	6,61	0,19	2,67	8,64	2,36	8,69	0,42	0,80	99,24
		9^ DP01	5 49,1	14	4 15,4	5,6,6	5 0,1	9 6,4	9 11,8	3 1,6	7 6,0	3 0,4	9 0,7	83 99,7		LAS ₃	W15^	49,94	0,67	18,51	6,56	0,18	2,71	8,75	2,53	8,54	0,40	0,52	99,31
\bigcirc		o^ RC00	3 50,2	0,81	19,4	7,61	0,1	2,4	8,6	3,81	3,8	0,4;	3,15	1 100,		LAS2	C001b^	49,48	0,88	14,12	7,94	0,11	6,36	11,47	0,86	5,57	0,71	2,18	<u> 99,68</u>
	rcr,	RC006t	49,73	0,69	19,36	7,56	0,15	2,92	8,28	2,23	66'9	0,48	1,60	100,0		-AS ₂	001a^ RI	9,38 4	0,88	4,46	7.77	0,12	3,31	0,72	0,78	3,51	0,67	2,05	9,65
	Mola LCL ₂	² RC006a∧	49,79	0,70	19,29	7,67	0,15	2,99	8,26	1,74	6,86	0,36	2,12	99,93	Mola	AS ₂ I	V10^ RC	9,21 4	,73 (5,35 1	,03	,16 (,13 (1,90 1) 00,	,40 (,46 (,95	9,32 9
	<i>iano di .</i> LCL1	RC007 ^	51,18	0,80	16,12	7,81	0,14	6,66	7,94	1,19	5,04	0,45	2,37	99,70	iano di .	AS2 L	N *900	1,73 49	,75 0	,92 15	48 7	,15 0	,95 6	,19 1	,86 1	,86 6	,33 0	,15 0	,37 9:
	sintema H	RC001b^	49,48	0,88	14,12	7,94	0,11	6,36	11,47	0,86	5,57	0,71	2,17	99,67	sintema I	AS2 L	/16^ LFI	,03 49	76 0	,97 13	61 6	.16 0	.14 6	,02 12	47 0	51 5	50 0	86 1	,03 98
	no - <i>Sub</i> a	RC001a^	49,38	0,88	14,46	77,7	0,12	6,31	10,72	0,78	6,51	0,67	2,05	99 , 65	no - <i>Subs</i>	S1 LZ	17^ W	22 49	74 0,	89 16	J5 6,	17 0,	30 5,	39 11	12 1,	B9 6,	52 0,	.0 0,	38 99
	na Biedai	e													1a Biedai	LA:	-M	50,	<u>(</u> ,0	18,	7,(0,1	3,5	8,8	2,1	6,6	0,5	1,(99,
	Sinten Unità	Campion	Si02	Ti02	AI203	FeO t	MnO	MgO	Ca0	Na20	K20	P205	LOI	Totale	Sinterr	Unità	Campion	Si02	Ti02	Al203	FeO t	MnO	MgO	CaO	Na20	K20	P205	LOI	Totale

continua Tabella 2

159

	<u> </u>																		_								_
	LAS1	VM7^	53,62	0,69	17,25	6,24	0,13	2,88	6,93	2,92	8,59	0,36	1,02	100,63		LZGb	MF002°	52,08	0,74	18,41	4,60	0,15	4,25	10,01	1,72	6,61	0,13
	LAS1	OT001°	54,37	0,54	18,20	5,23	0,13	2,73	7,00	2,24	8,46	0,30	0,80	100,00		LZGa	MF001	51,59	0,84	18,28	7,02	0,10	2,79	7,93	4,11	2,88	0,40
	LUR	LF007°	51,02	0,77	17,14	6,70	0,13	4,03	8,68	3,39	3,15	0,50	2,80	98,31		BRK	WV13*	55,40	0,60	18,64	5,12	0,18	2,43	5,42	2,13	7,18	0,27
	LUR	W18*	52,79	0,73	17,75	6,48	0,15	3,47	8,10	4,75	2,88	0,42	2,03	99,55		BRK	VW8v	56,84	0,52	19,26	3,95	0,17	1,01	3,11	3,65	8,10	0,11
	LFO	LF003°	53, 19	0,59	19,38	5,43	0,15	1,40	5,55	5,72	2,95	0,22	4,05	98,63		BRK	GS006*	59,25	0,46	18,43	2,75	0,14	0,48	2,26	3,35	8,66	0,04
	LFO	W12^	53,14	0,58	19,99	5,48	0,17	1,37	6,34	2,52	8,65	0,30	0,99	99,53		BRK	GS005*	54,37	0,52	18,58	4,10	0,14	1,56	4,68	4,82	5,77	0,37
	LFO	LF002°	53,20	0,59	19,37	5,69	0,15	1,48	6,02	3,02	8,30	0,22	06'0	98,94		BRK	VM20	53,54	0,48	18,78	3,42	0,14	1,14	2,25	4,26	10,92	0,15
	LFO	0T006*	55,55	0,54	19,17	4,25	0,15	0,93	4,47	4,28	5,59	0,15	4,20	99,28		BRK	DP008^	55,28	0,64	18,68	4,20	0,12	1,28	2,62	2,81	9,60	0,22
	LFO	OT005*	53,82	0,58	19,47	5,06	0,15	1,24	5,34	2,99	8,59	0,21	1,27	98,72		CPK	DP007^	58,52	0,45	18,35	2,70	0,18	0,47	2,17	4,05	8,93	0,08
	LFO	VW14^	56,30	0,52	19,73	4,05	0,17	0,69	4,54	3,71	9,14	0,12	0,65	99,62		CGT	GS002*	58,11	0,54	18,30	3,65	0,17	0,81	2,87	2,34	9,47	0,06
	LFO	2.01	55,40	0,25	19,78	4,16	0,23	0,85	3,91	3,05	8,37	0,12	2,38	98,50		CGT	GS001*	54,99	0,55	18,16	3,85	0,13	1,21	3,87	3,76	7,98	0,16
	LFO	WEv	56,83	0,53	19,51	3,96	0,18	0,67	4,14	3,40	8,93	0,11	1,12	99,38		Ш	EG004°	51,65	1,12	18,63	7,14	0,04	1,63	1,43	1,39	7,91	0,36
	LFO	VW1^	57,04	0,53	19,59	3,87	0,17	0,61	3,96	3,82	8,77	0,11	0,85	99,32		PNO	DP004c^	61,03	0,43	18,60	3,05	0,17	0,41	2,43	3,23	7,80	0,06
Mola	LSM	ψθ	48,07	0,95	15,60	6,84	0,18	5,24	10,68	1,86	7,89	0,56	2,15	100,02		DNO	DP004b^	56,99	0,60	19,05	3,96	0,15	0,61	3,25	3,18	8,97	0,13
Piano di .	LSM	W2^	47,96	0,81	16,88	7,48	0,18	4,04	10,05	0,93	8,63	0,57	1,00	98,53	Traponzo	DNO	DP004a^	58,79	0,58	19,65	3,08	0,09	0,79	2,42	2,68	8,40	0,12
bsintema	FAV	VM18^	54,18	0,53	17,45	4,18	0,22	1,25	3,70	1,63	10,83	0,22	4,79	98,98	bsintema	RRA	DT22°	59,62	0,41	17,98	2,98	0,21	0,58	2,29	5,12	6,39	0,07
edano - Su	FAV	VM19^	53,62	0,43	18,79	2,65	0,13	0,61	1,88	3,12	11,68	0,08	6,93	99,92	edano - Su	RRA	DP003a^	59,29	0,55	19,59	2,75	0,14	0,59	2,04	2,54	8,74	0,11
Sintema Bie	Unità	Campione	Si02	Ti02	Al203	Fe0 t	Mn0	MgO	Ca0	Na20	K20	P205	LOI	Totale	Sintema Bio	Unità	Campione	Si02	Ti02	Al203	FeO t	MnO	MgO	Ca0	Na20	K20	P205
			_																								<u></u>

99,50

99,88 7,18 0,27 2,51

99,80

99,05

98,28

98,71

98,78

99,22

98,50

98,69

90,06

99,83

100,12

99,42

99,89 4,24

99,45

Totale

3,11

2,82

2,18

3,63

3,23

1,72 6,61 0,13 0,80

8,10 0,11 3,08

2,62 2,81 9,60 0,22 3,33

3,76 7,98 0,16 4,03

1,39 7,91 0,36 7,76

2,43 3,23 7,80 0,06 2,62

K20 P205 ē

0,13 8,97 3,23

2,17 4,05 8,93 0,08 3,32

7,93 4,11 2,88 0,40 3,37 99,31

4,68 4,82 5,77 0,37 3,37

VII - EVOLUZIONE DELL'ATTIVITA' VULCANICA

L'organizzazione delle successioni vulcaniche in unità litostratigrafiche e litosomatiche, illustrata nel titolo V, consente la lettura dell'evoluzione dell'attività vulcanica nel settore oggetto di studio in termini di fasi costruttive e distruttive e di migrazione delle sorgenti eruttive. Nel Foglio 344 "Tuscania" sono state distinte diverse decine di unità vulcaniche, riferibili a diverse aree di emissione, che coprono uno spettro quasi completo di stili eruttivi e meccanismi di messa in posto e che mostrano inoltre un'ampia varietà composizionale dei litotipi nell'ambito del magmatismo alcalino-potassico (cfr. titolo VI). Esse risultano associate a vari livelli a unità vulcanoclastiche secondarie che, insieme alle superfici di discontinuità erosiva e ai paleosuoli, hanno consentito una scansione dell'attività vulcanica e un inquadramento nel più ampio contesto regionale delle UBSU, in accordo con i dati geocronologici disponibili.

La ricostruzione della storia vulcanica di seguito riportata è basata su una revisione critica dei lavori precedenti (vedi titoli II e III) alla luce del nuovo rilevamento del Foglio. Nel presente titolo si accenna inoltre all'evoluzione delle caldere vulsine, sulla base di elementi dedotti dall'analisi delle successioni eruttive affioranti. Per quanto riguarda gli aspetti più propriamente vulcano-tettonici si rimanda al titolo VIII.

I dati geocronologici sono attribuiti alle unità cartografate sulla base delle nuove interpretazioni stratigrafiche e della nomenclatura adottata nel presente lavoro. In figura 12 viene mostrato uno schema semplificato della legenda del Foglio, nel quale le unità litostratigrafiche più rappresentative (corrispondenti agli eventi eruttivi più importanti) sono correlate ai litosomi ("complessi" e distretti vulcanici) di appartenenza e alle unità stratigrafiche a limiti inconformi (supersintemi, sintemi, subsintemi). In tabella 1 (titolo III) vengono riportate le datazioni K/Ar e ⁴⁰Ar/³⁹Ar disponibili, i caratteri salienti ed i riferimenti bibliografici per le principali unità affioranti nel Foglio ed in settori adiacenti del Distretto Vulsino.

Le relazioni stratigrafiche evidenziano come l'attività parossistica dai diversi settori del distretto e di quello vicano si sia spesso sovrimposta nello spazio e nel tempo, originando frequenti interdigitazioni fra le successioni eruttive dei diversi litosomi (Fig. 13).

1. - LITOSOMA PALEOVULSINO

Questo litosoma raggruppa i prodotti iniziali dell'attività vulcanica vulsina (da circa 590 a <490 ka; NICOLETTI et alii, 1981; CIONI et alii, 1989; NAPPI et alii, 1995; Foglio 354 "Tarquinia"), che consistono in depositi da colata piroclastica saldati di composizione trachitica (Ignimbriti Basali o Nenfri Auct.) e orizzonti di pomici da caduta pliniana associati, affioranti discontinuamente alla periferia del Distretto Vulsino (incluse le porzioni meridionali del Foglio), direttamente a tetto del substrato sedimentario, mentre nei settori prossimali e intermedi risultano sepolti dall'attività vulcanica successiva. Sebbene manchino evidenze di morfologie relitte, la distribuzione assisimmetrica di questi depositi fa supporre l'esistenza di un vasto plateau piroclastico (~2000 km2) legato ad una zona di emissione localizzabile nell'area centrale del distretto, in corrispondenza dell'attuale Lago di Bolsena. E' ipotizzabile che l'attività esplosiva paleovulsina abbia dato luogo ad un precoce collasso calderico, verosimilmente identificabile con la depressione sublacustre nell'area centrale del lago delimitata da brusche discontinuità batimetriche, già interpretate come scarpate di faglia con possibile riattivazione neotettonica (BUONASORTE et alii, 1987b; NAPPI et alii, 1991; Figg. 18, 19). Una stima del volume minimo di collasso nell'ordine di qualche decina di km³ (assumendo un'altezza di collasso di qualche centinaio di metri) sarebbe in accordo con il volume di magma eruttato, considerando uno spessore dei depositi nell'ordine di qualche decina di metri su un'area di almeno 2000 km² e tenendo conto della perdita di cenere distale di entità paragonabile. Questo collasso precoce avrebbe significativamente controllato l'ubicazione e lo stile eruttivo dell'attività successiva, che sarebbe migrata verso i margini dell'area collassata, assumendo un carattere areale.



Fig. 18 - DEM di fig. 1, nel quale sono evidenziate le principali strutture calderiche vulsine osservabili o ipotizzate.



Fig. 19 - Carta batimetrica del Lago di Bolsena (da NAPPI et alii, 1991, modificata): sono evidenziate le discontinuità morfologiche ricondotte a faglie del substrato che avrebbero influenzato ubicazione ed estensione della camera magmatica paleovulsina connessa alle eruzioni delle Ignimbriti Basali Auct. e, conseguentemente, la geometria dell'area di collasso calderico (cfr. caldera paleovulsina in fig. 18).

2. - LITOSOMA CAMPI VULSINI

In questo lavoro viene definito il litosoma composito Campi Vulsini, come un *plateau* vulcanico esteso all'intero distretto (per cui la presente denominazione viene preferita a *Vulsini Meridionali*; cfr. VEZZOLI *et alii*, 1987 e PALLADINO *et alii*, 1994) e digradante gradualmente verso le sue porzioni periferiche, originatosi dall'attività prevalentemente effusiva e subordinatamente esplosiva di una rete diffusa di centri eruttivi protrattasi in un lungo lasso temporale (circa 490-130 ka). Nell'area del Foglio sono tuttora riconoscibili in alcuni casi morfologie più o meno preservate di edifici monogenici, isolati o coalescenti, quali anelli e coni di tufo e coni di scorie stromboliani. Fra i prodotti più antichi rilevati, l'unità di Castel Broco (**BRK**) comprende i depositi da colata piroclastica più importanti del litosoma. Il rinvenimento a tetto di questa unità di un orizzonte di pomici da caduta pliniana, correlabile secondo Cioni *et alii* (1987) al livello *Vico* α (419±6 ka, LAURENZI & VILLA, 1987, cfr. **FAV**), fornisce un legame stratigrafico con l'attività antica del vicino distretto.

L'attività successiva è caratterizzata dalla messa in posto di una serie di colate laviche ad andamento N-S, affioranti a S del Lago di Bolsena fino al bordo meridionale del distretto (ad es. lave di Casale Quarticciolo, LCQ; 356±15 ka; FUNICIELLO *et alii*, in stampa), probabilmente emesse da bocche fissurali orientate circa E-O corrispondenti a lineamenti vulcano-tettonici bordieri della depressione lacustre (BUONASORTE *et alii*, 1987b). Ciò sembra suggerire che il prolungato drenaggio di magma durante l'attività dei Campi Vulsini sia stato accompagnato da un collasso incrementale che ha esteso la caldera paleovulsina, originando la più ampia depressione attualmente occupata in parte dal lago (Caldera di Bolsena; fig. 18).

Dati geologici e geocronologici indicano che un'intensa e duratura attività prevalentemente effusiva ha avuto luogo anche nel settore occidentale del Foglio, così come in altre aree del distretto, nell'intervallo temporale compreso fra circa 429 e 315 ka (EVERNDEN & CURTIS, 1965; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; tabella 1). Tale attività a carattere areale ha preceduto l'instaurarsi dell'attività di tipo centrale, prevalentemente esplosiva, dei litosomi Latera e Montefiascone a partire da circa 280 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983; NAPPI *et alii*, 1995; BROCCHINI *et alii*, 2000). Tuttavia, importanti episodi effusivi (es. lave di Fontana Murata, LMU) e diffusi eventi stromboliano-idromagmatici (ad es. rappresentati nell'area in studio dal *maar* del Lagaccione e dai coni surtseyani delle isole Martana e Bisentina; fig. 10) indicano come l'attività nei Campi Vulsini si sia protratta anche durante e successivamente agli acmi eruttivi di Latera e Montefiascone. In proposito, si ricorda come proprio sull'Isola Bisentina affiori la vulcanite più giovane sinora datata ai Vulsini (127,4±1,8 ka, NAPPI *et alii*, 1995).

3. - LITOSOMA LATERA

Il litosoma Latera occupa la porzione occidentale del Distretto Vulsino (e una significativa parte del Foglio) e consiste in un edificio centrale a pianta grosso modo circolare del diametro di almeno 30 km, troncato da una caldera da collasso poligenica di forma grossolanamente ellittica, allungata in senso NNE-SSO e con assi di 9 e 7 km (Fig. 18). Solo i bordi morfologici settentrionale ed orientale della caldera appaiono ben evidenti, elevandosi di oltre 200 m dal fondo della depressione (Fig. 10). In particolare, quello orientale interseca la depressione che ospita il Lago di Bolsena. Nel settore NO della caldera (fuori dell'area del Foglio) si annida la piccola Caldera del Vepe. Nel Foglio 344 "Tuscania", i versanti extracalderici occidentale e meridionale dell'edificio vulcanico digradano blandamente verso la periferia vulsina.

Sulla base dei numerosi studi che hanno affrontato la ricostruzione della stratigrafia ed evoluzione del vulcano di Latera (SPARKS, 1975; VEZZOLI *et alii*, 1987; PALLADINO *et alii*, 1994 e riferimenti bibliografici nei titoli precedenti) e del presente rilevamento, emerge un quadro piuttosto dettagliato dell'attività, protrattasi nel periodo compreso fra circa 280 e 140 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983; TURBE-VILLE, 1992b; NAPPI *et alii*, 1995).

Le principali unità piroclastiche di Latera (in buona parte corrispondenti a quelle definite da VEZZOLI *et alii*, 1987) sono state ampiamente riconosciute nella porzione centrale e occidentale del Foglio 344 "Tuscania" (essenzialmente ad O del F. Marta), a partire dalle aree prossimali pericalderiche fino a quelle distali al limite meridionale del Foglio. Nel presente lavoro, in qualche caso, le datazioni radiometriche disponibili in letteratura sono state riattribuite alla luce di nuove interpretazioni stratigrafiche. Ad esempio le età di 204 ± 5 e 187 ± 8 ka riportate in TURBEVILLE (1992b), rispettivamente riattribuite alle formazioni di Sovana e Sorano, sono del tutto in accordo con le correlazioni effettuate fra le suddette formazioni affioranti nell'area di Piansano-Capodimonte e le corrispondenti formazioni nelle località tipo a NO della Caldera di Latera (oltre i limiti del Foglio).

Per quanto riguarda la storia vulcanica di Latera, l'instaurarsi di un'attività centrale a carattere eminentemente esplosivo segna un cambiamento di rilievo nello stile eruttivo e nella composizione dei magmi eruttati rispetto al periodo precedente. Le unità eruttive più antiche del litosoma, incluse nelle formazioni di Canino e Farnese (~278-231 ka), consistono in voluminosi depositi cineritico-pomicei da colata piroclastica, a composizione trachitico-fonolitica, distribuiti assisimmetricamente intorno all'attuale caldera e associati ad orizzonti di pomici da caduta pliniana. Fra questi ultimi, che costituiscono degli ottimi orizzonti guida (cfr. PALLADINO & AGOSTA, 1997), va sottolineato come il *Pumice fall C* (in questo lavoro mappato come parte della formazione di Canino; fig. 15) sia stato ricono-sciuto anche oltre l'areale precedentemente riportato e correlato al *Bolceno fallout*

deposit (245,9±5,7 ka, BROCCHINI *et alii*, 2000), in accordo con i dati geocronologici; tale livello risulta quindi di fondamentale importanza per chiarire le relazioni temporali fra le attività di Latera, Montefiascone e Campi Vulsini (Fig. 13).

Il ricorrente stile pliniano indica che durante l'attività iniziale di Latera era attivo un sistema di alimentazione a condotto centrale e che con tutta probabilità si andava costruendo un edificio vulcanico centrale. Tuttavia non vi sono testimonianze in affioramento di una possibile attività intrapliniana a carattere effusivo. Durante il periodo successivo, corrispondente alla messa in posto dei prodotti delle formazioni di Sovana, Sorano e Grotte di Castro (nell'intervallo fra ~207 e ~166 ka, secondo le datazioni disponibili; tab. 1), l'attività a colonna sostenuta diviene invece del tutto subordinata all'emissione di grandi colate piroclastiche, verosimilmente a causa della disarticolazione del sistema di alimentazione centrale in conseguenza di un importante collasso calderico.

La Caldera di Latera è in effetti interpretata come un sistema di caldere annidate originatosi attraverso stadi di collasso multipli (NAPPI, 1969b; SPARKS, 1975; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; BARBERI *et alii*, 1984; NAPPI *et alii*, 1991). Recenti lavori, anche basati sul presente rilevamento (PALLADINO & SIMEI, 2005a, b), si sono focalizzati sulle relazioni fra la storia eruttiva e l'evoluzione calderica di Latera, con particolare riferimento alle dinamiche degli eventi esplosivi associati ai principali stadi di collasso. Da tali studi emerge come l'assetto strutturale del substrato abbia largamente controllato ubicazione e stile degli eventi di collasso e, di conseguenza, localizzazione e geometria dei sistemi di alimentazione e dei punti di emissione, nonché gli stili eruttivi, sia alla scala dell'intera storia dell'attività vulcanica che dei singoli eventi eruttivi.

L'eruzione di Sovana viene identificata come il principale evento *caldera-forming* per la presenza di un tipico deposito di breccia litica grossolana (*co-ignimbrite lag breccia*, WALKER, 1985), sebbene episodi di collasso meno evidenti siano registrati anche nelle successioni piroclastiche più antiche. In effetti il volume di magma eruttato nel corso dell'intero periodo eruttivo comprendente le formazioni di Canino, Farnese e Sovana può essere stimato ad oltre 10 km³, ossia grosso modo corrispondente al volume di collasso della caldera iniziale dedotto da dati di sottosuolo (PALLADINO & SIMEI, 2005a).

Pertanto, la dominanza di regimi collassanti rispetto alle colonne sostenute, nel periodo inaugurato dall'eruzione di Sovana, potrebbe essere stata favorita da un ampliamento del sistema di bocche eruttive, controllato da fessure anulari pericalderiche, con la generazione di correnti piroclastiche "non pliniane" (per trabocco o *low fountaining*). Anche se nel corso dei summenzionati eventi eruttivi post-Sovana sono stati eruttati volumi considerevoli di magma (dell'ordine di qualche km³ per ognuno), non vi sono evidenze di ulteriori significativi episodi di collasso calderico (mancando tipiche facies da *lag breccia*). E' quindi verosimile che alla fine di questo periodo eruttivo il tetto della camera magmatica parzialmente evacuata sia risultato strutturalmente instabile.

Evidenze di campagna, da *remote sensing* e da dati del sottosuolo (NAPPI, 1969b; MARSELLA *et alii*, 1987; FREDA *et alii*, 1990; PALLADINO & SIMEI, 2005a) suggeriscono che nel corso della successiva eruzione di Onano sia risalito un magma shoshonitico-fonotefritico da una zona periferica del serbatoio magmatico trachitico-fonolitico principale, e sia stato eruttato attraverso un'area di debolezza strutturale corrispondente all'alto del substrato carbonatico ad andamento NNE-SSO che costituiva il bordo orientale dell'antica caldera di Latera e il bordo occidentale di quella di Bolsena (vedi titolo VIII, fig. 27).

L'associazione deposizionale della formazione di Onano (**ONK**), comprendente un notevole esempio di *lag breccia*, è quella tipica degli eventi eruttivi legati a fasi di collasso calderico (MARSELLA *et alii*, 1987; PALLADINO & SIMEI, 2005a), anche se di magnitudo relativamente bassa (<1 km³ di magma eruttato). Tale evento può essere relazionato ad una subsidenza con stile *trap-door* (ossia a botola) verso est che avrebbe coinvolto un settore periferico del preesistente fondo calderico ed i versanti esterni ubicati in corrispondenza dell'alto strutturale, portando all'attuale configurazione della depressione calderica con un vallo orientale ben pronunciato (non considerando l'arretramento per erosione del bordo morfologico).

L'eruzione di Pitigliano (~166-155 ka; *Pitigliano formation*, VEZZOLI *et alii*, 1987; *Pitigliano Tuffs*, TURBEVILLE, 1992a) rappresenta l'ultimo evento di Latera originante colate piroclastiche, a sua volta legato alla formazione della piccola Caldera del Vepe (CAPACCIONI *et alii*, 1987; NAPPI *et alii*, 1991) in un'area all'interno della principale Caldera di Latera (poco a N del limite del Foglio) circa corrispondente al depocentro calderico più antico (pre-Onano). 1 volumi di magma eruttati, ed i corrispondenti volumi di collasso, nel corso dei principali eventi *caldera-forming* (Sovana, Onano, Pitigliano) indicano un progressivo declino nella magnitudo dell'attività vulcanica, che prelude alla quiescenza. L'attività eruttiva finale del litosoma (circa 150-140 ka) è caratterizzata da episodi effusivi o debolmente esplosivi (stromboliani e subordinatamente idromagmatici), alimentati da magmi relativamente poco differenziati (trachibasaltico-shoshonitici), da diversi centri intra- e pericalderici per lo più monogenici (ad es. nell'area del Foglio il *plateau* lavico della Selva del Lamone, **VMO**, ed i coni di scorie di Valentano, **VLN**), all'incirca contemporaneamente alle ultime fasi eruttive nei Campi Vulsini.

4. - LITOSOMA MONTEFIASCONE

Il litosoma Montefiascone, ubicato a SE dell'attuale Lago di Bolsena e parzialmente ricadente nell'area del Foglio, consiste in un edificio vulcanico centrale, troncato da una caldera subcircolare del diametro di circa 3 km. L'ubicazione dell'attività vulcanica nel settore è probabilmente da collegarsi all'intersezione di lineamenti vulcano-tettonici orientati circa N-S ed E-O, rispettivamente bordieri dei lati orientale e meridionale della Caldera di Bolsena (Figg. 18, 24). L'area in studio è interessata dalla messa in posto dell'ignimbrite basale di Montefiascone (**WIM**), che rappresenta un evento idromagmatico legato ad un precoce, e probabilmente anche il più importante, stadio di collasso dell'omonima caldera (MARINI & NAPPI, 1986). Evidenze stratigrafiche, essendo il prodotto in esame intercalato fra l'unità di Casale Pisello (~286 ka) dei Campi Vulsini e il *Pumice fall C* (~245 ka; formazione di Canino, litosoma Latera), indicano che l'instaurarsi dell'attività esplosiva parossistica a Montefiascone e Latera fu circa contemporaneo.

L'attività successiva del vulcano di Montefiascone (testimoniata limitatamente nell'angolo nord-orientale del Foglio), pur assumendo un carattere prevalentemente idromagmatico e stromboliano, vede l'effusione di un importante *plateau* lavico (lave di Commenda, **KCM**), che presenta analogie con il centro eruttivo circum-calderico di Orto Piatto (226,6±14,9 ka, NAPPI *et alii*, 1995; cfr. **XS**_a) per le peculiari caratteristiche composizionali (elevati contenuti in CaO e MgO e bassi in SiO₂, Al₂O₃ e alcali), che denotano uno fra i litotipi più primitivi del Distretto Vulsino.

5. - LITOSOMA BOLSENA-ORVIETO

Le successioni laviche e piroclastiche di questo litosoma sono esposte principalmente nel settore nord-orientale del distretto, fra il Lago di Bolsena e la valle del Tevere (Figg. 9, 18), oltre i limiti del Foglio. Tuttavia nell'area rilevata, a S del lago di Bolsena, sono stati individuati degli orizzonti di pomici da caduta pliniana correlabili al litosoma Bolsena-Orvieto. Nell'area compresa fra Capodimonte e Marta, sono stati infatti riconosciuti il livello delle Ponticello pumices (NAPPI et alii, 1994; 351,7±4 ka, NAPPI et alii, 1995; pp), intercalato alle unità laviche dei Campi Vulsini, e delle Ospedaletto pumices (NAPPI et alii, 1994; 246,7±2,9, NAPPI et alii, 1995; non cartografato) alla base della formazione di Farnese (litosoma Latera). Risultanze stratigrafiche e geocronologiche mutuamente consistenti permettono quindi di stabilire le relazioni temporali fra le attività eruttive di settori distanti del Distretto Vulsino. Considerando nel contesto stratigrafico generale l'eruzione dell'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio (333,0±3,8 ka, NAPPI et alii, 1995; 296±4-294±7 ka, Turbeville, 1992b), il più importante evento esplosivo calderaforming del litosoma Bolsena-Orvieto, si può notare come alla scala del distretto appaia evidente una migrazione in senso orario degli acmi esplosivi dall'area di Bolsena-Orvieto verso Montefiascone e quindi Latera, intorno all'iniziale punto focale paleovulsino.

6. - LITOSOMA VICO

L'attività dello stratovulcano vicano, a SE dei Vulsini (Fig. 18) è testimoniata nell'area in studio, oltre che dal summenzionato orizzonte pliniano *Vico* α , intercalato alle successioni dei Campi Vulsini e relativo all'attività più antica vicana, dai lembi distali dell'estesa coltre piroclastica del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (o *ignimbrite Vico C*; 150±4 ka, LAURENZI & VILLA, 1987) a chiusura delle successioni vulcaniche (es. nell'area di Tuscania). Il maggiore evento esplosivo vicano, connesso alla più importante fase di collasso calderico, si sarebbe quindi verificato quando l'attività vulsina andava ormai scemando.

7. - RELAZIONI FRA GLACIOEUSTATISMO E ATTIVITÀ VULCANICA

L'applicazione dei criteri di rilevamento basati sulle UBSU alle successioni vulcaniche del Foglio ha permesso una correlazione a grandi linee della storia dell'attività vulcanica al contesto geologico regionale quaternario. Questo approccio ha messo in luce che i periodi di quiescenza più significativi, seguiti da rilevanti cambiamenti delle composizioni magmatiche e degli scenari eruttivi, appaiono concomitanti ad eventi geologici a più vasta scala, quali le fluttuazioni glacioeustatiche, che hanno interessato l'area vulsina oggetto di studio (Figg. 12, 20).

Un punto chiave risulta pertanto stabilire se le relazioni temporali osservate fra eventi vulcanici e glacioeustatici possano anche implicare dei nessi causali. A questo proposito, non ci sentiamo di sostenere l'idea avanzata da alcuni autori (DE RITA *et alii*, 1994) che le oscillazioni del livello marino indotte dalle variazioni climatiche nel corso del Pleistocene possano aver controllato la scansione temporale dell'attività eruttiva nei distretti laziali, agendo come fattore d'innesco. In effetti, l'entità e il tasso della depressurizzazione indotta su una camera magmatica profonda da un abbassamento del livello marino conseguente ad una fase climatica fredda appaiono di magnitudo trascurabile se confrontati con le variazioni di pressione legate ai processi di evoluzione magmatica (pressurizzazione dei volatili a causa del raffreddamento e cristallizzazione del magma, diminuzione della pressione litostatica durante la risalita), collassi calderici ed altri possibili fattori d'innesco esterni, quali collassi gravitativi dei versanti degli edifici vulcanici, variazioni del regime di *stress* tettonico o sismicità.

Tuttavia, appare verosimile che le oscillazioni marine, concomitanti ad opportune combinazioni delle condizioni climatiche, del sistema magmatico e del substrato (ad es. regime pluviometrico, assetto idrogeologico, massa, profondità e proprietà reologiche dei magmi coinvolti), possano aver influenzato in qualche misura lo stile eruttivo di vulcani pericostieri quali quelli della Provincia Romana. Ad esempio, è stato proposto (cfr. PALLADINO *et alii*, 2001 per i Colli Albani) che





l'interazione esplosiva fra il magma e le falde idriche, e quindi l'assunzione di un carattere idromagmatico rispetto a quello magmatico dell'attività vulcanica, possa essere stato favorito nel corso di specifici eventi eruttivi concomitanti ad alti livelli di stazionamento del livello marino.

Per quanto concerne l'area del Foglio 344 "Tuscania", le caratteristiche dei suoli inter-eruttivi ed il rinvenimento di resti vegetali nei depositi piroclastici forniscono evidenze di ripetuti, significativi cambiamenti climatici. In proposito, si può notare una certa correlazione fra il verificarsi di eventi idromagmatici e fasi di high stand con concomitanti periodi di intensificata piovosità, che sembrano aver favorito l'interazione esplosiva del magma con acqua esterna durante la risalita attraverso acquiferi superficiali e/o ambienti limnopalustri. Ad esempio, l'attività idromagmatica si è verificata ai Campi Vulsini in corrispondenza dello stadio isotopico 9, si è concentrata a Montefiascone in particolare durante lo stadio 7 e ha caratterizzato l'attività vulsina tardiva durante lo stadio 5 (es. coni surtseyani di Bisentina e Martana e tuff ring del Lagaccione) (Figg. 12, 20). Inoltre è ipotizzabile che i notevoli depositi da wet pyroclastic surge della formazione di Grotte di Castro, ricchi di lapilli accrezionari e impronte di alberi d'alto fusto, siano il prodotto di una bocca eruttiva ubicata in ambiente sublacustre all'interno della Caldera di Latera e che le correnti piroclastiche diluite e turbolente si siano propagate attraverso una fitta copertura boschiva, durante una fase climatica caldoumida corrispondente allo stadio interglaciale 7.

8. - RAPPORTI CON GLI ALTRI DISTRETTI ALCALINO-POTASSICI

Le superfici di inconformità stratigrafica che delimitano UBSU di rango sintemico, correlabili a scala regionale, consentono di stabilire le relazioni intercorrenti tra le fasi di attività vulcanica dei diversi distretti alcalino-potassici peritirrenici della Provincia Romana, a sostegno del quadro litostratigrafico e geocronologico ricostruito sulla base dei prodotti eruttivi.

La ricostruzione stratigrafica effettuata nel presente studio, integrata alla luce dei dati geocronologici disponibili (vedi MARRA *et alii*, 2004 per una rassegna completa), mostra come l'intera attività eruttiva del Distretto Vulcanico Vulsino si collochi nell'intervallo temporale pertinente ai sintemi Biedano, Barca di Parma, Fiume Fiora e Fiume Marta, analogamente agli altri distretti laziali. Più in dettaglio, gli acmi nell'attività esplosiva vulsina, riscontrati nei litosomi Paleovulsini, Campi Vulsini e Bolsena-Orvieto nell'intervallo cronologico corrispondente al sintema Biedano (circa 0,6-0,35 Ma), mostrano una parziale sovrapposizione temporale con il periodo di attività esplosiva iniziale del litosoma Vico e, in maniera ancor più rimarchevole, con l'attività pliniana e da colata piroclastica del Distretto Vulcanico Sabatino (aree di Morlupo e Sabatini meridionali; Sottill *et alii*, 2004; 0,6-0,4 Ma, KARNER *et alii*, 2001) e con il periodo delle grandi colate

piroclastiche del Tuscolano-Artemisio (circa 0,56-0,35 Ma, KARNER *et alii*, 2001; Distretto Vulcanico dei Colli Albani).

Inoltre, le successioni vulcaniche dei diversi distretti correlabili al sintema Barca di Parma evidenziano come l'instaurarsi della principale attività esplosiva centrale dei litosomi Latera e Montefiascone ai Vulsini intorno a 0,28 Ma sia pressoché contemporaneo ai parossismi eruttivi nelle aree di Sacrofano e del Lago di Bracciano ai Sabatini (SortiLi *et alii*, 2010) e alle Faete nei Colli Albani (MARRA *et alii*, 2003).

Mentre l'attività parossistica di Latera si protrae nel periodo di tempo corrispondente al sintema Fiume Fiora (circa 0,25-0,15 Ma), parallelamente ad un nuovo acme eruttivo nel Vulcano di Vico e nella zona del Lago di Bracciano (messa in posto del tufo di Bracciano), l'attività vulcanica va invece sostanzialmente riducendosi in intensità e magnitudo nei Colli Albani. Infine, il periodo successivo all'acme vicano a 0,15 Ma (eruzione del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano), corrispondente al sintema Fiume Marta, è in generale caratterizzato da attività eruttiva a scala relativamente ridotta, che nell'area vulsina si esaurisce intorno a 0,13 Ma, mentre si protrae più a lungo a Vico, Sabatini e Colli Albani (fase dei centri idromagmatici attivi fino ad almeno 0,03 Ma) prima del perdurante stato di quiescenza.

Su questa base, fermo restando che le trame eruttive dei singoli distretti vulcanici sono essenzialmente determinate dall'interazione fra sistemi magmatici e assetti strutturali locali, il complessivo parallelismo osservabile fra i principali periodi di attività vulcanica nella Provincia Romana denota un probabile fattore di controllo tettonico comune a scala geodinamica (KARNER *et alii*, 2001; PALLADINO *et alii*, 2001; MARRA *et alii*, 2004).

VIII - TETTONICA E VULCANOTETTONICA

1. - ASSETTO STRUTTURALE DEL SUBSTRATO CALCAREO-ARENACEO (S. Bigi e M. Santantonio)

La ricostruzione delle caratteristiche geometriche e cinematiche degli elementi tettonici che interessano il substrato sedimentario nell'area del Foglio 344 "Tuscania" è resa difficile dalla scarsità di esposizioni significative delle strutture tettoniche. Tuttavia, alla mesoscala sono stati individuati motivi plicativi e piani di faglia.

Per quanto riguarda le macrostrutture, il substrato affiora in tre nuclei principali (Monte Canino, Arlena di Castro e Tuscania) e coinvolge, rispettivamente, la successione calcarea mesozoica e quella silicoclastica cretacico-neogenica. L'assetto generale di queste successioni consiste in andamenti monoclinalici che si raccordano in pieghe sinclinaliche e anticlinaliche che però si deducono dall'analisi della distribuzione delle giaciture e non dalla loro diretta osservazione. In generale, l'asse di queste strutture ha direzione appenninica (NO-SE) e direzione N-S e il fianco orientale è inoltre spesso verticale o rovesciato.

I terreni mesozoici della struttura di Monte Canino appaiono piegati e fagliati. Giaciture con pendenza verso ESE e S dominano ovunque, con valori dell'immersione generalmente compresi tra 20° e 50°. Fa tuttavia eccezione il rilievo di Monte Doganella, che nelle sue propaggini settentrionali mostra immersioni verso NO, con valori compresi tra 10° e 25° (vedi anche Cocozza, 1963). La struttura di Poggio Olivastro (q. 433 m s.l.m.)-Monte Canino si presenta in particolare come una monoclinale avente immersione dominante verso S e SE, con valori compresi tra 20° e 40°. Spostandosi verso il limite orientale della dorsale carbonatica, a N della località Il Fontanaccio, le unità dal Calcare e Marne a Posidonia al tetto dei Diaspri tendono a verticalizzarsi e la direzione ruota fino a disporsi con andamento circa meridiano.

Le strutture tettoniche di superficie sono essenzialmente desumibili dal rilevamento, poiché, data la fitta copertura vegetale, non è generalmente possibile esaminare direttamente piani di faglia. Esse sono sostanzialmente interpretabili come faglie dirette ad alto angolo, con rigetti verticali difficilmente eccedenti il centinaio di metri. Cocozza (1963), nel lamentare anch'egli l'impossibilità di analizzare direttamente superfici di taglio, ritenne viceversa, sulla base del decorso in superficie dei contatti, di poter assegnare ad alcuni di essi il carattere di faglia inversa.

L'anticlinale precedentemente descritta, avente zona di cerniera orientata circa N-S tra Monte Canino e il Fontanaccio, è sottolineata dal brusco aumento dei valori di immersione fino alla verticale sul fianco orientale. La giacitura degli strati e la mancanza delle arenarie della Formazione della Pietraforte (Cocozza, 1963), segnalate al tetto della successione calcarea in altre aree limitrofe, fa ipotizzare la presenza di un piano di faglia che mette a contatto la successione calcarea cel Dominio Toscano con i depositi silicoclastici dell'associazione arenaceocalcareo-pelitica.

Negli altri due settori caratterizzati dall'affioramento del substrato sono deducibili pieghe a direzione NO-SE e N-S con fianchi orientali da verticali a rovesciati.

Alla scala dell'affioramento sono state osservate pieghe minori, soprattutto nella porzione argillosa dei *flysch*, che mostrano piani assiali da inclinati a coricati, con angoli di apertura piuttosto chiusi, a vergenza nord-orientale.

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

Alla scala dell'affioramento gli elementi fragili osservabili direttamente sono abbastanza scarsi, quasi mai in quantità sufficiente da suffragare una ricostruzione tettonica.

Le faglie ad alto angolo a direzione NO-SE presentano in generale carattere distensivo; alcune sono osservabili alla scala dell'affioramento, come nel caso del Fosso Olpeta, nel settore settentrionale del Foglio.

2. - CARATTERI STRUTTURALI DELLE UNITÀ VULCANICHE (ha collaborato V. Acocella)

Al fine di caratterizzare la deformazione associata all'attività vulcanica nel Foglio 344 "Tuscania", è stato effettuato uno studio di telerilevamento ed una successiva analisi di terreno. L'analisi di telerilevamento è stata condotta ad una scala più ampia di quella del Foglio, comprendente la totalità del Distretto Vulcanico Vulsino; quest'ampliamento della scala è stato dettato dalla necessità di definire propriamente le strutture portanti dell'area e di avere un appropriato inquadramento per i caratteri strutturali riconoscibili all'interno del Foglio. La successiva analisi di terreno è stata invece condotta limitatamente all'area del Foglio, sui terreni vulcanici ascrivibili al Pleistocene medio-superiore. Questo duplice approccio ha comportato una particolare attenzione nel riconoscimento di: 1) la deformazione recente o neotettonica dell'area; 2) le dinamiche deformative legate all'attività vulcanica. La rappresentazione delle deformazioni è stata effettuata per mezzo d'emisferi inferiori equiareali di Schmidt (o *plot*), sui quali è proiettata la giacitura della struttura deformativa riconosciuta, in modo da confrontare gli andamenti così ottenuti con quelli relativi al campo degli sforzi regionale e valutare un eventuale ruolo delle strutture regionali sulle dinamiche di subsidenza delle depressioni calderiche.

I dati acquisiti mostrano come l'area compresa nel Foglio 344 "Tuscania" presenti evidenze di debole attività tettonica regionale, essendo gli elementi strutturali osservati essenzialmente imputabili all'evoluzione calderica di Latera e Bolsena. Questo non esclude che, a loro volta, i collassi calderici possano essere stati guidati da lineamenti regionali preesistenti, che ne avrebbero controllato l'impostazione spaziale e la geometria.

Infatti, le fratture estensionali orientate NO-SE, benché diffuse in tutta l'area centro-meridionale del Foglio, hanno un ruolo strutturale limitato, in quanto sistemi puramente beanti e non di taglio. Sono quindi in grado di accomodare un'estensione decisamente minore rispetto alle faglie; si tratta di un'estensione regionale comunque orientata NE-SO, compatibile con quella riconoscibile lungo il margine tirrenico.

Le strutture di taglio (faglie) sono presenti, nel Foglio, solo laddove si ha un significativo contributo dell'attività magmatica, lungo il bordo delle caldere. Nonostante i margini meridionali delle caldere di Latera e Bolsena abbiano una debole espressione morfologica, qui il collasso calderico è testimoniato essenzialmente da meccanismi deformativi di tipo elastico (*down-sag*) e, subordinatamente, di tipo fragile. Infatti, i primi sono responsabili di una subsidenza di diverse decine di metri, i secondi di pochissimi metri.

Infine, è importante sottolineare che la maggior parte dei lineamenti riconosciuti da telerilevamento, nell'area del Foglio, non mostra evidenze di controllo tettonico, essendo probabilmente il risultato del drenaggio fluviale radiale dall'apparato vulsino.

2.1. - Analisi di telerilevamento

L'analisi di telerilevamento dell'area compresa nel Foglio è stata effettuata al fine di riconoscere le principali strutture di probabile origine tettonica (regionale e vulcano-tettonica) agenti nell'area ed associabili al vulcanismo vulsino. Tale analisi è avvenuta attraverso lo studio delle immagini da satellite, delle foto aeree (Volo Italia, in scala 1:70.000) e di due DEM. In tale studio, particolare cura è stata data al riconoscimento dei lineamenti, dei centri eruttivi ed all'ubicazione di cave o affioramenti significativi, dove concentrare l'analisi di terreno.

L'analisi dei DEM, ad una scala di 1:250.000 circa (Fig. 21), ha permesso innanzitutto di individuare gli aspetti morfologici più generali dell'area vulsina. La Caldera di Bolsena, ben definita nelle sue porzioni orientali e settentrionali, è infatti impostata in corrispondenza della prosecuzione meridionale del bordo orientale del Graben di Radicofani, a direttrice circa N-S; tale struttura delimita bruscamente ad O la porzione deformata del bordo della Caldera di Bolsena e sembra continuare nella porzione meridionale del lago, in corrispondenza del Fiume Marta. Le caldere di Latera e Montefiascone, tardive rispetto all'attività della Caldera di Bolsena, sono ubicate ai margini di quest'ultima, in corrispondenza di lineamenti ad andamento rispettivamente NE-SO e NO-SE. Le strutture tettoniche regionali NE-SO e NO-SE non sembrano essere particolarmente evidenti alla scala considerata, eccezion fatta per l'allungamento della Caldera di Latera e la parte occidentale del Distretto Vulsino, caratterizzata da lineamenti ad orientazione NE-SO. I lineamenti NE-SO ubicati a NO della Caldera di Latera, riconosciuti sulle vulcaniti dello stesso litosoma, possono essere riconducibili ad attività tettonica, in quanto tangenti alla caldera e non radiali, come quelli situati più a sud; infatti, se le variazioni litologiche nei depositi, generalmente ad andamento radiale rispetto alla caldera, possono spiegare la presenza di lineamenti siffatti, ciò non può avvenire per i lineamenti tangenziali, la cui origine deve quindi trovare altre spiegazioni.

Ad una scala di maggior dettaglio, l'analisi delle foto aeree (Fig. 22) ha permesso il riconoscimento di una serie di lineamenti ad andamento rettilineo, subrettilineo ed arcuato. Alcuni di tali lineamenti (in particolare quelli ubicati lungo i bordi orientale e settentrionale del Lago di Bolsena) sono caratterizzati dalla presenza di scarpate; ciò contribuisce a renderli più chiaramente associabili ad attività tettonica caratterizzata da movimenti verticali, plausibilmente faglie con componente prevalentemente diretta. Altri lineamenti, in particolare ai margini dell'area vulsina (e nell'area del Foglio 344 "Tuscania"), non mostrano invece evidenze di movimenti verticali. In tal caso, si potrebbe trattare di sistemi con prevalente componente di movimento orizzontale, strutture tettoniche minori o semplicemente di lineamenti non correlabili con l'attività tettonica. I lineamenti ad andamento arcuato sono ubicati in massima parte ai bordi delle strutture calderiche o crateriche di Bolsena e Latera, suggerendo quindi un diretto controllo dell'attività vulcanica sulla loro formazione.

Nella figura 23 è riportata l'orientazione dei lineamenti riconosciuti, sia generale (a), che relativa al Foglio 344 "Tuscania" (b), alla Caldera di Bolsena (c) e all'area d'intersezione fra le caldere di Bolsena e Latera (d). L'area del Foglio



Fig. 21 - Carta dei principali lineamenti del Distretto Vulcanico Vulsino dedotti dall'analisi delle elevazioni topografiche (dal DEM di Fig. 1).

(b) è caratterizzata dalla predominanza di lineamenti ad andamento NNE-SSO e, in misura decisamente minore, da lineamenti orientati NO-SE e NE-SO. L'ubicazione del Foglio rispetto alla Caldera di Bolsena suggerisce che l'addensamento di lineamenti NNE-SSO sia controllato dai limiti litologici dei prodotti, ad



Fig. 22 - Carta dei principali lineamenti morfologici e strutturali del Distretto Vulcanico Vulsino riconosciuti attraverso l'analisi di telerilevamento.

andamento radiale, emessi dall'area della caldera; tali lineamenti, non sarebbero dunque direttamente riconducibili ad attività tettonica. L'area del Lago di Bolsena (c) mostra la predominanza di lineamenti orientati N-S, sul bordo orientale del lago e, in misura minore, NO-SE (bordo nord-orientale) ed E-O (bordi settentrionale e meridionale). Tali lineamenti, che si dispongono quindi concentricamente rispetto al lago, sono inoltre caratterizzati da scarpate, suggerendo quindi una genesi direttamente legata alla formazione della Caldera di Bolsena. L'area al margine delle caldere di Bolsena e Latera (d), dove l'effetto dell'attività vulcanica dovrebbe essere minore, è invece caratterizzata dalla presenza di lineamenti prevalentemente NE-SO e, subordinatamente, NO-SE. Si tratta di direzioni parallele a quelle delle strutture tettoniche regionali che hanno determinato l'evoluzione plio-quaternaria del margine tirrenico; ciò suggerisce che i lineamenti riconosciuti in quest'area abbiano un'origine tettonica. L'insieme dei dati acquisiti (a) mostra un addensamento principale secondo una direttrice meridiana, data dal contributo dei lineamenti di (b) e (c) e, subordinatamente addensamenti secondo direttrici NE-SO e, infine, NO-SE.
Sulla base dei dati acquisiti, è possibile ipotizzare che i lineamenti meridiani nella zona di Latera e Bolsena siano direttamente riconducibili ad attività vulcanica (bordo orientale della Caldera di Bolsena ed andamento dei depositi a S del lago); di contro, i lineamenti NE-SO e, subordinatamente, NO-SE sarebbero più direttamente imputabili ad un'attività tettonica regionale. L'allineamento dei centri eruttivi riflette le orientazioni preferenziali NE-SO (porzione NE dell'area vulsina), NO-SE (porzione a SO del Lago di Bolsena) e N-S (porzione ad E del lago), suggerendo un diretto controllo delle strutture tettoniche e vulcano-tettoniche sull'attività vulcanica.

2.2. - Analisi di terreno

L'analisi di terreno ha avuto lo scopo di caratterizzare geometricamente, cinematicamente e temporalmente le deformazioni nelle unità vulcaniche, passando



Fig. 23 - Rappresentazione tramite rose diagram dei principali lineamenti identificati attraverso l'analisi di telerilevamento nell'intero Distretto Vulsino (a), nel Foglio 344 "Tuscania" (b), nell'area della depressione di Bolsena (c) e nell'area d'intersezione fra le depressioni di Bolsena e Latera (d).

in rassegna la quasi totalità (almeno l'80%) degli affioramenti presenti nell'area del Foglio. Le aree in cui sono state riconosciute tali deformazioni sono evidenziate dai siti di misura presenti in Fig. 24. La rappresentazione delle deformazioni è effettuata per mezzo d'emisferi inferiori equiareali di Schmidt, sui quali è proiettata la giacitura della struttura deformativa riconosciuta (Fig. 24). Le deformazioni riconosciute sono fratture estensionali (110 dati) e dicchi (3 dati), faglie (73 dati) e assi di pieghe (9 dati). La maggior parte delle deformazioni riconosciute interessano prodotti vulcanici di Latera (più recenti di circa 280 ka) e subordinatamente dei Campi Vulsini (es. centri eruttivi dell'area di Marta e Monte Bisenzio).

2.2.1. - Caratteri geometrici delle deformazioni

Le fratture estensionali osservate, tranne che per il sito 33, hanno un'orientazione costante ~NO-SE (Fig. 25a). La maggior parte delle faglie è orientata ~NO-SE e ~E-O (Fig. 25b). Una percentuale minore delle faglie è data da sistemi orientati NO-SE. La fig. 24 mostra una sostanziale corrispondenza tra l'orientazione delle faglie e quella dei vicini lineamenti, delineati attraverso telerilevamento (siti 3, 7, 36, 5+6, 30, 1+9, 2+8+41, 44, 40). Questo suggerisce che le faglie possano essere associate ad evidenti lineamenti strutturali e quindi abbiano un'estensione ben maggiore di quella in affioramento.

Sebbene la maggior parte delle faglie trovi corrispondenza con i lineamenti, non tutti i lineamenti osservati hanno un riscontro strutturale. Infatti, l'orientazione della maggior parte dei lineamenti nella porzione centro-meridionale del Foglio, ~N-S e ~NE-SO, non mostra correlazione con l'orientazione delle strutture riconosciute sul terreno (Fig. 24). Questo suggerisce, come precedentemente ipotizzato, che la formazione di tali lineamenti non sia controllata da attività tettonica. Visto l'andamento circa radiale (rispetto alle caldere di Bolsena e di Latera) dei lineamenti, che corrispondono sul terreno all'incisione di valli fluviali, è possibile quindi ipotizzare un controllo morfologico. In base a tale ipotesi, i lineamenti si sarebbero formati per incisione radiale, verso zone topograficamente più basse, degli apparati vulcanici. La maggior parte dei lineamenti riconosciuti attraverso telerilevamento (Fig. 23a) non sarebbe quindi imputabile ad attività tettonica.

Le pieghe, riconosciute esclusivamente nel sito 36, in depositi piroclastici massivi di Latera, si estendono per alcuni metri, mostrando un angolo tra i due fianchi sempre minore di 90°; si tratta quindi di pieghe strette. Gli assi delle pieghe riconosciute hanno una costante orientazione ~NO-SE. La presenza delle strutture plicative lungo il margine interno della Caldera di Latera, a quota maggiore del vicino bordo calderico, può essere messa in relazione con sollevamenti post-calderici.



Fig. 24 - Rappresentazione secondo la proiezione di Schmidt dei principali elementi strutturali rilevati nell'area del Foglio 344 "Tuscania" e loro ubicazione nella carta dei fotolineamenti di Fig. 23. I numeri contrassegnano le stazioni di misura. Le fratture estensionali ed i dicchi sono rappresentati attraverso curve tratteggiate; i 3 dicchi sono stati riconosciuti nei siti di misura 10 e 38. Le faglie sono rappresentate attraverso curve a tratto continuo; le frecce sulle curve indicano l'orientazione delle strie. Le pieghe sono state rappresentate (sito 36) come punti neri.



Fig. 25 - Rappresentazione mediante rose diagram delle principali fratture estensionali, inclusi i dicchi lavici (a) e delle faglie (b) rilevate nell'area del Foglio 344 "Tuscania".

2.2.2. - Caratteri cinematici delle deformazioni

Le fratture estensionali riconosciute hanno un'apertura dell'ordine di pochi cm, compatibile con una direzione d'estensione NE-SO.

Le faglie riconosciute hanno, tranne che in due casi (sito 28+29), un rigetto apparente verticale; i rigetti osservati non eccedono mai il metro. L'angolo di *pitch* (angolo compreso tra la direzione delle strie e l'orizzontale sul piano di faglia) medio delle faglie studiate è circa 110°, quindi prevalentemente normale, anche se sono state osservate cinematiche oblique o trascorrenti (Fig. 26a). In generale, circa il 50% delle faglie ha una cinematica di tipo *dip-slip*, estensionale. In particolare, il 64% delle faglie NO-SE ha una cinematica normale, mentre il 73% delle faglie NE-SO ha una cinematica oblique o trascorrente (Fig. 26b).

Una parte significativa delle faglie misurate si trova sui margini morfologici meridionali delle vicine caldere di Latera e Bolsena ed è orientata parallelamente ad essi. Poiché le faglie si addensano lungo tali margini con una componente di movimento verticale apparentemente estensionale, è possibile ipotizzare che siano il risultato dell'attivazione, seppur limitata, delle strutture calderiche successivamente alla messa in posto dei prodotti vulcanici. Un aspetto particolare di queste faglie è che, nonostante mostrino una componente verticale di movimento estensionale, solo il 50% ha un effettivo movimento da faglia normale, come visibile attraverso le strie sul piano di faglia. Il rimanente 50% mostra cinematiche trascorrenti od oblique (Fig. 26c).

Inoltre, i depositi vulcanici dove sono state riconosciute le faglie, sui margini meridionali delle caldere di Latera e Bolsena, mostrano una debole (<15°) immersione verso il centro delle caldere. Questo suggerisce che tali margini di caldera siano caratterizzati da una geometria di tipo *down-sag*, legata essenzialmente ad un accomodamento elastico della subsidenza. Le faglie riconosciute sui bordi meridionali delle caldere costituirebbero quindi minori fasce di deformazione locali, a comportamento fragile, che accompagnano un processo essenzialmente elastico di collasso calderico.



3 - LE CALDERE VULSINE

Come già ribadito, una delle caratteristiche rilevanti del Distretto Vulsino è la presenza di morfologie vulcaniche negative parzialmente sovrimposte, quali le ampie depressioni di Bolsena e Latera-Vepe e quella minore di Montefiascone, che interessano anche l'areale del Foglio 344 "Tuscania" (Figg. 18, 27). Nel titolo VII si è accennato alle principali fasi di collasso calderico dedotte dall'esame delle successioni eruttive. Il presente capitolo riassume la storia evolutiva delle caldere vulsine, alla luce degli studi precedenti geologico-strutturali e delle considerazioni vulcano-tettoniche su illustrate.

Le depressioni centrali che caratterizzano i litosomi Latera e Montefiascone (fig. 10) vengono comunemente interpretate come caldere poligeniche sviluppatesi a seguito di ripetuti collassi del tetto delle camere magmatiche conseguenti all'attività esplosiva dei rispettivi "complessi vulcanici" (NAPPI 1969b, METZEL-TIN & VEZZOLI, 1983; MARINI & NAPPI, 1986), mentre per la subsidenza della più antica conca di Bolsena, estesa ad un'area maggiore di quella attualmente occupata dal lago, viene in generale riconosciuta una natura vulcano-tettonica (BUO-NASORTE *et alii*, 1987b; VEZZOLI *et alii*, 1983; NAPPI *et alii*, 1991).



Fig. 27. Carta vulcanologico-strutturale schematica del Distretto Vulcanico Vulsino, con i principali lineamenti morfotettonici delle strutture calderiche (da NAPPI et alii, 1987).

3.1. - LA CALDERA DI BOLSENA

La conca attualmente occupata in parte dal Lago di Bolsena è stata interpretata da diversi Autori (VAREKAMP, 1980; NAPPI *et alii*, 1982; AMODIO *et alii*, 1987; FARAONE & STOPPA, 1988) come una depressione vulcano-tettonica connessa al prolungamento meridionale del *Graben* Siena-Radicofani, influenzata principalmente da faglie maestre dirette e in misura minore dal parziale svuotamento della camera magmatica a seguito delle eruzioni principali dei "complessi" del *Paleobolsena*, *Bolsena* e *Montefiascone* (NAPPI *et alii*, 1991). D'altro canto, WALKER (1984) riconosce la Caldera di Bolsena come tale ed in particolare come un esempio di tipo *down-sag*.

Il margine occidentale della depressione (più ampia di quella occupata attualmente dal lago), sepolto dalle vulcaniti di Latera, viene identificato nell'alto strutturale carbonatico mesozoico che con direzione NNE-SSO corre al di sotto di quest'ultima (NAPPI *et alii*, 1991, BARBERI *et alii*, 1994). La depressione di Bolsena sembra quindi riflettere la particolare geometria del substrato carbonatico mesocenozoico: essa mostra infatti una struttura imperniata a SO con la maggiore entità della subsidenza a NE, così come indicato dalle anomalie di Bouguer nel settore orientale e in quello settentrionale non occupato dal lago (NAPPI *et alii*, 1991).

Il primo collasso nell'area vulsina, con conseguente formazione di una depressione calderica, è stato ricondotto dagli autori precedenti all'emissione delle *Ignimbriti Basali* (comprendenti **RRA** e **PNO** del presente Foglio; *Complesso del Paleobolsena*, NAPPI *et alii*, 1987 o *Paleovulsino*, VEZZOLI *et alii*,1987), la cui area sorgente veniva localizzata ad O dell'attuale lago dove è presente un'anomalia negativa di gravità e una spessa successione vulcanica sepolta attribuita al *Paleobolsena* (NAPPI *et alii*, 1991). Entità e configurazione di questa prima fase di collasso possono essere ricavate solo in maniera indiretta, in quanto gli elementi strutturali e le evidenze di una successiva attività vulcanica lungo le faglie anulari pericalderiche non sono sempre chiaramente identificabili a causa della copertura da parte delle vulcaniti più recenti e la presenza del lago (NAPPI *et alii*, 1991). I sedimenti lacustri, depostisi al di sopra delle *Ignimbriti Basali* nel settore orientale del distretto, potrebbero ricollegarsi proprio alla subsidenza legata alla fase di collasso verificatasi a seguito della messa in posto di tali ignimbriti.

Attraverso l'analisi dei dati di pozzo in corrispondenza dell'attuale Caldera di Latera emergerebbe come, prima dell'inizio dell'attività di quest'ultimo "complesso", la conca di Bolsena doveva estendersi più ad O rispetto all'attuale area depressa ed il suo margine occidentale doveva coincidere con l'alto strutturale sepolto cui si è accennato in precedenza (NAPPI *et alii*, 1991). Nelle porzioni settentrionali e orientali della conca di Bolsena (fuori del Foglio), a ridosso della sponda del lago, dove il collasso vulcano-tettonico risulterebbe più evidente, le strutture tettoniche tagliano gran parte delle vulcaniti affioranti successive all'attività del *Paleobolsena* (NAPPI *et alii*, 1982; BUONASORTE *et alii*, 1987b). Ciò sarebbe indicativo di come le dislocazioni in quest'area si siano protratte nel tempo determinando una crescita incrementale della depressione (NAPPI *et alii*, 1991).

Nel settore nord-orientale della depressione di Bolsena sono state inoltre riconosciute evidenze di collassi calderici ad andamento circolare ricondotti all'attività eruttiva del *Complesso di Bolsena*. Le vulcaniti più antiche attribuite a tale complesso risultano infatti chiaramente fagliate e associate a spessi depositi rimaneggiati e/o di origine lacustre. Il maggior contributo al collasso sembra legato all'emissione dell'*Ignimbrite di Orvieto* (NAPPI *et alii*, 1982, 1987, 1991), la cui messa in posto durante le fasi finali dell'attività del *Complesso di Bolsena* avrebbe determinato un collasso calderico in prossimità dell'attuale centro abitato di Bolsena. Questa unità piroclastica risulta infatti tagliata da faglie sia sin-eruttive che post-calderiche che delineano il margine nord-orientale della relativa caldera.

NAPPI *et alii* (1991), sulla base di una stima complessiva dei volumi emessi nel corso dell'eruzione delle *Ignimbriti Basali* (5 km³) e dell'*Ignimbrite di Orvieto* (1,5 km³), sottolineano la non compatibilità di tale valore con il volume molto maggiore stimato per la depressione di Bolsena (16 km di diametro; altezza di

collasso di 350 m). Pertanto, secondo gli Autori tale discrepanza non consentirebbe di relazionare la genesi della depressione al solo collasso del tetto delle camere magmatiche a seguito delle eruzioni principali dei "complessi" del *Paleobolsena* e di *Bolsena* (ed eventualmente di *Montefiascone*), implicando una significativa componente di subsidenza tettonica. In quest'ottica, la depressione sarebbe quindi il risultato di una crescita incrementale legata sia alle maggiori eruzioni attribuibili ai summenzionati "complessi vulcanici", sia a fenomeni di *down-sagging*, sia ad una subsidenza tettonica continua, che avrebbe determinato il massimo dei dislivelli nel settore nord-orientale e il minimo in quello sud-occidentale, così come evidenziato dai dati gravimetrici e dai lineamenti geomorfologici (NAPPI *et alii*, 1991). La subsidenza sarebbe stata guidata da linee tettoniche di debolezza ad andamento N-S, ONO-ESE e NO-SE, come mostrerebbe anche l'allineamento dei centri eruttivi (NAPPI *et alii*, 1991).

Le ricerche condotte nell'ambito del rilevamento del Foglio 344 "Tuscania" (cfr. PALLADINO & SIMEI, 2005b; SIMEI et alii, 2006) forniscono ulteriori chiavi interpretative sulla struttura ed evoluzione delle caldere vulsine, sviluppatesi in un ampio lasso temporale fra 0,6 e 0,1 Ma. Secondo queste ultime ricostruzioni, un collasso calderico precoce relazionato all'attività esplosiva paleovulsina avrebbe originato una depressione a forma di scatola controllata da strutture regionali, identificata in un'area all'interno dell'attuale Lago di Bolsena (vedi Fig. 19). Il volume del collasso appare compatibile con un volume di magma eruttato dell'ordine di 25-30 km³ (DRE). L'attività successiva (0,5-0,2 Ma), sia esplosiva che effusiva, sarebbe stata condizionata nella sua ubicazione dalla preesistente struttura calderica, risultando a sua volta responsabile di un ampliamento incrementale della depressione. Il controllo dell'assetto strutturale regionale risulta ancora una volta evidente, dando luogo ad una depressione incernierata all'alto strutturale del substrato sedimentario sul lato verso Latera e caratterizzata da una struttura anulare a gradinata a N, NE ed E del lago e da una struttura di tipo down-sag nella rimanente zona bordiera del lago verso S.

3.2. - LA CALDERA DI LATERA

La depressione di Latera è stata interpretata come una struttura calderica di natura poligenica, ossia caratterizzata da più fasi di collasso (NAPPI, 1969b; MET-ZELTIN & VEZZOLI, 1983; NAPPI *et alii*, 1991). In particolare, NAPPI (1969b) distingue cinque momenti di collasso a seguito dell'emissione dei flussi ignimbritici principali. Con METZELTIN & VEZZOLI (1983), si delinea un quadro dell'assetto strutturale della Caldera di Latera (Fig. 28), il cui sviluppo risulta influenzato da due linee tettoniche principali (linea del Càrcano e linea San Luce) e dalla presenza dell'alto strutturale del substrato sedimentario Castell'Azzara-M. Razzano.



Fig. 28 - Carta geologico-strutturale schematica della Caldera di Latera (da METZELTIN & VEZZOLI, 1983). Legenda: a) colate laviche; b) travertini; c) depositi lacustri sollevati ed inclinati; d) depositi lacustri e alluvionali indisturbati; e) alti strutturali del substrato sedimentario; f) orlo di caldera; g) fotolineamenti, faglie e fratture; h) crateri da esplosione; i) coni di scorie; l) sorgenti; m) sorgenti termominerali; n) emanazioni gassose; p) giacitura delle superfici strutturali; 1) orlo presunto della Caldera di Bolsena; 2) orlo della Caldera di Latera; 3) orlo presunto della Caldera del Vepe; 4) linea San Luce; 5) linea del Carcano

L'orlo calderico, ben individuabile nei suoi settori settentrionale ed orientale (quest'ultimo ricadente in parte nell'area del Foglio), diviene discontinuo a S ed O, ove risulta solo parzialmente evidenziato dalla presenza di fratture e faglie a modesto rigetto (non cartografabili). La porzione nord-occidentale dell'orlo calderico è caratterizzata dalla presenza di faglie ad andamento NE-SO (Buo-NASORTE *et alii*, 1987a). L'area centrale della caldera, appena a N del Foglio, è contraddistinta da un forte grado di alterazione delle vulcaniti e dalla presenza diffusa di mineralizzazioni di ambiente idrotermale (LOCARDI, 1986). Ampie zone

sono inoltre caratterizzate da emissioni gassose (BUONASORTE *et alii*,1987b). Tutte queste manifestazioni risultano allineate in direzione NNE-SSO, anche se non ci sono evidenze morfologiche che suggeriscano la presenza di faglie. Da dati di sondaggio questi allineamenti sembrerebbero coincidere con la culminazione assiale di una piega sepolta che disarticola le formazioni carbonatiche della Falda Toscana, spesso direttamente a contatto in questo settore con le vulcaniti, essendo qui assenti le Liguridi (BARBERI *et alii*, 1984; BUONASORTE *et alii*, 1987a). Le bocche eruttive post-calderiche sono localizzate nei settori occidentale e meridionale della depressione, o lungo i margini della stessa. Tale distribuzione, che segue solo limitatamente possibili fratture anulari di origine vulcano-tettonica, sembrerebbe prevalentemente associata a linee tettoniche regionali di debolezza (principalmente ad andamento NO-SE, NE-SO ed E-O), quali ad esempio le succitate linee del Càrcano e San Luce. Anche i centri extra-calderici di Monte Marano e Monte Cellere testimoniano una risalita di magma secondo lo stesso sistema tettonico di alimentazione (NAPPI *et alii*, 1991).

Nel titolo VII si è accennato alle relazioni fra i principali stadi evolutivi della caldera e gli eventi eruttivi connessi. Le principali eruzioni esplosive comportano la produzione di depositi da colata piroclastica (ignimbriti *A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F*; SPARKS, 1975; in parte corrispondenti alle sette formazioni di VEZZOLI et alii, 1987 ed alle omonime di questo Foglio), con volumi relativi ai singoli eventi compresi tra 0,5 e 5 km³ e un volume totale di prodotti di circa 16 km³ (NAPPI et alii, 1991) in un arco di tempo circa compreso fra 278 e 166 ka.

Secondo ricostruzioni precedenti, il regime vulcano-tettonico distensivo della caldera vedrebbe la continua riattivazione della linea del Carcano ad andamento NO-SE e della linea San Luce diretta invece NE-SO (METZELTIN & VEZZOLI 1983), l'intersezione delle quali avrebbe reso possibile la formazione di una camera magmatica nei più alti livelli della crosta. METZELTIN & VEZZOLI (1983) evidenziano una mobilità precoce del settore sud-occidentale in prossimità di Santa Maria di Sala. A seguito delle fasi eruttive iniziali di Latera si sarebbe verificato il collasso delle porzioni centrali e sud-occidentali dell'attuale caldera (NAPPI et alii, 1991). Le anomalie negative di gravità e i cospicui spessori di brecce vulcaniche (che ricoprono i prodotti del Paleobolsena e del Bolsena-Orvieto) riscontrati in sondaggio in questo settore sono stati correlati a collassi caotici a blocchi disarticolati (piecemeal) avvenuti in concomitanza delle eruzioni esplosive più antiche di Latera (almeno le ignimbriti A, B, C e D secondo NAPPI et alii, 1991). Tali eruzioni si sarebbero originate verosimilmente da una bocca centrale collocata nel settore in questione, posta probabilmente all'intersezione delle linee del Carcano e San Luce (NAPPI et alii, 1991), come sembrerebbero confermare le isoplete dei clasti litici e pomicei nei relativi depositi (SPARKS, 1975). L'emissione, nel corso delle fasi più recenti dell'attività eruttiva di Latera, delle "vulcaniti complesse" di Onano e Pitigliano (NAPPI, 1969a, b; o ignimbriti E ed F, SPARKS, 1975), in corrispondenza del settore nord-orientale dell'attuale caldera, avrebbe provocato un ulteriore collasso (ancora di tipo *piecemeal*) del settore stesso.

Una recente ricostruzione dell'evoluzione della Caldera di Latera (PALLA-DINO & SIMEI, 2005a,b), anche alla luce di una reinterpretazione dei dati di sottosuolo (BARBERI et alii, 1984), evidenzia il controllo dell'assetto del substrato sedimentario sulla localizzazione delle camere magmatiche e le geometrie dei sistemi di alimentazione e di collasso. In particolare, la fase di collasso concomitante all'eruzione di Onano (ONK), che avrebbe portato all'attuale configurazione della caldera, sarebbe avvenuta secondo un meccanismo di tipo trap-door lungo i lineamenti tettonici preesistenti che disarticolano il substrato in horst e graben (Fig. 29). L'attività vulcanica di Latera, dominata da eruzioni esplosive pliniane e/o da colate piroclastiche, ha dato luogo alla formazione di un sistema di caldere annidate, i cui stadi evolutivi principali sono stati relazionati a specifici eventi eruttivi caldera-forming (cfr. formazioni di Sovana, Onano, Pitigliano). Le dimensioni minime del collasso, suggerite dell'attuale depressione topografica (9x7x0.2 km) appaiono compatibili con il volume di magma eruttato (DRE) durante l'intero periodo esplosivo del Vulcano di Latera (circa 0,28-0,16 Ma), in accordo con un'evoluzione multistadiale.

All'interno della Caldera di Latera si è sviluppata la più piccola Caldera del Vepe, di forma ellittica con assi principali di 3 e 5,5 km, che ospita il Lago di Mezzano (poco oltre il limite settentrionale del Foglio 344 "Tuscania"). Essa rappresenta lo stadio di collasso più giovane nell'ambito della struttura calderica poligenica. Fra i diversi prodotti, in genere di modesto volume, attribuiti al Vepe, i più importanti volumetricamente sono riferiti all'evento eruttivo della Vulcanite Complessa di Pitigliano (NAPPI 1969 a,b; METZELTIN & VEZZOLI 1983; CAPAC-CIONI et alii, 1987, 1989; corrispondente all'omonima formazione di VEZZOLI et alii, 1987 e del presente Foglio). Il collasso del Vepe ha coinvolto la porzione nord-occidentale di Latera con una subsidenza a pistone lungo fratture anulari, accompagnata dalla formazione di domi lavici fonolitico-tefritici da un sistema magmatico ormai degassato (CAPACCIONI et alii, 1987; NAPPI et alii, 1991). La Caldera del Vepe presenta una struttura complessa, risultato di collassi multipli (CAPACCIONI et alii, 1987). Le prime fasi evolutive sarebbero collegate all'attività pliniana del Vepe primordiale. A questa prima fase sarebbe seguita un'attività stromboliana concentrata nel settore settentrionale della Caldera di Latera. La successiva ripresa di un'attività di tipo pliniano e l'emissione della cosiddetta Vulcanite Complessa di Pitigliano avrebbe determinato il collasso principale (CAPAC-CIONI et alii, 1987). La struttura sepolta della Caldera del Vepe è testimoniata dalla presenza al di sotto di essa di oltre 800 m di spessore di brecce vulcaniche.

Infine, sia la principale Caldera di Latera che quella del Vepe sono tagliate da fratture E-O che si estendono per circa 15 km dal Lago di Bolsena sino alle vaste placche travertinose affioranti ad E di Pitigliano (fuori del Foglio; BUONASORTE *et alii*,1987b).





Fig. 29 - Evoluzione della Caldera di Latera lungo una sezione E-O in concomitanza dell'evento eruttivo di Onano (da PALLADINO & SIMEI, 2005a; dati geologici di sottosuolo da BARBERI et alii, 1984, reinterpretati): a) formazione di una caldera precoce ad O della Caldera di Bolsena nel corso del principale periodo esplosivo del vulcano di Latera (circa 0,28-0,19 Ma); b) fasi iniziali dell'eruzione di Onano attraverso fessure bordiere dell'alto strutturale carbonatico ubicato fra la caldera precoce di Latera e quella di Bolsena; c) l'emissione di magma nella fase culminante dell'eruzione, attraverso un sistema fissurale ampliato, produce un collasso di tipo trapdoor del tetto della camera magmatica che coinvolge la porzione orientale della Precedente caldera di Bolsena; d) nelle fasi finali dell'eruzione si instaurano condizioni favorevoli all'interazione esplosiva fra il magma residuo e l'acquifero carbonatico confinato.

Nel complesso, le evidenze strutturali e vulcanologiche, e la loro consistenza con modelli analogici (SIMEI *et alii*, 2006), suggeriscono come le principali depressioni calderiche vulsine rappresentino il risultato di collassi incrementali caratterizzati, sia nel caso di Bolsena che di Latera, da strutture annidate e subsidenze asimmetriche (di tipo *trap-door* e *down-sag*) controllate dalle strutture tettoniche regionali. In entrambi i casi, le strutture collassanti appaiono incernierate verso SO (*down-sagging*), mostrando le massime entità della subsidenza verso NE, dove si individuano valli calderici e sistemi bordieri di faglie anulari.

3.3. - LA CALDERA DI MONTEFIASCONE

Nelle aree circostanti il centro abitato di Montefiascone sono state individuate diverse depressioni di origine vulcanica (BUONASORTE *et alii*, 1987b), di cui la più importante è quella di Montefiascone legata all'attività idromagmatica dell'omonimo "complesso vulcanico" (MARINI & NAPPI, 1986), che interessa marginalmente il Foglio 344 "Tuscania" con le sue propaggini occidentali. La depressione di Montefiascone si situa all'intersezione di faglie ad andamento NE-SO, N-S, ONO-ESE (NAPPI *et alii*, 1991); presenta un volume pari a circa 1 km³, bordo subcircolare, diametro di 3 km (contro un diametro di base di 1,5 km) ed altezza media di 200 m sul livello del lago di Bolsena. Secondo NAPPI *et alii* (1991), la depressione rappresenta il prodotto di un collasso tipo *piecemeal* avvenuto all'interno della più ampia Caldera di Bolsena a seguito di un'attività esplosiva articolata in più fasi. Le fratture anulari di origine vulcanica non sarebbero più riconoscibili sul terreno poiché i due principali andamenti di lineamenti tettonici, ONO-ESE e NE-SO, avrebbero più volte rappresentato fessure di alimentazione per l'attività effusiva pre- e postcalderica.

L'alto strutturale del substrato sedimentario mesozoico situato in corrispondenza dell'attuale caldera avrebbe condizionato la formazione di una camera magmatica a circa 3 km di profondità (VAREKAMP, 1979, 1980, 1983). La fase eruttiva iniziale, a carattere effusivo, è seguita da un'attività esplosiva di tipo centrale, durante la quale si assiste alla messa in posto dell'ignimbrite basale di Montefiascone (o *ignimbrite di Case Pratalano*, VERNIA *et alii*,1995), di origine idromagmatica e del volume di circa 0.7 km³ (MARINI & NAPPI, 1986; NAPPI & MARINI, 1986). La rimozione di magma avrebbe prodotto un collasso tipo *piecemeal* di entità relativamente modesta (NAPPI *et alii*, 1991). Ulteriori fasi di collasso calderico sarebbero il risultato di più eruzioni idromagmatiche e della messa in posto dell'*ignimbrite a Gocce di Lava* (MARINI & NAPPI 1986; cfr. Foglio 345 "Viterbo"; *ignimbrite di Montefiascone*, VERNIA *et alii*, 1995). Le evidenze geomorfologiche del collasso e le anomalie di Bouguer che si riscontrano nell'area sarebbero compatibili con i modesti volumi di magma eruttati (NAPPI *et alii*, 1991).

IX - ASPETTI APPLICATIVI

1. - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI (M. PETITTA)

1.1. - GENERALITÀ

Il territorio ricadente nel Foglio 344 "Tuscania" presenta un assetto idrogeologico caratterizzato dai depositi del dominio vulcanico e dalla presenza del bacino lacustre di Bolsena, il cui settore meridionale ricade nell'area di interesse. L'emissario naturale del lago, il Fiume Marta, rappresenta il principale elemento idrografico del territorio, che riveste una notevole importanza anche nel quadro della circolazione idrica sotterranea. Il quadro idrogeologico è infatti condizionato dalla presenza di una falda di base regionale contenuta nei depositi vulcanici, dal ruolo drenante del bacino lacustre stesso e dell'alto corso del Fiume Marta, nonché, in profondità, dall'assetto strutturale e di conseguenza dall'andamento del tetto del substrato sedimentario, che costituisce generalmente il livello di base a bassa permeabilità della circolazione sotterranea nelle vulcaniti. Localmente, per la presenza e l'affioramento di termini e livelli a bassa permeabilità nella successione vulcanica vulsina, si determina una circolazione sotterranea frammentata, in cui falde locali sospese danno luogo a sorgenti e drenaggi di entità limitata ma strategicamente degni di nota per il reperimento di risorse idriche.

1.2. - Assetto idrogeologico

Le litologie affioranti appartenenti ai termini vulcanici sono suddivisibili in tre complessi idrogeologici (CAPELLI *et alii*, 2005):

- il complesso delle lave, dei laccoliti e dei coni di scorie, che presenta una permeabilità medio-alta ed alta prevalentemente dovuta alla fratturazione, in cui le intercalazioni di livelli cineritici e *lahar* determinano una netta riduzione della permeabilità verticale;
- il complesso delle pozzolane, più generalmente costituito dai depositi da colata piroclastica, prevalentemente litoidi, che ha una permeabilità da media a medio-alta, principalmente per porosità e localmente per fratturazione; anche in questo caso, la presenza di orizzonti a bassa permeabilità quali paleosuoli e di livelli zeolitizzati determina una brusca riduzione della permeabilità verticale;
- il complesso dei tufi stratificati e delle facies freatomagmatiche, che comprende litotipi di origine e granulometria molto variabili (da tufi e tufiti a pomici e lapilli, da brecce piroclastiche a livelletti tufitici di origine palustre), generalmente dotati di una permeabilità molto bassa o bassa.

Oltre ai depositi vulcanici, affiorano in aree di estensione ridotta i travertini ed è presente localmente il substrato sedimentario pre-vulcanico a bassa permeabilità, anche in facies di *flysch*, che rappresenta il limite della circolazione idrica regionale.

I settori di recapito della falda regionale contenuta nei depositi vulcanici sono influenzati dalle culminazioni del substrato prevulcanico, che condizionano l'andamento della superficie piezometrica. In corrispondenza degli alti strutturali del substrato, lo spessore dell'acquifero vulcanico è minimo e come conseguenza la superficie piezometrica presenta valori massimi, determinando la localizzazione di spartiacque sotterranei di tipo dinamico (variabili in quota piezometrica e soggetti a migrazione a seguito di sollecitazioni esterne quali prelievi). Al contempo, in corrispondenza delle depressioni strutturali del substrato, come nel caso del bacino di Bolsena, lo spessore delle coltri vulcaniche aumenta da qualche centinaio fino a quasi 1000 m, determinando l'immagazzinamento di notevoli volumi di risorse e riserve idriche sotterranee.

Di conseguenza, l'area studiata appartiene quasi completamente al bacino idrogeologico del Lago di Bolsena e del suo emissario Fiume Marta (BONI *et alii*, 1986; CAPELLI *et alii*, 2005; DRAGONI *et alii*, 2006), con un andamento della superficie piezometrica centripeto verso il lago nei settori orientale e occidentale, con massimi piezometrici di 400-450 m s.l.m. e gradienti idraulici elevati (fino a 5%). A S invece le isopieze assumono un andamento circa E-O, con gradienti idraulici minori (compresi tra 1 e 2%) e la falda viene drenata direttamente negli alvei dei

principali corsi d'acqua, prevalentemente lungo il corso del Fiume Marta, ma anche nella rete dei suoi affluenti, dall'altezza di Tuscania verso S (BAIOCCHI *et alii*, 2008). Anche il Lago di Bolsena rappresenta ovviamente un punto preferenziale di drenaggio della falda regionale.

Soltanto il settore occidentale dell'area di studio, ad O dell'allineamento Valentano-Tessennano, corrispondente allo spartiacque sotterraneo, ricade nel contiguo bacino idrogeologico del Fiume Fiora, verso il corso del quale tendono i recapiti della falda regionale, con gradienti idraulici elevati; gli affluenti di sinistra del Fiora (fossi Olpeta, Strozzavolpe e Timone) drenano direttamente nel loro alveo la falda regionale.

1.3. - BILANCIO IDROGEOLOGICO

Dati questi lineamenti idrogeologici, è possibile ricavare alcuni elementi per un bilancio a scala di bacino idrogeologico. Nel bacino idrogeologico del Lago di Bolsena e del Fiume Marta, l'infiltrazione efficace si attesta sui 250 mm/anno (circa il 30% della precipitazione), per una portata media superiore ai 5 m³/s. Il contributo principale in termini di infiltrazione proviene dal settore a N del Lago di Bolsena, esterno all'area di studio. In quest'ultima invece le acque vengono prevalentemente a giorno, sia direttamente nel lago, per una portata media storica di circa 2 m3/s (Boni et alii, 1986; Boni et alii, 1993), che nell'alveo del Marta e degli altri corsi d'acqua i quali, più a valle, intercettano la falda, per un contributo complessivo circa equivalente. Rilievi recenti (CAPELLI et alii, 2005; BAIOCCHI et alii, 2008; DRAGONI et alii, 2006) indicano una diminuzione dei deflussi dal bacino lacustre, che attualmente non superano 1 m³/s, ma sono variabili in funzione della regolazione artificiale indotta per garantire il mantenimento del livello lacustre naturale. Anche i drenaggi misurati lungo il Fiume Marta e altri corsi d'acqua non risultano ad oggi superare 1 m³/s, per una portata complessivamente erogata dal bacino idrogeologico intorno a 1,8 m3/s, corrispondente a solo il 10% circa della precipitazione media su lungo periodo.

Tale diminuzione è da imputare senza dubbio all'aumento dei prelievi antropici, ma anche ad un andamento negativo delle precipitazioni e ad un corrispondente aumento della temperatura. Apposite analisi di bilancio, seguite da simulazioni matematiche (DRAGONI *et alii*, 2006), evidenziano per il bacino lacustre di Bolsena un'evaporazione diretta dallo specchio d'acqua superiore ai 900 mm/ anno, di fatto equivalenti alle precipitazioni; in tali condizioni, l'elevato coefficiente di deflusso, pari a 0,5, conferma l'importanza degli apporti idrici sotterranei diretti nel lago, quale fonte principale di acqua per la sopravvivenza del bacino lacustre. In caso di ulteriore diminuzione degli afflussi diretti e corrispondente aumento della temperatura, il livello del lago diminuirebbe con un gradiente prossimo al metro ogni 10% di afflussi in meno.

I prelievi a scala di bacino idrogeologico (CAPELLI *et alii*, 2005) equivalgono attualmente ai volumi erogati dal lago e dai corsi d'acqua drenanti (circa 1,9 m³/s), ma la maggiore potenzialità dell'acquifero consente al momento di non considerare critica la situazione idrogeologica, grazie soprattutto al deflusso sotterraneo proveniente dal settore settentrionale, esterno all'area studiata.

Per quanto riguarda il settore occidentale ricadente nel bacino del Fiume Fiora, qui l'infiltrazione efficace si attesta sui 280 mm/anno (40% degli afflussi) (CAPELLI *et alii*, 2005), per un deflusso sotterraneo calcolabile in circa 3,6 m³/s, di cui circa 1,8 m³/s risultano drenati negli affluenti di sinistra del Fiora e la restante parte defluisce con tutta probabilità direttamente nell'alveo del Fiume Fiora. In quest'area i prelievi antropici sono minimi, prevalentemente ad uso agricolo, per un totale che si attesta su 0,5 m³/s, indicando un grado di pressione antropica ancora decisamente sopportabile per questo bacino idrogeologico.

Tra le sorgenti localizzate, il territorio in esame ne presenta soltanto un paio di portata superiore ai 10 L/s, corrispondenti alle sorgenti Ficona (20 L/s) e Botte (35 L/s), parzialmente captate, presenti in riva destra del Fiume Marta a metà strada tra Marta e Tuscania.

Numerose sono invece le sorgenti mineralizzate di portata inferiore, tra cui si segnalano i seguenti gruppi di emergenze:

- il gruppo posto circa 2 km a NO di Valentano, dove sono segnalate numerose piccole emergenze di portata inferiore a 1 L/s, caratterizzate da emissioni gassose, tra le quali quelle note col nome di Puzzolaie;
- la sorgente del Casale del Giardino, portata media 3 L/s, accompagnata da un generale impaludamento in prossimità del bordo del Lago di Bolsena;
- il gruppo di emergenze mineralizzate di Acquaforte-Molino d'Ischia, circa 4 km ad O di Valentano, aventi ciascuna portate di frazioni di litro al secondo;
- alcune sorgentine sparse nel territorio a S di Marta, tra cui Castello Araldo, sempre con portata dell'ordine di 0,1 L/s;
- le sorgenti del Bagno e di Castello Broco, aventi manifestazioni gassose e temperatura media sui 25°C, con portate rispettivamente di 1 e 20 L/s, ubicate 2 km circa a NE di Tuscania;
- il gruppo di Monte Doganella-Poggio Olivastro, caratterizzato da tre sorgenti di portate comprese tra 1 e 2,5 L/s, con temperature comprese tra 30°C e 45°C, localizzate al bordo sud-occidentale del Foglio;
- infine, le acque delle antiche Terme Etrusche di Musignano (circa 1 km a N del paese), in passato utilizzate a scopo termale fino al XIX secolo, la cui portata supera i 5 L/s con temperature intorno ai 40°C.

2. - GEOCHIMICA DEI FLUIDI

(A. BALDINI)

2.1. -INTRODUZIONE

La zona in esame è stata oggetto di numerosi studi a carattere idrogeochimico, sia relativi a sistemi termali che a sistemi non direttamente riconducibili ad essi. Alcuni di questi lavori sono stati rivolti alla comprensione delle potenzialità geotermiche dell'area (BALDI *et alii*, 1973; D'AMORE *et alii*, 1979; DUCHI *et alii*, 1987; GIANELLI & SCANDIFFIO, 1989; CHIODINI & CIONI, 1989), altri alla definizione dei circuiti idrici in base alle caratteristiche chimico-fisiche delle acque (D'AMORE *et alii*, 1979; CHIODINI *et alii*, 1991; DUCHI *et alii*, 2003). I dati di campionamento delle acque in un'area compresa tra la Toscana meridionale ed il Lazio settentrionale (BALDI *et alii*, 1973) hanno permesso di stabilire la presenza di due tipi principali di circolazione idrica: una, superficiale, ospitata dalle vulcaniti quaternarie, un'altra, profonda, che interessa le formazioni carbonatico-evaporitiche mesozoiche della Successione Toscana e nella quale si identifica il serbatoio principale delle aree geotermiche tosco-laziali (CATALDI & RENDINA, 1973; BERTRAMI *et alii*, 1984; CAVARRETTA *et alii*, 1985; BUONASORTE *et alii*, 1988; GIANELLI & SCANDIFFIO, 1989; BUONASORTE *et alii*, 1991).

L'espressione superficiale di questo complesso circuito idrico si traduce nella presenza di acque sia termali che fredde, spesso associate ad una fase gassosa a CO_2 dominante e risalenti dalle principali dislocazioni tettoniche (Canino, Chio-DINI *et alii*, 1991). Non mancano manifestazioni gassose secche a CO_2 dominante che meritano una menzione a parte.

2.2. - Idrotipi

Dalle analisi relative ai campioni di acque è stato possibile definire sulla base dei diagrammi di Langelier-Ludwig e di quello anionico la presenza di più idrotipi (Figg. 30, 31). La maggior parte delle acque ha un chimismo bicarbonatico principalmente alcalino-terroso, con frange fin nel campo bicarbonato-alcalino (campioni prelevati nel Lago di Bolsena e alcune sorgenti che emergono lungo le rive del lago) e negli idrotipi solfato-alcalino-terroso-alcalini (ossia con caratteristiche intermedie fra quelli solfato-clorurato-alcalini e quelli solfato alcalino-terrosi). Le restanti acque mostrano un chimismo solfato-alcalino-terroso (Canino) e solfato-clorurato-alcalino (sorgenti termali di Tuscania). Le acque a composizione clorurato-alcalina sono tipiche dei pozzi geotermici. Segue una breve descrizione degli idrotipi appena menzionati.



Fig. 30 - Diagramma classificativo quadrangolare Langelier-Ludwig delle acque dei Monti Vulsini (modificato da DUCHI et alii, 2003).



Fig. 31 - Diagramma triangolare anionico delle acque dei Monti Vulsini (modificato da DUCHI et alii, 2003). I simboli usati sono gli stessi della Fig. 30.

Le acque a chimismo bicarbonatico sono riferibili ad un'origine meteorica, presentano generalmente bassa temperatura e salinità e vanno ad alimentare l'acquifero vulcanico (DUCHI *et alii*, 2003). Alcune di esse hanno elevata salinità (>800 mg/l) imputabile alla reazione con convogli fluidi caldi provenienti dalle porzioni più profonde dell'acquifero vulcanico. A contatto con le formazioni sedimentarie (Liguridi o sedimenti marini neogenici), tali fluidi, acquisiscono debole termalità (fino a 38°-39°C) e tenori variabili in B e Cl.

L'ampio spettro composizionale di queste acque è ascrivibile alle reazioni che esse hanno con le fasi gassose costituite principalmente da CO₂. Reagendo in varie proporzioni con i circuiti idrici superficiali, l'anidride carbonica è in grado di aumentarne l'aggressività, favorendo la solubilizzazione di cationi più mobili (Ca, Mg, Na, K) delle rocce con cui reagiscono (DUCHI *et alii*, 2003).

In particolare, le acque ad elevata P_{CO2} mostrano anche un arricchimento in solfati dovuto all'interazione di H_2S successivamente ossidato ad H_2SO_4 . Se l'apporto di acido solforico è tale da superare le capacità tamponanti delle specie carbonatiche si formano soluzioni solfato-acide (carattere solfato-alcalino-terroso-alcalino; CHECCUCCI *et alii*, 1988).

Una parte delle restanti acque solfatiche a composizione più alcalino-terrosa, presenta una più alta termalità (fino a 47°C, CHIODINI *et alii*, 1991) e caratterizzano le sorgenti di Canino. Si tratta di acque che, in origine meteoriche, si infiltrano nelle rocce anidritico-carbonatiche mesozoiche alimentandone l'acquifero profondo. Le caratteristiche chimico-fisiche di questi fluidi sono tali da renderle sovrasature in CaCO₃ (CHECCUCCI *et alii*, 1988; CHIODINI *et alii*, 1991; DUCHI *et alii*, 2003) e, all'emergenza dalle direttrici principali ad andamento NE-SO e SE-NO, sono in grado di depositare travertino (CIOTOLI *et alii*, 2003; DUCHI *et alii*, 2003).

Le acque a chimismo solfato-clorurato-alcalino, tipiche di alcune emergenze nell'area di Tuscania, secondo alcuni autori (CHECCUCCI *et alii*, 1988) sono ascrivibili ai circuiti idrotermali profondi del tipo di quelli di Latera allineandosi, in diagrammi Cl-Li, alle rette di diluizione delle salamoie di tale sistema geotermico.

Infine, le acque clorurato-alcaline, sono rappresentate dai campioni dei fluidi geotermici di Latera. Il loro chimismo è probabilmente il risultato tanto del percolamento di acque meteoriche che lisciviano i terreni sedimentari marini neogenici, che dell'espulsione di acque marine fossili durante i processi diagenetici (DucHI *et alii*, 2003). A favore di questa ipotesi deporrebbe anche l'arricchimento in Na rispetto al rapporto Na/Cl dell'acqua di mare (DucHI *et alii*, 2003) come conseguenza dell'alterazione dei silicati presenti nei sedimenti neogenici marini. Questo processo, come ricordato poc'anzi, sarebbe favorito dal carattere delle acque reso ancor più aggressivo da fasi gassose libere ricche in CO_2 . Ulteriori evidenze di contaminazione con acque marine fossili, sono le concentrazioni molto elevate in $NH_4 e H_3BO_3$ dei fluidi geotermici, specie, queste, facilmente mobilizzabili a caldo. Secondo altri autori (GIANELLI & SCANDIFFIO, 1989), invece, fluidi ricchi in NaCl possono avere un'origine magmatica legata al raffreddamento di corpi intrusivi: dalle perforazioni profonde è stata infatti accertata la presenza di un'intrusione sienitica ubicata al di sotto del settore sud-occidentale della Caldera di Latera (BARBERI *et alii*, 1984).

2.3. - MANIFESTAZIONI GASSOSE

Nell'area vulsina, anche all'interno della zona del Foglio, sono presenti numerose manifestazioni gassose in forma di *gas vent*, gas gorgoglianti da polle d'acqua, emissioni diffuse di gas dal suolo che, in risalita dai serbatoi profondi, concorrono a caratterizzare chimicamente le acque freatiche dei Monti Vulsini. Le manifestazioni gassose si rinvengono principalmente nell'area della Caldera di Latera, laddove in profondità sono presenti fluidi geotermici ad alta entalpia.

La composizione chimica di tali gas è caratterizzata dalla presenza quasi esclusiva della CO_2 , seguita da bassi valori di CH_4 , $H_2S e N_2$ (DUCHI *et alii*, 1987, CHIODINI, 1994), quest'ultimo associabile a contaminazioni atmosferiche dei circuiti idrici, piuttosto che ad un'origine biogenica (GIGGENBACH, 1988; DUCHI *et alii*, 1987; DUCHI *et alii*, 2003). Anche la costante assenza o al massimo la bassa concentrazione di H_2 depone a favore di una prolungata permanenza dei gas in risalita nei circuiti idrici poco profondi. La concentrazione di O_2 mostra valori notevolmente inferiori rispetto alle concentrazioni nei rapporti con l'azoto atmosferico a causa di processi ossidativi che in fase liquida e gassosa coinvolgono specie come l'H₂S e il Fe²⁺.

I gas in risalita reagiscono con le acque delle falde superficiali e ne aumentano l'aggressività favorendo la lisciviazione delle rocce. In questo modo ben si spiega la presenza di vaste zone caolinizzate od, in generale, alterate (es. all'interno della Caldera di Latera; CHIODINI *et alii*, 2007).

Riguardo all'origine della CO_2 emessa nell'area, sono state proposte diverse ipotesi basate sia su indagini di natura isotopica del gas emesso che su considerazioni di natura geologico-geochimica (PANICHI & TONGIORGI, 1975; GIANELLI, 1985; HOOKER *et alii*, 1985; TEDESCO *et alii*, 1990; MINISSALE, 1991; GRAHAM *et alii*, 1993; MARINI & CHIODINI, 1994; MINISSALE *et alii*, 1997). L'ipotesi della derivazione organica del carbonio è ritenuta non plausibile da tutti gli AA. data la disparità di valori isotopici relativi alla CO_2 organica e quella delle emissioni gassose di CO_2 (rispettivamente, tra -30 e -24 ‰ vs. PDB e da -3,5 a 0,9 ‰ vs. PDB). PANICHI & TONGIORGI (1975) ipotizzano un'origine della CO_2 per idrolisi dei carbonati, ma, come osservato da MARINI & CHIODINI (1994), affinché si realizzi questo processo sono necessari acidi più forti dell'acido carbonico. Tale situazione si realizza solo in ambienti particolari, ad esempio in presenza di gas magmatici o idrotermali ricchi in H_2S che generano acque solfato-acide. Sempre PANICHI & TONGIORGI (1975) ipotizzano un'origine termometamorfica per la CO₂ rilasciata dai sistemi più profondi, ma le condizioni affinché si realizzi questo processo rivestono un'importanza solamente su scala locale in prossimità, ad esempio, di sistemi geotermici come il Monte Amiata, Latera e Larderello. L'origine termometamorfica, benché plausibile, non può dunque spiegare da sola la presenza di un'anomalia di CO₂ che coinvolge l'Italia centrale peritirrenica.

Pertanto, in accordo con quanto osservato da MARINI & CHIODINI (1994), si ritiene che la CO_2 provenga dalla combinazione tra i processi di decarbonatazione termometamorfica e di degassamento dal mantello. A supporto di quest'ultima ipotesi ci si potrà riferire ai lavori di GRAHAM *et alii* (1993), MINISSALE *et alii* (1997), HOOKER *et alii* (1985) e TEDESCO *et alii* (1990).

In conclusione, è doveroso rimarcare l'utilità della prospezione geochimica al fine dell'individuazione di aree cosiddette anomale, dove fughe di gas, alti valori di P_{CO2} e chimismo di acque relazionabile all'interazione di fluidi gassosi e corpi idrici del sottosuolo (acque solfatiche), sono spia della presenza di accumuli di gas incondensabili in profondità, come accade nel caso dei *gas-cap* dei campi geotermici di Latera e Torre Alfina (quest'ultimo a N dell'area studiata).

Laddove le pressioni dei gas raggiungono valori elevati (a Latera si raggiungono pressioni dell'ordine dei 100 bar; CAVARRETTA *et alii*, 1985), tali da superare il carico idrostatico, si verificano fughe di gas verso la superficie. In base a questi indizi di superficie, nella zona oggetto di studio, sono state individuate aree anomale nell'intera Caldera di Latera, nella zona di Canino, dove gli alti valori di P_{co2} coincidono spesso con l'emergenza dei circuiti idrotermali profondi e nella zona meridionale del Lago di Bolsena. In generale, dal raffronto della distribuzione delle aree anomale con l'assetto geologico-strutturale dei Monti Vulsini, si osserva la generale corrispondenza tra zone anomale e zone a più alta fratturazione (come le zone calderiche), le aree caolinizzate e gli allineamenti vulcanotettonici (CHECCUCCI *et alii*, 1988).

3. - GEORISORSE ED OPERE DELL'UOMO

(L. PAPACCHINI)

3.1. - Attività estrattiva

L'attività estrattiva e di modificazione del territorio nel Foglio 344 "Tuscania" ha origini antiche, precedenti al periodo etrusco. Evidenze di queste pregresse attività sono tutt'oggi visibili in molti luoghi, sia sottoforma di profonde incisioni nel tufo (le cosiddette tagliate) che in veste di vere e proprie attività di cava di cui

rimangono chiaramente visibili sia le aree di estrazione che le modalità di taglio e lavorazione dei blocchi in cava (prevalentemente nei dintorni di Tuscania).

Queste ultime attività sono state realizzate molte volte a spese delle unità piroclastiche più antiche del Distretto Vulcanico Vulsino come ad esempio l'unità de La Rocca e di Piano della Selva (Nenfri *Auct.*), con cui risultano realizzati molti sarcofagi etruschi ritrovati nel territorio. L'unità di Casale Galeotti e altre unità piroclastiche sono state utilizzate a più riprese durante vari periodi storici per l'estrazione di blocchi e materiale da costruzione o in alcuni casi per la realizzazione di monumenti funebri diversi da quelli essenzialmente ipogei (es. la Tomba del Dado, nei pressi di Tuscania, ricavata nell'unità di Castel Broco). Infine va fatta menzione dell'utilizzo, come materiale da costruzione, e nel periodo romano anche come pavimentazione stradale (basoli), delle lave estesamente affioranti nel Foglio 344 "Tuscania". Un esempio molto ben conservato dell'utilizzo come basoli delle unità laviche è il tratto stradale appartenente alla Via Clodia osservabile tra il colle di San Pietro e il Teatro Comunale a Tuscania. Non mancano anche esempi di sculture e colonne realizzate con l'impiego di litotipi lavici.

Tornando al presente, data la preponderante presenza delle unità vulcaniche rispetto a quelle sedimentarie nell'ambito del Foglio, la gran parte delle attività estrattive sono state realizzate a spese delle vulcaniti, con l'eccezione delle cave di travertino presenti nel territorio dei comuni di Ischia di Castro e Canino. Per quanto riguarda quest'ultimo materiale, mentre nel caso dell'area di Poggio Olivastro, nei pressi di Canino, il travertino cavato viene utilizzato prevalentemente come inerte per la produzione di materiale per rilevati, la produzione delle cave nell'area di Ischia di Castro è orientata verso la lavorazione di lastre ad utilizzo edilizio ed architettonico.

La presenza della dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella, ha reso possibile in passato limitate utilizzazioni dei calcari mesozoici a maggior titolo di CaCO₃, per la produzione di calce viva.

In cava la tecnica di coltivazione usata è funzione delle finalità di utilizzo del travertino: a fossa e taglio con filo o tagliatrici meccaniche nel caso di utilizzo in blocchi o lastre; rippatura, escavazione con martello pneumatico montato su escavatore e successiva frantumazione per l'utilizzo come inerte. Queste attività estrattive devono la loro presenza alla risalita, lungo sistemi di fratture, di acque ricche in bicarbonati che una volta in superficie, a causa della variazione di pressione e temperatura depositano CaCO₃ determinando la formazione di piccoli *plateau*. L'attuale formazione dei depositi di travertini è osservabile nei pressi di Vulci (Canino) in corrispondenza dei punti di emergenza di acque soprassature in CaCO₃.

Nell'area di Monte Canino è nota la presenza di resti sia di terme etruscoromane (Terme Apollinari) che di strutture più recenti, come quella denominata "Il Bagno", all'interno della quale è presente un'emergenza di acqua bicarbonatosolfato-alcalino-terrosa che fuoriesce ad una temperatura di circa 40°C. Come accennato in precedenza, i litotipi vulcanici affioranti nel Foglio 344 "Tuscania" rivestono notevole importanza nell'ambito dei prodotti destinati al mercato edilizio. A tal riguardo vanno menzionate le cave di "blocchetti di tufo", pomici e inerti lavici. L'attività delle prime era distribuita praticamente su tutta l'area del Foglio, mentre attualmente la loro presenza risulta limitata all'area di Ischia di Castro e Farnese.

Le cave, coltivate a fossa o su pendio con l'utilizzo di tagliatrici a dischi, erano impostate principalmente nelle facies litoidi delle unità piroclastiche di Latera ed a volte anche in quelle appartenenti ai Campi Vulsini (es. unità di Casale Galeotti).

Anche le unità piroclastiche de La Rocca e di San Pantaleo sono state oggetto di coltivazione per l'utilizzo in conci; tuttavia attualmente l'unica cava attiva in cui vengono coltivate tali unità produce lastre per la decorazione edilizia e la pavimentazione di esterni ed interni.

Per quanto riguarda la coltivazione della pomice sono presenti più siti estrattivi che attualmente si concentrano prevalentemente nei territori di Arlena di Castro, Canino, Piansano e Tessennano, dove le piroclastiti interessate appartengono perlopiù alle formazioni di Sovana e Canino.

La coltivazione avviene principalmente su pendio mediante l'escavazione con mezzi meccanici e la successiva vagliatura del materiale; talvolta viene asportato per intero un piccolo rilievo, restituendo l'area alla naturale vocazione agricola. Anche se le modifiche del paesaggio risultano definitive, non si creano forti impatti paesaggistici dovuti alla coltivazione su pendio. Un maggior impatto ambientale al contrario si ha nel caso della coltivazione dei coni di scorie. L'utilizzo di quest'ultimi a fini estrattivi risulta abbastanza recente se confrontato con quello delle altre risorse, essendo iniziato nella seconda parte del 1900. Questo ha però creato degli incisivi impatti paesaggistici e ambientali solo parzialmente risanati dalle sistemazioni post-cava. L'elevata altezza dei gradoni di coltivazione e la loro inclinazione subverticale non consentono l'impiantarsi della vegetazione e sono causa di fenomeni gravitativi che tendono a portare i fronti all'equilibrio.

La maggior parte delle cave di "lapillo", così viene indicato dai cavatori il materiale estratto, è presente nel territorio di Valentano e Cellere. Nel primo caso, l'abitato stesso è situato in parte sopra coni di scorie, alcuni dei quali ampiamente sfruttati fino ad un recente passato.

Per quanto concerne l'attività estrattiva dei litotipi lavici, essa in passato è stata pressochè praticata nelle vicinanze di ogni centro abitato dove piccoli siti estrattivi venivano attivati di volta in volta a seconda delle necessità. Lungo il corso del Fiume Marta, nei pressi della località Cartiera di Marta, tale attività era essenzialmente volta alla produzione di conci per pavimentazione a spese della lava di Casale Quarticciolo. Attualmente la coltivazione dei litotipi lavici annovera pochi esempi nell'area del Foglio 344 "Tuscania"; fra questi uno dei principali siti di coltivazione per la produzione di inerti lavici si situa subito ad O di Arlena di Castro.

In ultimo meritano menzione le mineralizzazioni situate all'interno della Caldera di Latera, per lo più sfruttate fino ad un recente passato. In particolare sono da ricordare quelle a fluorite, zolfo, solfati e silice amorfa dovute alla circolazione di fluidi idrotermali ascensionali di bassa temperatura, lungo vari sistemi di fratture, associati alle fasi tardive del vulcanismo vulsino. Costituirono al riguardo importanti siti di coltivazione la miniera di zolfo di Latera, la miniera di alunite di Casale di Mezzano e la miniera di fluorite nei pressi di Santa Maria di Sala.

3.2. - Peculiarità ambientali e modificazioni antropiche

Come detto l'area del Foglio 344 "Tuscania" è stata interessata fin dalla preistoria da un'intensa attività antropica che, tra le altre cose, ha portato alla realizzazione di una miriade di ipogei all'interno di tutte le vulcaniti presenti, con la sola esclusione delle lave. Molti di questi, in origine luoghi di sepoltura, sono stati poi riutilizzati nel tempo come stalle, depositi e cantine. Peculiare dei centri abitati ubicati sulle unità piroclastiche è la presenza di vari livelli di ipogei sovrapposti e intersecati, molti dei quali sono stati utilizzati come cave di prestito, anche per la costruzione dei sovrastanti edifici che risultano così un tutt'uno litologico e cromatico con i materiali degli acrocori su cui sorgono. Data la vocazione agricola del territorio, l'utilizzo principe di questi ipogei presenti nei centri urbani è stato quello di cantina e luogo per la conservazione dei prodotti alimentari. Questa peculiarità, se da un lato conferisce fascino agli abitati, dall'altro ha reso fragile l'equilibrio degli ammassi rocciosi su cui sorgono. Il cambiamento delle abitudini di vita, insieme al declino della produzione di vini a carattere familiare, ha portato al progressivo abbandono e alla mancata manutenzione delle cavità, aggravando così il rischio di crolli per i sovrastanti edifici. Emblematici sono i casi di alcuni abitati dove si contano fino a 6 o 7 livelli di cavità in vario modo sovrapposte e/o intersecate.

L'intensa attività agricola esercitata su gran parte del territorio e l'utilizzo di mezzi meccanici nell'ultimo cinquantennio hanno contribuito a modificare profondamente il paesaggio attraverso opere di sbancamento o spianamento di piccoli rilievi. Emblematico è il caso del Castello della Rocchetta (Piansano), totalmente isolato e rialzato rispetto all'attuale piano campagna. Infine ulteriori e consistenti modificazioni antropiche del paesaggio sono da imputare alle opere di bonifica delle aree malariche. Fra queste va menzionato il prosciugamento del lago presente fino alla prima metà dell'ottocento all'interno del *maar* del Lagaccione, situato tra Valentano e Capodimonte.

X - ABSTRACT

Here we report new results on the stratigraphy, structure and evolution of a ca. 600 km²-wide area of northern Latium (central Italy), mostly including the southern part of the Quaternary Vulsini Volcanic District (Roman Province), in the light of the new 1:10,000 geological survey for the 1:50,000 Sheet No. 344 "Tuscania" of the geological map of Italy (CARG Project). Data sources for the present study include: field and laboratory characterisation of the exposed terrains, aerophotogeological and remote sensing imagery and structural geology, along with a re-interpretation of previous volcanological, petrological and geochronological studies and subsurface geology data from geothermal exploration.

The stratigraphic organisation of mapped volcanic terrains is based on the integration of different kinds of stratigraphic units, i.e.: lithostratigraphic, lithosomatic and unconformity-bounded (UBSUs; SALVADOR, 1987, 1994; PASQUARÈ *et alii*, 1992) units. Lithostratigraphic units are characterised in terms of textural features, indicative of eruptive and emplacement scenarios, and rock-type compositions. The intervening stratigraphic discontinuities are defined in terms of nature, position and rank, and attributed to local depositional processes *vs.* significant temporal hiatuses in the eruptive activity or regional and interregional geological events (i.e., tectonism and glacioeustatism). The mapped volcanic units are thus correlated to lithosomatic units, corresponding to volcanic source edifices, as well as to the Quaternary regional UBSU setting recently defined for

the Tyrrhenian coast of northern Latium. On these grounds, we illustrate the volcanic and volcano-tectonic history and geological evolution of the study area in the regional geological frame, as the interplay of constructional and destructional volcanic activity, erosion, pedogenesis and secondary volcaniclastic sedimentation during inter-eruptive periods, by means of correlation of volcanic events to sea level fluctuations and the oxygen isotope scale (δ^{18} O curve; SHACKLETON *et alii*, 1990; PISIAS *et alii*, 1994; SHACKLETON, 1995).

Below, we summarize the main geological features of the study area. Most of the study area extends in the southern part of the Vulsini Volcanic District (northwestern end of the potassic Roman Province), and consists of a gently sloping volcanic plateau, dissected by the southern portions of the Latera and Bolsena calderas (the latter hosting present Lake Bolsena) to the north and partly intersected by the western rim of the Montefiascone Caldera to the NE. Elevations range from >600 m a.s.l. along the eastern rim of Latera Caldera to <100 m a.s.l. toward the southwestern sheet corner. The whole area is dotted by several eccentric cones and craters, either isolated (e.g., Lagaccione maar, Bisentina and Martana islands in Lake Bolsena) or clustered (e.g., Valentano and Marta scoria cones). Overall, the drainage network defines a radial pattern away from the central area of the volcanic district, the main streams being represented by Fosso Olpeta, which drains Latera Caldera, and Fiume Marta, emissary of Lake Bolsena.

Isolated portions of the pre-volcanic substrate are exposed over less than 4% of the study area and are represented by: i) Meso-cenozoic sedimentary rocktypes involved in the Apennine orogenesis, including Giurassic carbonate successions of the Tuscan Nappe (i.e., Monte Canino, to the SW) and the calcareous-silicoclastic "Flysch tolfetani" and "Pietraforte" sandstones (Cretaceous-Eocene); and *ii*) poorly or non-deformed sedimentary successions (conglomerates, sands, clays) of coastal-marine to continental environments (Miocene-Lower Pleistocene). The sedimentary substrate is characterised by a Horst and Graben pattern, as a result of the crustal extension related to the development of the Tyrrhenian back-arc basin, starting from Middle-Upper Miocene, following the main orogenic phases of the Apennine chain (BIGI et alii, 1988; DOGLIONI et alii, 1999a, b; SERRI et alii, 2001). This structural setting controlled the onset of magmatism and volcano-tectonic evolution in the Vulsini District. In particular, a NNE-SSW-trending structural high in the carbonate substrate beneath central-eastern present-day Latera Caldera, revealed by geothermal exploration, controlled the location and evolution of neighbouring Latera and Bolsena calderas (BARBERI et alii, 1984; PALLADINO & SIMEI, 2005a). Deep drillings also encountered a syenitic intrusive body about 2 km below Latera Caldera floor (BARBERI et alii, 1984), which was re-interpreted as the relic of a trachytic magma feeder system related to the Latera explosive activity (PALLADINO & SIMEI, 2005a).

Volcanic terrains in the Tuscania Sheet comprise dominant pyroclastic prod-

ucts and subordinate lavas erupted during Middle Pleistocene (ca. 0.6-0.1 Ma time span) from different source areas, corresponding to the major volcanic complexes of the Vulsini Volcanic District (here defined as lithosomes) and the neighbouring Vico Volcanic District to the SE. We distinguished several tens of volcanic units, of which detailed field and laboratory characterisation is provided. The mapped volcanic units cover a broad spectrum of eruptive styles and emplacement mechanisms: volcanism was dominated by explosive activity with highly variable intensities and magnitudes, ranging from strombolian and hydromagmatic eruptions from monogenetic centres to plinian and pyroclastic flow-forming events associated with caldera formation. Although volumetrically subordinate, widespread effusive activity produced diffuse lava flows and plateaus.

To integrate field characterisation of the mapped volcanic units and to support stratigraphic correlations, we report an analytical data-base from representative samples collected at key localities, including mineral and petrographic features, determined through thin section examination and modal analyses, major element chemistry of bulk lava rocks and juvenile scoria and pumice clasts, obtained by XRF analyses and/or electron microprobe analyses on glass pearls. In some cases, unit characterisation also includes mineral chemistry, grain size, componentry and SEM morphoscopy. Finally, the stratigraphic organisation bears also on available geochronological data.

The studied units show a large compositional variety within potassic rocktypes, ranging from the least differentiated (i.e., K-basalts, trachybasalts, and tephrites) to the most differentiated (i.e., phonolites and trachytes). The latter largely dominate in terms of erupted volumes and mostly characterise plinian pumice fall and ash-pumice flow deposits from larger explosive eruptions.

The mapped volcanic units, essentially defined on a lithostratigraphic basis, are grouped according to common volcanic sources, defined by lithosomatic units. For lithosome nomenclature we mostly retain literature names of corresponding Vulsini volcanic complexes (i.e., Paleovulsini, Bolsena-Orvieto, Latera and Montefiascone; VEZZOLI *et alii*, 1987) and Vico Volcanic District, with the exception of the newly defined Vulsini Fields composite lithosome, which consists of a network of several tens of eruptive centres, and also includes the Southern Vulsini Volcanic Complex of previous works. The integrated lithostratigraphic and lithosomatic organisation emphasizes the relationships among the differents volcanic sources and the geomorphic evolution (e.g., constructional and destructional activity phases) of the study area, as a groundwork for reconstructing the time-space evolutionary history of volcanic activity. In this regards, it appears that volcanic activities from different sources often overlapped, resulting into interfingering lithosome successions.

In addition, several units group diffuse secondary volcaniclastic deposits of

fluvial, lacustrine and palustrine environments, and travertines, which interfinger with primary volcanic successions. Volcaniclastic units are identified and correlated by the nature of clasts derived by parent primary volcanic units and the possible occurrence of interbedded primary marker horizons (e.g., plinian pumice fall deposits). Of note, a small continental basin infilled by volcaniclastic sediments developed in an area around the present Tuscania town and southward in the Tarquinia Sheet (Tuscania basin, LOCARDI & MOLIN, 1974).

In order to set the volcanic events in the frame of the Quaternary geological evolution on regional to interregional scales, lithostratigraphic units are correlated to the UBSUs of different rank (i.e., supersynthems, synthems and subsynthems), based on the main stratigraphic discontinuities recognised or extrapolated through the Tuscania Sheet, with reference to the new UBSU scheme established for the 1:50,000 geological sheets of the coastal belt of Latium (Geological Map of Italy, CARG project). Previous morphostratigraphic reconstructions in coastalmarine and continental sedimentary successions of northern Latium (cf. 1:50,000 sheets No. 353 "Montalto di Castro" and No. 354 "Tarquinia" and DE RITA *et alii*, 2002) identified regional erosion surfaces (corresponding to the basal surfaces of marine terraces), which were correlated to major sea level changes and traced from coastal areas up to the periphery of the Vulsini and Vico volcanoes. In this regard, the present study extends key stratigraphic correlations from distal to intermediate-proximal volcanic settings.

Typically, the studied volcanic successions are rich in stratigraphic discontinuities (i.e., angular unconformities, disconformities, paraconformities, diastems), as a result of the time-space discontinuous evolution of the volcanic edifices through constructional and destructional phases (e.g., eruptive activity phases and caldera collapses) and the interaction of peculiar emplacement mechanisms with local topography. The mapped volcanic units are actually bounded by stratigraphic discontinuities that mark significant periods of quiescence in the eruptive activity, as evidenced by intervening erosion surfaces, paleosols, reworked volcaniclastic or epiclastic deposits. Thus, intervening stratigraphic discontinuities allow detection of eruptive events, volcanic evolutionary phases and related changes of eruptive styles, source vents and magma compositions. In some cases, specific stratigraphic discontinuities identified in the Tuscania Sheet and traced through other parts of the Vulsini Volcanic District allow the definition of subsynthems.

On the other hand, the most relevant stratigraphic discontinuities are represented by erosional surfaces that extend well beyond the limits of the Vulsini volcanics and thus enable the correlation of local volcanic and volcano-tectonic events to Quaternary geological events of broader scale, such as regional tectonism and climate changes. The correlation to the main unconformities recognised in nearby Tarquinia and Montalto di Castro coastal areas, thus allows the definition of the higher-rank UBSU setting (i.e., supersynthems and synthems) for the Tuscania Sheet. Marker volcanic horizons put age constraints supporting the correlation of volcanic stratigraphy to the oxygen isotope scale (δ^{18} O curve).

In conclusion, the integrated application of lithostratigraphic (i.e., the basic units mapped), UBS and lithosomatic units thus appears as the best compromise between the need for a detailed reconstruction of the local volcanic history and the definition of the regional geological-stratigraphic context, as required by the CARG national geological mapping project.

XI - LEGEND

ANTHROPOGENIC DEPOSITS (h)

Urbanized areas, quarry debris, reclaimed lands.

AURELIO-PONTINO SUPERSYNTHEM (AU)

The lower boundary is an erosional surface corresponding to the lower-middle Pleistocene boundary (isotopic stage 22 of the δ^{18} O curve); the upper boundary is the present-day surface. It includes the Fiume Marta, Fiume Fiora, Barca di Parma and Biedano synthems.

SLOPE DEPOSITS (AU_a)

Heterometric, unconsolidated deposits, with earthy reddish matrix (Monte Canino). *Age: HOLOCENE*

ELUVIUM-COLLUVIUM (AUb2)

Debris cap derived from *in situ* reworking of other units; woodlands. *Age: HOLOCENE*

ALLUVIAL DEPOSITS (AUb)

Sands, silts and clays with interbedded gravelly and peaty horizons; Lake Bolsena beach deposits.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p.-HOLOCENE

TERRACED ALLUVIAL DEPOSITS (AUbn)

Sands and silts with interbedded gravels enclosing volcanic and marly-calcareous clasts; passing upward to travertines (**DGN**) and travertinized sands with abundant volcaniclastic material.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p.

FIUME MARTA SYNTHEM (FUM)

It is bounded by the unconformity surfaces related to stages 6 (bottom) and 2 (top) of the $\delta^{18}O$ curve.

Isola Bisentina Unit (ISB)

Variably zeolitized ash and scoria lapilli surge horizons, interbedded with scoria lapilli fallout horizons, passing upward to a yellow zeolitized tuff with diffuse swarms of lithic lapilli and blocks (thickness 10 m), forming a composite surtseyan tuff cone (ISB_a); dark grey, clinopyroxene phenocryst-bearing, locally exfoliated, shoshonitic lava flow (up to 8 m-thick; ISB_b).

Age: 127,4±1,8 ka (NAPPI et al., 1995)

Isola Martana Unit (ISM)

Massive to faintly stratified, zeolitized ashy succession enclosing shoshonitic scoria lapilli, from surtseyan pyroclastic surge activity (tuff cone), with interbedded strombolian scoria lapilli fallout beds; diffuse ballistic lava blocks.

Valentano Unit (VLN)

Variably welded, multiple-graded, dark grey to purple, fallout beds of scoria lapilli, blocks and bombs, alternating upward with ash horizons rich in lava blocks and sedimentary inclusions, from a strombolian cone cluster (Valentano, Madonna dell'Eschio, M. Altieri, M. Starnina; VLN_a); scarcely porphyritic, locally scoriaceous or exfoliated, dark grey lava flow (Madonna della Salute; VLN_b). Scoria and lava trachybasaltic in composition.

Lagaccione Unit (**LGC**)

Loose, massive, strombolian fallout deposits of black trachybasaltic scoria lapilli, blocks and bombs, bearing millimeter-sized leucite, sanidine and olivine phenocrysts; passing upward to stratified, ashy, dark grey scoria lapilli-bearing hydromagmatic surge deposits, showing plane- to cross-lamination, dune-bedding and diffuse ballistic blocks with impact sags, forming a tuff ring.

Monte Bisenzio Unit (BSZ)

Dark grey-purple scoria lapilli, block and bomb fallout deposits, in massive

to graded, variably welded thick beds, from Monte Bisenzio and Colle Palazzetto strombolian cones (BSZ_a); associated with light grey, aphanitic lava dykes and small lava plateau (Ara della Crociata) (BSZ_b). Both lava and scoria compositions are shoshonitic, toward trachybasalts.

Monte di Cellere Unit (**MCK**)

Massive or multiple-graded, reddish-orange scoria lapilli, block and bomb fallout beds from Monte di Cellere and Monte Marano strombolian cones (MCK_a); associated with dark grey, aphyric, trachybasaltic-shoshonitic lava flows, light grey and exfoliated where altered (MCK_b).

Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (WIC)

Massive pyroclastic flow deposit, containing even decimeter-sized, sanidine+analcime-bearing, black pumice clasts, trachytic-latitic-phonolitic in composition, and diffuse lava, holocrystalline and sedimentary inclusions, in loose, dark grey ash matrix, passing to reddish-brown sillar; even >15 m-thick where channelled in paleovalleys (e.g., Marta River).

Age: 150±4 ka (LAURENZI & VILLA, 1987)

FIUME FIORA SYNTHEM (FUF)

The lower boundary is an erosional surface related to stage 8, mainly represented by a paleosoil in the Sheet 344 "Tuscania". The upper boundary corresponds to stage 6. In the western sector of the Sheet, two unconformity surfaces of lower rank allow definition of the Ponte di Stenzano, Pian della Mariuccia and Giraldo subsynthems.

GIRALDO SUBSYNTHEM (FUF_3)

Selva del Lamone Lavas (VMO)

Dark grey, olivine+clinopyroxene+plagioclase phenocryst-bearing, locally vesicular, shoshonitic-latitic lava plateau.

Age: 158±5-157±4 ka (Metzeltin & Vezzoli, 1983).

Monte Becco Unit (MBK)

Purple scoria lapilli and block fallout beds, and interbedded ash horizons, from Semonte and Monte Becco (beyond sheet limits) strombolian cones (MBK_a); the latter associated with light grey, locally microvesicular, lava flow, bearing scattered millimeter-sized clinopyroxene and feldspar phenocrysts (MBK_b). Both lithofacies display shoshonitic-phonotephritic compositions.

Age: (MBKb): 145±9 ka (Metzeltin & Vezzoli, 1983).

Poggio Murcie Lava (PUC)

Dark grey, porphyritic (clinopyroxene) lava flow, phonotephritic in composition.

Monte Spinaio Lava (LSN)

Strongly hydrothermalized, latitic-shoshonitic lava flow.

Poggio San Luce Lava (LUE)

Dark grey, vesicular, clinopyroxene+plagioclase phenocryst-bearing, shoshonitic lava flow, in places showing cooling jointing and exfoliation (thickness 5 m).

Poggio del Mulino Lava (PUL)

Dark grey, vesicular, scarcely porphyritic (clinopyroxene) and locally exfoliated, shoshonitic-phonotephritic lava flow (thickness up to 20-25 m).

Pitigliano Formation (PTK)

Latera intra-caldera settings include a variably welded pyroclastic flow deposit, made up of dark grey, analcime-bearing, scoria lapilli and blocks, often in form of fiamme, and yellow-orange to brown, zeolitized or partially welded, black scoria-bearing, pyroclastic flow deposits on top; a grey, microvesicular lava lithofacies, bearing centimeter-sized leucite, is also present locally. To the NW sheet border, a 20 cm-thick pumice fall layer underlies meter-thick, massive, zeolitized or partially welded, pyroclastic flow deposits, enclosing even decimeter-sized, light grey to black, pumice clasts, occasionally in form of fiamme. Juvenile chemical composition ranges from phonolitic to tephriphonolitic upward.

Age: 166± 4 ka (Metzeltin & Vezzoli, 1983); 158-155±11 ka (Turbeville, 1992).

Poggio Pinzo Tuffs (PZP)

Decimeter- to meter-thick, well sorted and graded, dark grey, phonotephritic scoria lapilli beds, enclosing scattered ballistic blocks and bombs, from strombolian fallout, interbedded with massive to plane- and cross-laminated and dune-bedded, deposits of ash and poorly vesicular scoria lapilli, from hydromagmatic surges (overall thickness ca. 10 m).

Campo del Carcano Unit (CCK)

Whitish-yellowish, silt-sand-grained volcaniclastic deposits of lacustrine-palustrine environment; in places, associated with **DGN** travertines (thickness up to 20 m).

216
Onano Formation (ONK)

Massive to faintly stratified, loose and light grey to yellow-orange and zeolitized, ash-pumice flow deposits, passing upward to black-purple spatter flow deposits, associated in places with coarse lithic-rich lag breccias and massive, yellow-reddish sillar, enclosing black scoria lapilli and blocks; alternating laminated, hydromagmatic, ash surge layers and strombolian scoria lapilli fall beds on top (overall unit thickness even >10 m). Chemical composition ranges from shoshonite-phonotephrite (spatter) to latite, toward tephiphonolite (pumice).

Grotte di Castro Formation (**GRC**)

The lower part comprises a decimeter-thick plinian fall horizon of dark grey, shoshonitic, fine scoria lapilli, passing to whitish, trachytic-phonolitic pumice lapilli, followed by massive to laminated and dune-bedded, brown-greenish, fairly consolidated, ash-grained pyroclastic surge deposits, enclosing dark grey, shoshonitic, fine scoria lapilli, diffuse accretionary lapilli, vegetation casts and tree holes (up to 3 m thick). The upper part, separated by a paleosoil, comprises meter-thick, massive to laminated, yellow-greenish, variably zeolitized, ash-grained pyroclastic surge deposits, containing analcime-bearing, dark grey fine pumice lapilli, accretionary lapilli and vegetation casts; passing upward to a massive pyroclastic flow deposit, made up of zeolitized yellow-orange ash matrix, scattered dark grey-black, tephriphonolitic scoria lapilli and blocks, and volcanic, granular holocrystalline and sedimentary lithic inclusions (thickness even >10 m). In places (e.g., between the eastern Latera Caldera rim and Lake Bolsena), coarse lithic-rich breccia layers and lenses are interbedded.

Fosso La Tomba Unit (FTO)

Stratified and cross-laminated, unconsolidated to cemented, sand- to gravelsized, volcaniclastic deposits, containing pumice, lava and arenite clasts, from fluvial reworking (at least 3 m thick); in places, travertinized or passing to DGN.

Poggio Carognone Unit (PKA)

Locally welded, multiple-graded, black scoria lapilli deposits, enclosing scattered ballistic lava blocks, from strombolian fallout.

Sorano Formation (SRK)

Multiple, meter-thick, massive to stratified, loose to zeolitized, ash flow deposits, containing light- and dark-grey, sanidine- and scarce analcime-bearing, pumice lapilli and blocks, of trachytic-phonolitic composition; rich in

accretionary lapilli in the lower portion; typically channelled in underlying pyroclatic deposits. The deposit base is characterized by associated, centime-ter-thick, yellowish ash and fine pumice lapilli fall layers.

AGE: 194±5-187±8 ka (TURBEVILLE, 1992, re-attributed).

This formation also includes local pyroclastic current deposits of analogous appearance and stratigraphic position (e.g., E of Piansano and around Poggio delle Forche), as well as an underlying massive, locally zeolitized, tawny pyroclastic flow deposit, enclosing lensoid to ribbon-shaped, analcime-bearing, black latitic pumice lapilli and blocks (e.g., around Tessennano, Arlena di Castro, Fosso La Tomba).

PIAN DELLA MARIUCCIA SUBSINTHEM (FUF₂)

Doganella Travertines (DGN)

Massive, phytohermal, microhermal, or occasionally phytoclastic, travertines (inferred thickness up to 100 m); in places (Monte Canino-S. Umano area), ash and epivolcanic horizons are interbedded.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE p.p.-PRESENT

Sovana Formation (SVK)

Basal decimeter-thick, accretionary-lapilli-bearing, light yellow ashy surge marker horizon (*BUS*, PALLADINO & TADDEUCCI, 1998) on top of diffuse brown paleosoil; loose, light grey, massive pumice flow deposits, in places passing to reddish *sillar*, enclosing sanidine+analcime-bearing, light grey and black, phonolitic-trachytic pumice blocks and abundant lava, obsidian and flysch clasts (thickness up to 15 m).

Age: 207±5-204±5-198±12 ka (Turbeville, 1992).

PONTE DI STENZANO SUBSINTHEM (FUF₁)

Monte d'Oro Formation (WMD)

Thinly stratified and laminated, unconsolidated to mildly consolidated, browntawny ash deposits, from hydromagmatic pyroclastic surges; locally associated with massive, channelled, mud flow deposits, containing lava blocks and boulders (total thickness a few tens of meters).

Zepponami Group (XS)

Stratified pyroclastic succession including massive to variably laminated, grey-yellowish ashy surge deposits, and interbedded massive, consolidated,

"peperino"-like beds and breccia horizons containing up to decimeter-sized lava clasts (cf. *tufi superiori di Montefiascone Auct.*) (partial, meter-thick exposures).

Also includes a trachybasaltic lava flow and associated Strombolian scoria fall deposits from the Orto Piatto eruptive center (226,6 ±14,9 ka, NAPPI *et alii*, 1995) (XS_a).

Commenda Lavas (KCM)

Dark grey, subaphyric to porphyritic (analcime+clinopyroxene), trachybasaltic lava flows. At least two main flows can be recognized (maximum exposed thickness 5 m).

Fontana Murata Lavas (LMU)

Lead grey, locally vesicular, highly porphyritic (leucite+clinopyroxene, often in glomeri, and occasional olivine), phonotephritic lava flows, commonly showing auto-brecciated basal portions (2-10 m-thick).

Farnese Formation (FNK)

Massive, loose to poorly consolidated, pyroclastic flow deposit, containing inversely graded, up to decimeter-sized, sanidine+analcime-bearing, lightand dark-grey, pumice clasts, and normally graded, up to decimeter-sized, lava and sedimentary lithic clasts, in light grey ash matrix (thickness up to 8 m). In places, meter-thick, massive to bedded and plane- to cross-laminated, ash deposits, showing pumice lapilli swarms and diffuse accretionary lapilli, occur on top. Toward the western sheet boundary, a decimeter-thick, multiple-graded, pumice lapilli plinian fall horizon is also present at the base (*Pumice Fall F*, PALLADINO & AGOSTA, 1997). Pumice composition plots in the trachyte, phonolite and latite TAS fields.

Age: 231-233±4 ka (Turbeville, 1992).

Pian di Vico Unit (PVK)

Poorly consolidated, plane-parallel- to cross-laminated, reworked volcaniclastic deposits, containing sand-grained scoria, pumice and lava fragments and clinopyroxene and analcime crystals; derived from fluvial and hyperconcentrated flows (thickness up to 2-3 m); lacustrine silty-sandy layers or travertines are also present locally.

BARCA DI PARMA SYNTHEM (BPM)

The lower boundary is an erosional surface related to stage 10, represented by a thick paleosoil in proximal volcanic areas. The upper boundary is referred to stage 8.

Stenzano Formation (SZH)

The lower part comprises massive, poorly consolidated, pyroclastic flow deposits, enclosing light grey-pinkish, sanidine-bearing, trachytic pumice lapilli and blocks, in ash matrix; in places, passing to chaotic breccias rich in lava and sedimentary lithic blocks, and associated with light- and dark-grey, trachytic-phonolitic pumice lapilli horizons from plinian fallout (e.g., *Pyroclastic Fall D* (PALLADINO & AGOSTA, 1997; up to 1,5 m thick), (overall thickness up to 25 m). The upper part is made up of massive to stratified and laminated, poorly consolidated, light grey-whitish ash flow deposits, enclosing sanidine-rich, light grey, trachytic pumice lapilli and blocks, and diffuse accretionary lapilli (cf. *Stenzano Eruption Unit*, TADDEUCCI & PALLADINO, 2002; up to 12 m thick); a sanidine-rich, thrachytic plinian pumice fall horizon is interbedded (*Pyroclastic Fall E*, PALLADINO & AGOSTA, 1997; up to 30 cm thick).

Monte Saliette Unit (SLH)

Welded pyroclastic flow deposit, containing dark grey, iso-oriented, sanidine-bearing, trachytic fiamme in rose to purple ash matrix (partially exposed for a few meters).

Canino Formation (CNK)

Massive, loose to zeolitized, deposits of inversely graded, sanidine-bearing, light grey-whitish, pinkish and black pumice lapilli and blocks, lava and sedimentary (mostly sandstone) inclusions, in ash matrix, from multiple flow units (thickness up to a few tens of m); age: 278±8-260±6,5 ka (METZELTIN & VEZZOLI, 1983); 253±3 ka (NAPPI *et al.*, 1995). Associated with light grey-whitish plinian pumice fall horizons both at the base (*Pumice fall B*, PALLADINO & AGOSTA, 1997; up to 2 m-thick) and on top (*Pumice fall C*, PALLADINO & AGOSTA, 1997, or *Bolceno fallout deposit*, 245,9±5,7 ka, BROCCHINI *et al.*, 2000; up to 2 m-thick). In places (e.g., ESE di Piansano), decimeter-thick, yellowish pumice fall horizons (*Pumice fall A*, PALLADINO & AGOSTA, 1997) alternating with massive ash flow layers and beds, bearing fine pumice lapilli. Pumice composition is trachytic throughout the formation.

Casale Guidozzo Lavas (LCZ)

Meter-thick, dark grey, highly porphyritic (clinopyroxene+olivine and subordinate leucite), trachybasaltic lava flows.

Colle Serpepe Lavas (LRP)

Dark grey, tephritic lava flows with diffuse millimeter-sized mafic and scattered leucite phenocrysts (maximum inferred thickness 20 m).

Fastello Group (XM)

Loose to locally cemented, grey coarse ash deposits from hydromagmatic pyroclatic surges, showing massive, plane-parallel- to cross-laminated, and low angle-dune facies, containing poorly vesicular, analcime-bearing, black scoria lapilli in dark mica-rich matrix, ballistic lava blocks with impact sags, and holoc-rystalline and sedimentary inclusions; interbedded with strombolian scoria lapilli fallout horizons, and accessory and accidental (clays, carbonate) lithic breccias; meter-thick partial exposures (cf. *tufi mediani di Montefiascone Auct.*). Strati-graphic interval from **WIM** to **KCM**.

Montefiascone Basal Ignimbrite (WIM)

Basal ash and whitish pumice fall layers (20 cm-thick), followed by meterthick, plane- to cross-laminated ash flow deposit, with accretionary lapilli swarms, passing upward to massive, lithified ("peperino"-like) hydromagmatic pyroclastic flow deposit, containing dark grey to yellowish, fine scoria lapilli, abundant sedimentary lithic inclusions (limestones, marls, clays), up to meter-sized lava blocks, and holocrystalline (leucite+clinopyroxene) microgranular inclusions, in ash matrix; in places tree molds are also present (exposed thickness up to 10 m; even a few tens of m in well drillings, i.e. Savignone locality).

Casale Pisello Unit (KPS)

Poorly to fairly consolidated, massive pyroclastic flow deposits, made up of whitish-greysh, phonolitic pumice lapilli, lava and flysch inclusions in tawnylight grey, analcime-rich, ash matrix; vegetation casts and tree molds are also present (thickness up to 12 m).

Age: 286,0±4,3 *ka* (*BROCCHINI* et al., 2000).

La Scarpara Unit (SKA)

Meter-thick, massive pyroclastic flow deposit, containing ribbon-shaped, analcime-bearing, black scoria lapilli and blocks and fine lava, holocrystalline and sedimentary lapilli in locally zeolitized, reddish ash matrix.

Monte Cardone Unit (MKA)

Multiple-graded, strombolian fallout beds of scoria lapilli, blocks and bombs, and lava inclusions; alternating with massive to laminated ash deposits from hydromagmatic surges, enclosing vegetation remnants and accretionary lapilli; locally interbedded with breccias rich in up to decimeter-sized lava clasts with occasional impact sags; derived from multiple eruptive centres (up to 6 m-thick; MKA_a). Decimeter-thick pumice fall horizons and massive, poorly

consolidated to zeolitized, yellowish ash flow deposits, enclosing whitish fine pumice lapilli and accretionary lapilli, are also present (exposed thickness >2,5 m; uncertain source). Associated with the shoshonitic-phonotephritic Monte Leano scoria cone, are dark grey, aphyric, small lava flows, trachybasaltic in composition (MKA_b). In the upper part, a massive, analcime-bearing, black scoria flow deposit is also interbedded (meter-thick exposures; MKA_c). Stratigraphic interval up to LMU base; lava flow (LRP, LCZ) and pyroclastic (SKA, KPS, WIM) units are interbedded.

Roccarespampani Unit (RSP)

Gravelly-sandy and silty-claysh deposits, and interlayered diatomites, of lacustrine, palustrine and fluvial environments, the latter characterized by pumice, scoria and lava clasts, thin stratification and plane-parallel and cross-lamination; soil layers and usually reworked scoria and pumice fall horizons are also interbedded in places (overall exposed thickness ca. 20 m, at least 30 m in well drillings). Stratigraphic interval up to CNK base.

BIEDANO SYNTHEM (BDA)

The lower boundary is a high-relief erosional surface related to stage 16. The upper boundary is referred to stage 10. In the Sheet 344 "Tuscania", a lower rank discontinuity (related to stage 12) allows definition of the Traponzo and Piano di Mola subsynthems.

PIANO DI MOLA SUBSYNTHEM (BDA2)

Gabelletta Unit (GBL)

Alternating decimeter-thick, strombolian grey scoria lapilli fall horizons and meter-thick, massive to stratified and plane-laminated, fine- to coarse-ashgrained surge deposits, containing grey scoria lapilli, with interbedded lithic breccia layers and lenses (overall thickness a few tens of m); the unit is part of the Civita di Bagnoregio Group (cf. tufi basali vulsini *Auct. p.p.* of eastern Vulsini). A massive, analcime-rich, trachytic black scoria flow deposit, correlated to the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite, is exposed locally (i.e., Fosso Maltempo; 2-3 m thick). Stratigraphic interval also includes part of the BPM synthem.

Podere di S. Antonio Lavas (KSA)

Dark grey, aphanitic lavas, showing diffuse hydrothermalization and travertinization, phonotephritic in composition (thickness >10 m). Fosso del Maltempo Lava (KFM)

Dark grey basaltic lava, bearing clinopyroxene, scattered leucite and scarce olivine phenocrysts (at least 4 m-thick).

Forcinella Lava (LLF)

Dark grey, porphyritic (fresh leucite+scarce clinopyroxene) lava, foiditic in composition.

Casale Marcello Lava (LYM)

Dark grey, porphyritic (leucite+clinopyroxene), locally scoriaceous, lava, phonotephritic in composition (thickness 1.5-2 m).

Villa Pianora Unit (VYP)

Massive strombolian fall deposits of dark grey, dark mica-bearing, latitic scoria lapilli, bombs and blocks (even meter-sized) with diffuse, even >1 m, lava blocks (thickness >10 m).

Pian dei Palazzi Lavas (LZP)

Meter-thick, light grey, highly vesicular and altered, shoshonitic-latitic lava flows, scoriaceous and exfoliated in the lower portion; highly porphyritic due to the presence of millimeter-sized leucite (turned to analcime), clinopyroxene and dark mica.

Casale San Savino Lavas (VON)

Dark grey phonotephritic lavas, bearing diffuse clinopyroxene and scattered leucite phenocrysts (also forming glomeri) (partial thickness 2.5 m).

Casale Menegozzi Vecchio Lavas (MZH)

Dark grey, subaphyric to slightly porphyritic (millimeter-sized leucite and clinopyroxene), shoshonitic lavas (partial meter-thick exposures); associated with brick-red scoria block and bomb rampart from lava fountaining.

Cartiera di Marta Unit (URT)

Decimeter-thick, massive to graded, leucite-bearing, grey-orange, shoshonitic scoria lapilli beds, from strombolian fallout, passing upward, or often alternating with, variably consolidated ash layers, showing plane-parallel to undulated lamination, and meter-thick, massive beds with accretionary lapilli, from pyroclastic surges; local occurrence of breccia layers with ballistic lava inclusions (URT_a). Associated with dark grey, scoriaceous lava flow, bearing scarce leucite phenocrysts (URT_b).

Marta Unit (UAA)

Unconsolidated to welded, massive to multiple-graded, hawaiian-strombolian fallout beds of aphyric to analcime-bearing, phonotephritic scoria lapilli, blocks and bombs, and spatter, dark grey, brick-red to purple in color, and diffuse ballistic lava blocks with impact sags, from Marta, Monte di Marta, Madonna del Monte eruptive centres (exposed thickness even 10 m; UAA_a); interbedded with variably consolidated ash beds and light grey-yellowish, latitic pumice lapilli fall horizons. The Madonna del Monte centre also includes a lava dyke and a small, grey-purple, subaphyric, phonotephritic-tephriphonolitic lava flow, showing exfoliation and scoriaceous bottom and top portions (>5 m thick; UAA_b).

Poggio delle Forche Unit (PFH)

Massive, variably welded, hawaiian-strombolian fallout beds of variably colored scoria and spatter lapilli, blocks and bombs, bearing up to centimeter-sized leucite, and lava blocks, from multiple eruptive centres (i.e., Poggio delle Forche, Montecchio, Monte Rosano, Tenuta S. Maria; PFH_a); scoria composition is phonotephritic (Poggio delle Forche) to shoshonitic (Monte Rosano). A grey-violet, altered, leucite-rich, small lava flow is associated with Monte Rosano (PFH_b).

Fontanile del Carpine Lavas (LFK)

Variably altered and commonly exfoliated, dark to light grey, phonotephritic lava flows, showing diffuse, even centimeter-sized, locally aligned, leucite megaphenocrysts, commonly poikilitic with clinopyroxene and turned to analcime (thickness a few tens of meters).

Casale Quarticciolo Lava (LCQ)

Dark grey, subaphyric (scarce leucite), lava flows, showing autobrecciated (lower) and exfoliated (upper) portions and, in places, columnar jointing (thickness up to 15-20 m); phonotephritic (toward tephriphonolites) in composition.

Age: 356±15 ka (cf. SHEET 354 "TARQUINIA").

Ponticello Pumices (**pp**)

Meter-thick, multiple-graded, plinian pumice fall horizons, interbedded with locally reworked ash beds, including: lower horizon of light grey-whitish trachytic pumice; middle horizon of coexisting whitish, analcime-bearing, pumice, dark grey pumice, and banded, compositionally zoned (latite), pumice, also containing lava and holocrystalline fine lapilli; upper horizon of analcime-bearing yellowish pumice.

Age: 351,7±4 ka (NAPPI et al., 1995).

La Rocchetta Lavas (LRC)

Light grey, highly porphyritic (centimeter-sized leucite and clinopyroxene), phonolitic-tephriphonolitic lavas, in places altered and brecciated upward (partial thicknesses >10 m).

Fosso Acquabianca Lavas (LAB)

Dark grey, locally exfoliated, tephriphonolitic lavas, with scarce millimetersized leucite and clinopyroxene phenocrysts (partial thickness 3 m).

La Fonte Lavas (LFN)

Dark grey, aphanitic lavas, showing columnar jointing locally, phonotephritic (toward tephriphonolite boundary) in composition (a few meters-thick exposures).

Tuscania Lava (LTU)

Light to dark grey, subaphyric (occasional, even >1 cm-sized, leucite), phonotephritic-shoshonitic lava plateau, showing a lower scoriaceous portion, diffuse exfoliation and cooling jointing and, in places, high vesicularity (thickness up to 10 m).

Pianiano Lava (LPI)

Light grey, altered, phonotephritic lava, bearing millimeter-sized leucite (turned to analcime) and dark mica phenocrysts and diffuse analcime in the groundmass.

Cellere Lavas (LCL)

Dark grey-greenish, subaphyric (scarce clinopyroxene), lavas, light grey and exfoliated where altered and scoriaceous at top (4-12 m-thick), shoshonitic (toward the phonotephritic boundary) in composition (LCL₁). Overlain by dark grey, phonotephritic lavas, showing medium-high porphyricity due to millimeter-sized leucite, often forming glomeri with clinopyroxene (exposed thickness ca. 2 m; LCL₂).

Arlena di Castro Lavas (LAS)

Multiple, dark grey lava flows with intervening meter-thick ash deposits: meter-thick, scarcely porphyritic (clinopyroxene and occasional analcime) lower lavas, phonotephritic-tephriphonolitic in composition (LAS_1) ; meter-thick, subaphyric (scarce clinopyroxene), shoshonitic-phonotephritic, middle lavas (LAS₂); locally exfoliated, porphyritic (even centimeter-sized leucite+clinopyroxene), tephriphonolitic upper lavas (up to 6 m-thick; LAS₃).

Mulini di Arlena Lava (LUR)

Grey, aphyric to slightly porphyritic (iso-oriented, millimeter-sized, clinopyroxene phenocrysts), shoshonitic lava, showing increasing vesicularity upward; in places, fracturated and argillified (thickness 5 m).

Fosso Olpeta Lavas (**LFO**)

Pearl grey lavas, showing occasional, even centimeter-sized, leucite phenocrysts (commonly turned to analcime), scoriaceous lower portions and columnar jointing; vesicular and partially argillified at top (thickness <10 m); correlatable to variably altered, exfoliated, lavas (meter-thick exposures around Tessennano and San Giuliano Vecchio); chemical composition phonolitic to tephriphonolitic.

Santa Maria di Sala Lavas (LSM)

Dark grey, incipiently exfoliated and argillified, phonotephritic lavas, showing scoriaceous upper portions and diffuse leucite phenocrysts, up to 1 cm in size (maximum inferred thickness <20 m).

Fosso delle Favole Unit (FAV)

Lower part: plane- to cross-laminated, silty-sandy succession from hyperconcentrated flows (fluvio-lacustrine and palustrine environments); locally interbedded with reworked volcaniclastic deposits, ash and scoria lapilli layers, pumice fall horizons and massive ash flow deposits; ballistic blocks with impact sags are also present (thickness of pyroclastic deposits up to 20 m). Middle part: light yellow, tawny to light grey, sanidine+analcime-bearing, pumice lapilli fall horizons, phonolitic-tephriphonolitic in composition, enclosing lava and sedimentary lithic lapilli and showing in places diffuse Mn mineralization; alternating with variably colored and consolidated ash beds (overall thickness 4.5 m; cf. *Vico* α marker horizon, 419±6 ka; LAURENZI & VILLA, 1987). A multiple graded, plinian fall horizon of light grey-yellowish, sanidine+clinopyroxene+analcime-bearing, pumice lapilli is also present (e.g., 2 m-thick at Fosso Timone; *Pumice fallout* 0, 381±9 ka; TURBEVILLE, 1992). Upper part: chaotic, sandy-gravelly, volcaniclastic debris flow deposits, enclosing rounded lava blocks.

TRAPONZO SUBSYNTHEM (BDA₁)

Fosso del Gualazzo Lavas (LZG)

Dark grey, scarcely porphyritic (clinopyroxene+analcime), shoshonitic lavas (thickness 5 m; LZG_a). Dark grey, locally vesicular, scarcely porphyritic (clinopyroxene+analcime), shoshonitic-phonotephritic lava (exposed thickness 5 m, Fosso delle Sette Cannelle; LZG_b).

Castel Broco Unit (BRK)

Centimeter-thick, light grey, laminated, coarse ash-grained, surge layer, and 10-15 cm-thick, light grey-yellowish pumice lapilli fall horizon; overlain by massive pyroclastic flow deposit, containing abundant, even decimeter-sized, black pumice clasts, occasionally in form of fiamme, and lithic lapilli (mostly lavas), in scarcely consolidated to zeolitized ash matrix, orange, reddish-brown to purple in color; diffuse sanidine and leucite (altered to analcime) both in pumice clasts and matrix (thickness even >15 m). Pumice composition plots in the phonolite, trachyte and latite TAS fields.

Casale delle Piane Unit (CPK)

Massive pyroclastic flow deposit, containing abundant grey-dark grey, scarcely porphyritic (sanidine+occasional analcime), trachytic-phonolitic pumice blocks, and lava lapilli, in light grey, loose to locally zeolitized, ash matrix (up to 10 m thick).

Casale Galeotti Unit (CGT)

Massive pyroclastic flow deposit, containing light yellow pumice lapilli and sanidine-rich black pumice blocks (either scattered or concentrated in the middle portion), and abundant lava and sedimentary lithic lapilli, in zeolitized, reddish-yellow ash matrix; scarce leucite, altered to analcime, is also present upward (thickness ca. 10 m). Pumice composition plots in the trachyte, phonolite and tephriphonolite TAS fields.

Fosso di Tuscania Lavas (LFT)

Deeply altered, light grey, highly porphyritic (analcime+clinopyroxene) lavas, phonetephritic in composition (partial thickness 3 m).

San Pantaleo Unit (PNO)

Massive ash flow deposits, grey-violet and welded to reddish-yellow and zeolitized upward, enclosing trachytic-phonolitic black pumice lapilli (often in form of fiamme), diffuse sanidine both in pumice and matrix, analcime (in the upper portions) and scarce, usually millimeter-sized, lithic inclusions; locally columnar jointing is observed (up to 5 m thick; cf. Nenfri or Ignimbriti Basali *Auct. p.p.*).

Age: <491±9 ka, inferred from underlying Colle Ancarano Unit (Sheet 354 "Tarquinia").

La Rocca Unit (RRA)

In places, decimeter-thick basal ash and fine pumice lapilli fallout layers; massive, grey-violet, welded ash flow deposits, enclosing iso-oriented, centimeter-sized, sanidine-bearing, dark grey, thachytic fiamme, and fine lithic lapilli (up to 10 m thick; cf. Nenfri or Ignimbriti Basali *Auct. p.p.*).

Age: 550±10 ka (NICOLETTI et al., 1981).

ACQUATRAVERSA SUPERSYNTHEM (AE)

The basal erosional surface is recognized locally within the Sheet area. The upper boundary is a low-relief surface corresponding to the lower-middle Pleistocene boundary (isotopic stage 22 of the δ^{18} O curve).

Mandria Polidori Unit (PLD)

Eterometric gravels with subangular to subrounded quartzite clasts sourced from the Monti Romani Paleozoic basement; siliceous sands and claysh silt of salty to continental environment. Passing downward to RGG, with erosional unconformity (maximum exposed thickness 20 m).

Age: LOWER PLEISTOCENE p.p.

Poggio della Sorgente Unit (CPS, CPS_a)

Alternating calcarenites, sands and claysh sands of littoral marine environment (CPS), transgressive on TNA. Locally exposed (e.g., Poggio della Madonna) gravels with well rounded calcareous-marly clasts (up to 10 cm-sized) and sandy matrix, in clinostratified, meter-thick beds, containing scarce, reworked lamellibranchs of fan delta environment (CPS_a).

Age: LOWER PLEISTOCENE p.p.

Macchia della Turchina Unit (TNA)

Grey to brown clays, rich in malacofauna with decalcified shells, locally bearing oligotypic fauna made up of *Cladocora caespitosa* corals; alternating with fossiliferous calcarenites and subordinate conglomerates. Salty littoral marine environment. Exposed thickness 12-15 m. Passing unconformably to SBM underlying.

Age: LOWER PLEISTOCENE p.p.

TARQUINIA SUPERSYNTHEM (TR)

The lower boundary is an erosional unconformity that cuts lower Pliocene sediments. The upper boundary is exposed as an erosional unconformity below conglomerate deposits of PLD and CPS units.

Pian della Regina Unit (RGG)

Sands, claysh sands, clays and local cemented calcarenites with marine lamellibranch casts. Marine, circalittoral to infralittoral, environment (thickness 30-60 m).

Age: MIDDLE PLIOCENE p.p.-UPPER PLIOCENE p.p.

SPALLE DELLA CIUFFA SUPERSYNTHEM (CF)

The lower boundary is a high-relief erosional surface related to the marine transgression of lower Pliocene, following the Messinian event. In the Sheet 344 "Tuscania", the top surface is poorly visible.

Fosso di San Savino Unit (SBM)

Consolidated grey-blue clays and claysh marls with interbedded thin silt layers, of marine lower circalittoral environment: *Globorotalia puncticulata* biozone (**SBM**; maximum observed thickness >100 m). Claysh-sandy sediments with lenses of conglomerates, bearing marly-calcareous and locally quartzite clasts, are also present upward. Passing laterally to conglomerates, made up mainly of marly-calcareous clasts, of marine lower circalittoral environment (South of M. Canino; **SBM**_a).

Age: ZANCLEAN p.p.

UNITS OF THE NEOAUTOCHTONOUS CYCLE

Poggio Terzolo Unit (PTZ)

Grey-yellowish clays and sandy clays, in places bearing gypsum crystals, locally interbedded upward with proximal sandstones (**PTZ**). Passing downward and laterally to the prevailing lithofacies (**PTZ**_a): poorly sorted, moderately cemented thick beds of conglomerates, bearing poorly to moderately evolved clasts of the Tuscan and/or Ligurian Domain (including up to metersized blocks of "pietra paesina"), in reddish sandy matrix; attributable to continental enviroments (i.e., proximal conoids or alluvial fans). Analyzed clay portions contain the typical ostracod association pointing out an age:

UPPER MESSINIAN "LAGO-MARE"

LIGURIAN DOMAIN

FLYSCH DELLA TOLFA (**FYT**) Three lithofacies are distinguished.

Association of sandstones-mudstones and clay (FYT_a)

Very fine-grained, grey, brown to greenish sandstones, in medium thick strata, alternating to thin to medium-thick clay and silt layers. Sandstones show diffuse colour alteration due to fracturing, and bottom casts. Associated with black to brown, medium-bedded, laminated, cherty limestones, very fine-grained, grey, laminated, calcareous sandstones (decimeter- to 1 m-thick strata), and grey to yellow marls (ca. 2 m-thick beds). Both cherty limestones and calcareous sandstones are interbedded with dark clays. Subordinate, dark grey, micaceous sandstones (bedding with medium-high thickness), with brown alteration, are also present. Thickness ca. 300 m at M. Camino.

Age: UPPER CRETACEOUS p.p.-PALEOGENE

Association of clay-mudstones and sandstones (FYT_b)

Fine sandstones and silts in thin strata. The colour is brow-greenish, with ochre alteration coating.

Micaceous sandstones (FYT_c)

Dark grey to brown, fine- to coarse-grained sandstones, in graded strata with a medium to high thickness. Planar lamination is locally present at the top of the strata.

TUSCAN DOMAIN

Scaglia toscana (STO)

Lower part: polychrome marls and grey clays, associated with grey-greenish, cherty limestones and marly limestones. Upper part: dark red radiolarian cherts, manganesiferous, locally resting unconformably on DSD. Thickness unknown, due to only sparse outcrop. Pelagic environment, with clay input.

Age: APTIAN/ALBIAN-?CENOMANIAN

Diaspri (DSD)

Amorphous cherts and siliceous radiolarites, in 3-10 cm thick beds, yellow/ green to violet, to dark red. The upper levels are red siliceous limestone and

marl, with rare aptychi. Total estimated thickness: up to a few tens of metres. Pelagic environment, with strong primary siliceous productivity.

Age: ?BAJOCIAN-OXFORDIAN/KIMMERIDGIAN

Calcari e Marne a Posidonia (POD)

Lower lithofacies (POD_a): marls and shales with *Posidonia*, in very thin (1-2 cm) beds, brown to grey, with rare decimeter-thick intercalations of bioturbated red limestone. Thickness: *ca.* 10 m. Hemipelagic environment.

Age: TOARCIAN p.p.

Upper lithofacies (POD_b): dominantly limestone, cherty in the upper part, with *Posidonia*, in centimeter-thick beds of light brown bioclastic marly wacke/packstone to 10-20 cm thick beds of pale-colored mud/wackestone. Thickness: *ca.* 20 m, Pelagic environment.

Age: ?AALENIAN/BAJOCIAN

Calcare Selcifero della Val di Lima (SVL)

Grey limestone (mudstone) with black chert, in 5-15 cm thick beds, bearing sponge spicules, radiolarians, and locally thin-shelled bivalves. Thickness: *ca.* 130 m. Pelagic environment.

Age: PLIENSBACHIAN-?LOWER TOARCIAN

Rosso Ammonitico (RSA)

Light brown to pink mudstone to wackestone, in 5-25 cm thick beds, nodular in the upper part, with rare chert in the lower part. Containing sponge spicules, ammonites, and crinoids. Bearing thin levels of pebbly mudstone, with clasts up to a few cm's across. Thickness: *ca.* 30 m. Pelagic environment.

Age: SINEMURIAN p.p.

Calcare Selcifero di Limano (LIM)

White limestone in 10-40 cm thick beds, with rare chert in the upper part. Alternating mud/wackestone (with sponge spicules and radiolarians) and bioclastic packstone with peloids, coated grains, and echinoderm fragments. Meter-thick lensoid breccias, graded. Thickness: *ca.* 20 m. Pelagic/turbiditic basin environment, with clastic input sourced by areas with shallow water carbonate production.

Age: ?UPPER HETTANGIAN/LOWER SINEMURIAN

Calcare Massiccio (MAS)

White dolostone and subordinate dolomitic limestone, massive to poorly bedded. Rare non-recrystallized levels bear oncolites, and reveal primary wacke/packstone texture. Thickness: >100 m (base not exposed). Peritidal carbonate platform environment.

Age: HETTANGIAN p.p.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. In: G. ROCCI (Ed.): "Ofioliti, Special Issue on Tethyan ophiolites", vol. I, western area: 59-96.
- AGOSTA E. (1996) Zonazioni composizionali in depositi piroclastici: sovraimposizione di processi eruttivi e pre-eruttivi. Applicazioni a sequenze eruttive del Complesso Vulcanico di Latera (Vulcani Vulsini, Italia Centrale), dell'Eruzione Minoica (Santorini, Grecia) e del Bishop Tuff (Long Valley, California, USA). Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università di Perugia, pp. 182.
- ALBERTI A., BERTINI M., BORGIA C.G., VISCO S., DRAGONE F., SALVATI L., NAPPI G., CONATO V., LIPPARINI T. & DERIU M. (1969) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 136-Tuscania. Serv. Geol. d'It., Roma.
- ALBERTI A., BERTINI M., DEL BONO G.L., NAPPI G. & SALVATI L. (1970) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 136-Tuscania, Foglio 142-Civitavecchia. Serv. Geol. d'It., Roma.
- ALVAREZ W. (1991) Tectonic Evolution of the Corsica-Apennines-Alps Region studied by the method of successive approximations. Tectonics, **10**: 936-947.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. Nature, 248: 309-314.
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C. & BOSI C. (1981) L'evoluzione geologica e morfologica quaternaria dell'area adiacente la bassa valle del fiume Fiora (VT). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 4: 104-134, 35 ff.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene e Pleistocene inferiore. Mem. Soc. Geol. It., 19: 573-580.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) Il sollevamento dell'Italia centrale fra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. In: Progetto finalizzato geodinamica, contributi conclusivi per la realizzazione della carta neotettonica d'Italia, CNR, Roma II, 219-223.
- AMODIO M., DE RITA D., DI FILIPPO M., GALADINI F. & SPOSATO A. (1987) Evoluzione geologico strutturale del bacino vulcano-tettonico di Bolsena (Complesso Vulcanico Vulsino). CNR-Boll. GNV, Roma, 21-36.
- APPLETON J. D. (1972) Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy. J. Petrol., 13: 425-456.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M. & VILLARI L. (1989) Petrology and Sr/Nd isotope geochemistry of recent lavas from Mt. Etna: bearing on the volcano feeding system. J.Volcanol. Geotherm. Res., 39: 315-327.
- BAIOCCHI A., LOTTI F., PISCOPO V. & ROCCHETTI I. (2008). Interazioni tra acque sotterranee e Fiume Marta (Italia centrale) e problematiche connesse con la determinazione del deflusso minimo vitale. Ital. J. Engin. Geol. Environ., Special Issue 1: 37-55.
- BALDI, P., FERRARA, G.C., MASSELLI, L. & PIERETTI, G. (1973). Hydrogeochemistry of the Region Between Monte Amiata and Rome. Geothermics, 2: 124-141.
- BANDA E. & CHANNEL J. E. T. (1979). Evidencia geofisica para un modelo de evolucion de las cuencas del Mediteraneo ocidental. Estud. Geolog., 35: 5-14.
- BARBERI F., BIZOUARD H., CAPALDI G., FERRARA G., GASPARINI P., INNOCENTI F., JORON J. L., LAMBERT B., TREUIL M. & ALLEGRE C. (1978). Age and nature of basalts from the Tyrrenian abyssal plane. In: Initial reports of the deep sea drilling project (eds. K. Hsü, L. Montadert et al.) Washington, 42: 509-514.

- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORDELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI, M. A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I. M. (1994). Plio-Pleistocene geological evolution of geothermal fields of Tuscany and Latium. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 49: 63-109.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA C., KELLER J. & VILLARI L. (1973). Evolution of eolian arc volcanism (Southern Tyrrenian Sea). Earth Planet. Sci. Lett., 21: 269-276.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LANDI P., ROSSI U., SAITTA M., SANTACROCE R. & VILLA I. M. (1984). The evolution of Latera Caldera (Central Italy) in the light of subsurface data. Bull. Volcanol. 47: 125-141.
- BARBERI F., NERI G., VALENZA M. & VILLARI L. (1991). 1987-1990 unrest at Vulcano. Acta Vulcanologia, 1: 95-106.
- BARCHI M., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B. M. (1998). The deformed foreland of the Northern Apennines and its structural style. Mem. Soc. Geol. It., 52: 557-578.
- BARCHI M., LANDUZZI A., MINELLI G. & PIALLI G. (2001) Outer Northern Apennines. In G.B. Vai and I. P. Martini (ed.), Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, Kluwer Acad. Publ., GB: 215-254.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989). Cenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrenian area. In: The litosphere in Italy, advances in Earth Science Research. (eds. Boriani A., Bonafede M., Piccardo G. B., and Vai G. B.). Atti dei Convegni Lincei, 80: 167-182.
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G.(1991). Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy. Lithos, 26: 191-221.
- BECCALUVA L., GABBIANELLI G., LUCCHINI F., ROSSI P. L. & SAVELLI C. (1985). Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamount: implications for geodynamics evolution of the southern Tyrrenian basin. Earth and Planet. Sci. Lett., 74: 187-208.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., PICCARDO G.B. & ZEDA O. (1984). Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennines ophiolites. Lithos, 17: 299-316.
- BERTAGNINI A. & SBRANA A. (1986). Il vulcano di Vico: stratigrafia del complesso vulcanico e sequenze eruttive delle formazioni piroclastiche. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 699-713.
- BERTINI M., D'AMICO C., DERIU M., GIROTTI O., TAGLIAVINI S. & VERNIA L. (1971). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 137-Viterbo. Serv. Geol. d'It., Roma.
- BERTRAMI, R., CAMELI, G.M., LOVARI, F. & ROSSI U. (1984). Discovery of Latera geothermal field: problems of the exploration and research. Seminar on utilization of geothermal energy for electric power production and space heating. UNITED NATION, Economic Commission for Europe, Florence, Italy, pp. 1-18.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & FAZZINI P. (1980b). Il complesso alloctono ligure nella Toscana meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 21: 163-168.
- BETTELLI G., FAZZINI P. & GELMINI R. (1980a). Evoluzione strutturale della Toscana meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 21: 137-141.
- BIGI G., CASTELLARIN A., CATALANO R., COLI M., COSENTINO D., DAL PIAZ G.V., LENTINI F., PAROTTO M., PATACCA E., PRATURLON A., SALVINI F., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1989). Synthetic structural-kinematic map of Italy, scale 1:2.000.000. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR, Roma.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990). Palinspastic restorations and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 77: 41-50.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZANE G. (1971). Plate tectonics model for the development of the western Alps and northern Appennines. Nature, 234: 108. 111.

- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1978). The Thyrrenian sea and adjoining regions. In: The Ocean Basins and Margins (Nairns A. E. M., Kanes W.H., Stehli F.G. ed.). Plenum Publ. Corp., New York, pp. 149-200.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986). Schema idrogeologico dell'Italia Centrale. Mem. Soc. Geol. It. 35: 991-1012.
- BONI C., PETITTA M., PREZIOSI E. & SERENI M. (1993). *Genesi e regime delle acque continentali del Lazio*. Collana monografica del CNR, 78 pp., Roma
- BOSI C., PALIERI L. & SPOSATO A. (1990). Guida all'escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale: Tarquinia e Montalto di Castro. Viterbo, 17-18 ottobre 1990. Associazione Italiana per lo Studio del Quaternario, Centro di Studio per la Geologia Tecnica-CNR Roma, 39 pp.
- BRAI, A., PIRO, M. & TRIGILA R. (1979). Sudio geopetrografico del Complesso Vulcanico di Latera (Vulcani Vulsini). Nota III: i termini laviei dell'attività intracalderica finale. Per. Mineral., 48: 205-254.
- BRANNEY M. J. & KOKELAAR P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bull. Volcanol., 54: 504-520.
- BROCCHINI D., DI BATTISTINI G., LAURENZI M. A., VERNIA L. & BERGOSSI G. M. (2000). New ⁴⁰Ar/⁸⁹Ar datings on the Southeastern sector of the Vulsinian Volcanic District. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 113-120.
- BUCCA L. (1892) Studio petrografico sulle trachiti leucitiche del lago di Bolsena. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat., 5: pp. 14.
- BUONASORTE G., CATALDI R., CECCARELLI A., COSTANTINI A., DOFFIZI S., LAZZAROTTO A., RIDOLFI A., BALDI P., BARELLI A., BERTINI G., BERTRAMI R., CALAMAI A., CAMELI G., CORSI R., DACQUINO C., FIORDELISI A., GHEZZO A. & LOVARI F. (1988). Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio - Umbria). Boll. Soc. Geol. It., 107(2): 265-337.
- BUONASORTE G., FIORDELISI A., PANDELI E., ROSSI U. & SOLLEVANTI F. (1987a). Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoauthocthonous sedimentary sequences of Northern Latium. Per. Mineral., 56: 111-122.
- BUONASORTE G., FIORDELISI A. & ROSSI U. (1987b). *Tectonic structures and geometric setting of the Vulsini Volcanic Complex*. Per. Mineral., **56**: 123-136.
- BUONASORTE G., GARELLI C., ROSSI U. & SOLLEVANTI F. (1984). Studio geologico dei Monti Vulsini orientali. ENEL-U.N.G., Internal Report, pp. 166.
- BUONASORTE G., PANDELI E. & FIORDELISI A. (1991). The Alfina 15 well: deep geological data from Northern Latium (Torre Alfina geothermal area). Bollettino della Società Geologica Italiana, 110: 823-831
- BURRUS J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provensal Basin (Northwestern Mediterranean). Mar. Geol., 55: 244-269.
- CALANCHI N., COLANTONI P., ROSSI P. L., SAITTA M. & SERRI G. (1989). Strait of Sicily continental rift systems: physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres. Marine Geology, 87: 55-83.
- CAPACCIONI B., NAPPI G. & RENZULLI A. (1989). Vulcanite complessa di Pitigliano (Complesso Vulcanico di Latera): meccanismi eruttivi e caratteristiche deposizionali. CNR-Boll. GNV, Roma, 2: 727-743.
- CAPACCIONI B., NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1987). The eruptive history of Vepe Caldera (Latera volcano): a model inferred from structural and geochemical data. Per. Mineral., 56: 269-283.
- CAPELLI G., MAZZA R. & GAZZETTI C. (2005). Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio. Gli acquiferi vulcanici. Quaderni Tecniche Protezione Ambientale, Pitagora ed. 78: 216 pp.

- CARBONI M. G., PALAGI I., PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1994) Dati preliminari sull'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica del Lazio settentrionale durante il Pliocene. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. 49: 177-188.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F. A., DISPERATI L., FANTOZZI P. L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provensal domain and the northern Apennines. Terra Nova 7:128-137.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2004). *Alps Vs Apennines*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32° Florence-2004, 141-151.
- CATALANO R., DOGLIONI C. & MERLINI S. (2001). On the Mesozoic Ionian basin. Geophys. J. Int. 144: 49-64.
- CATALDI, R. & RENDINA, M. (1973). Recent discovery of a new geothermal field: Alfina. Geothermics, 2: 106-116.
- CAVARRETTA, G., GIANELLI G., SCANDIFFO G. & TECCE F. (1985). Evolution of the Latera geothermal system II: metamorphic, hydrothermal mineral assemblages and fluid chemistry, J. Volcanol. Geotherm. Res., 26: 337-364.
- CAVINATO G.P., COSENTINO D., DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1994). Tectonic-sedimentary evolution of intrapenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in Central Italy. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLIX: 63-76.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano. Studi Geol. Camerti, 1: 7-89.
- CENTAMORE, E. & MICARELLI, A. (1991). Stratigrafia. In: Regione Marche: L'ambiente fisico delle Marche, S.E.L.C.A., Firenze, 5-58.
- CHANNELL J.E.T. & MARESCHIAL J.C. (1989). Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian rift. In: Coward M.P., Dietrich D. and Park R. G. (eds.) Alpine tectonics. Geological Society, London, Spec. Publ., 45: 285-302.
- CHECCUCCI. R., CHIODINI. G. & GIAQUINTO S. (1988). Idrogeochimica dei Monti Vulsini: sintesi e rielaborazione dei dati esistenti, CNR-PFE, Roma: 269-290.
- CHIODINI, G. (1994). Temperature, pressure and redox conditions governing the composition of the cold CO₂ gases discharged in north Latium (Central Italy). Applied Geochemistry, 9: 287-295.
- CHIODINI G., BALDINI A., BARBERI F., CARAPEZZA M. L., CARDELLINI C., FRONDINI F., GRANIERI D. & RANALDI M. (2007). Carbon dioxide degassing at Latera caldera (Italy): evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential energy. J. Geophys. Res., 112: BI 2204, doi:10.1029/20.
- CHIODINI, G. & CIONI, R. (1989). Gasgeobarometry for hydrothermal systems and its applications to various Italian geothermal areas. Applied Geochemistry, 4: 564-572.
- CHIODINI G., GIAQUINTO S., FRONDINI F. & SANTUCCI A. (1991). Hydrogeochemistry and hydrogeology of the Canino hydrothermal system (Italy). Geothermics, 20(5/6): 329-342.
- CIONI R., DELL'AIUTO P., MACEDONIO G., SBRANA A. & VERNIA L. (1991). L'ignimbrite idromagmatica melilit-leucitica de "La Berlina" (Complesso Vulcanico di Montefiascone). Riassunti Workshop "Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale, p. 82.
- CIONI R., LAURENZI A. M., SBRANA A. & VILLA. M. (1989). Geochronology and stratigraphy of basal pyroclastites of the Vulsini volcanic district. Plinius, 1: 75-76.
- CIONI R., SBRANA A., BERTAGNINI A., BUONASORTE G., LANDI P., ROSSI U. & SALVATI L. (1987). Tephrostratigraphic correlation in the Vulsini, Vico and Sabatini volcanic successions. Per. Mineral., 56, 137-155.
- CIOTOLI G., DELLA SETA M., DEL MONTE M., FREDI P., LOMBARDI S. & LUPIA PALMIERI E. (2003). Morphological and geochemical evidence of neotectonics in the volcanic area of Monti Vulsini (Latium, Italy). Quaternary Int., 101-102: 103-113.

- CIVETTA L., DEL CARMINE P., MANETTI P., PECCERILLO A. & POLI G. (1984). Petrology, Geochemistry and Sr- Isotope Characteristics of Lavas from the Area of Commenda (Mts. Vulsini, Italy). Bull. Volcanol., 47 (3): 581-595.
- CIVITELLI G. & CORDA, L. (1982). Nuovi dati sulla Pietraforte: sue caratteristiche e rapporti con i flysch calcarei dell'area tolfetana. Geol. Rom. 21: 191-216.
- CLERICI E. (1895) Per la storia del sistema Vulsinio. Rend. R. Acc. Lincei, 4: 219-226.
- Cocozza T. (1963). Nuovi dati stratigrafici e tettonici sul Monte Canino (Viterbo). Geol. Rom., 2: 15-40.
- COLTORTI M., DI BATTISTINI G., NAPPI G., RENZULLI A., ZEDA O. (1991). Structural setting and magmatic evolution of Montefiascone Volcanic Complex, Vulsini District, Central Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 46: 99-124.
- CONATO V. & DAI PRA G. (1980) Livelli marini pleistocenici e neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia centrale). Geol. Rom., 19: 181-194, 2ff; 3 tab.
- CONTE A., DOLFI D., GAETA M., MISITI V., MOLLO S. & PERINELLI C. (2009) Experimental constraints on the liquid line of descent of a Lc-basanite at 1 and 10⁴ GPa: considerations on "near-primary" melts at Montefiascone (Vulsini District, central Italy). Eur. J. Mineral., 21: 763-782.
- CONTICELLI S., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1987), Evolution of Latera Volcano, Vulsinian district (Central Italy): stratigraphical and petrological data. Per. Mineral., 56: 175-199.
- CONTICELLI S., FRANCALANCI L., MANETTI P., PECCERILLO A. & SANTO A. (1986). Caratteristiche composizionali dei prodotti dell'apparato di Latera (Monti Vulsini) e loro significato vulcanologico. Mem. Soc. Geol. It., 35: 715-726.
- CONTICELLI S. & PECCERILIO A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. Lithos, 28: 221-240.
- DAL PIAZ G. V. & VENTURELLI G. (1983). Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi. Memorie della Società Geologica Italiana, 26: 5-12.
- D'AMORE F., PANICHI C., SQUARCI P., BERTRAMI R. & CECCARELLI A. (1979). Studio idrogeologico e geochimico dei sistemi termali della zona Latera-Canino. C.N.R. P.F.E. S11.
- DESSAU G., MERLA, SCARSELLA, SIGNORINI R. & TREVISAN L. (1950) Appunti geologici sul Grossetano tra l'Argentario e il Monte Canino. Boll. Soc. Geol. It., v. 69.
- DE RITA D., FABBRI M., MAZZINI I., PACCARA P., SPOSATO A. & TRIGARI A. (2002). Volcanoclastic sedimentation in costal environments: interplay between volcanism and Quaternary sea level change (Central Italy). Quaternary Int., 95, 96: 141-154.
- DE RITA D., MILLI S., ROSA C., ZARLENGA F. & CAVINATO G. (1994) Catastrophic eruptions and eustatic cycles: example of Latium volcanoes. Atti Convegni Lincei, 112: Large Explosive Eruptions: 135-142.
- DERIU M., ACCORDI B., ALBERTI A., D'AMICO C., BECCALUVA L., BERTINI M., CONATO V., DEL MONTE M., DRAGONE F., GIAMMETTI F., GIROTTI O., PARADISI A., TAGLIAVINI S. & VERNIA L. (1970). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 137-Viterbo. Serv. Geol. d'It., Roma.
- DEWAY J. F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D. H. & KNOTT S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: Alpine Tectonics (eds. M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park), Geological Society London, Spec. Publ., 45: 265-273.
- DI BATTISTINI G., MONTANINI A., VERNIA L., BARGOSSI G. M. & CASTORINA F. (1998). Petrology and geochemistry of ultrapotassic rocks from the Montefiascone Volcanic Complex (Central Italy): magmatic evolution and petrogenesis. Lithos, 43: 169-195.
- DI BATTISTINI G., MONTANINI A., VERNIA L., VENTURELLI G. & TONARINI S. (2001) Petrology of melilitebearing rocks from the Montefiascone Volcanic Complex (Roman Magmatic Province): new insights into the ultrapotassic volcanism of Central Italy. Lithos, 59: 1-24.

DOGLIONI C. (1992). Main differences between thrust-belts, Terra Nova, 4: 152-164.

- DOGLIONI C. (1995). Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. Tectonophysics, 252: 1-4, 253-267.
- DOGLIONI C., FERNANDEZ M., GUEGUEN E. & SABAT F. (1999a). On the interference between the early Apennines-Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogene in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. Boll. Soc. Geol. It. 118: 75-89.
- DOGLIONI C., GUEGUEN E., HARABAGLIA P. & MONGELLI F. (1999b) On the Origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. In: DURAND B., JOLIVET L., HOR-WATH F. & SERANNE M. (Eds.): "The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 156: 541-561.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MERLINI S., MONGELLI F., PECCERILLO A. & PIROMALLO C. (1999c) -Orogens and slabs vs their direction of subduction. Earth Science Reviews, 45: 167-208.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F. & MARIOTTI G. (2001). Why Mt. Etna? Terra Nova, 13: 25-31.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIALLI G. (1998). Apennninic back-arc boudinage on the former Apine belt. Memorie della Società Geologica Italiana, **52**: 457-468.
- DOLFI D., FARINATO R., TRIGILA R. & HAMILTON D. L. (1976). Some experimental and thermodynamic evidence bearing on the origin of potassic volcanics from Central Italy. Proc. Int. Congr. on thermal waters, geothermal energy and volcanism of the Mediterranean area, Athens, 3: 45-59.
- D'ORAZIO (1994) Natura ed evoluzione delle vulcaniti dell'Etna e loro relazioni con il magmatismo ibleo. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Pisa, pp. 189.
- DRAGONI W., PISCOPO V., DI MATTEO L., GNUCCI L., LEONE A., LOTTI F., MELILLO M. & PETITTA M. (2006). Risultati del progetto di ricerca PRIN "laghi 2003-2005". Giornale di Geologia Applicata 3: 39-46.
- DUCHI V., MATASSONI L., TASSI F. & NISI B. (2003). Studio geochimico dei fluidi (acque e gas) circolanti nella regione vulcanica dei M.ti Vulsini (Italia Centrale). Boll. Soc. Geol. It., **122**: 47-61.
- DUCHI V., MINISSALE A., ORTINO S. & ROMANI L. (1987). Geothermal prospecting by geochemical methods on natural gas and water discharges in the Vulsini Mts. Volcanic District (Central Italy). Geothermics, 16(2): 147-157.
- ELTER, F.M. & PANDELI, E. (1990). Alpine and Hercynian Orogenic phases in the Basement rocks of the Northern Apennines (Larderello Geothermal field, Southern Tuscany, Italy). Eclogae Geologicae Elvetiae, 83/2: 241-264.
- EVERNDEN J. F. & CURTIS G. H. (1965). *K/Ar of late Cenozoic rocks in the east Africa and Italy*. Contr. Antr., **6**: 343-385.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R., BRUNI A., MATTEI M. & SAGNOTTI L. (1994). Evolution of a transfer-related basin: Trhe Ardea basin (Latium, Central Italy), Basin Research, 6: 35-46.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R. & JOLIVET L. (1997) Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. Terra Nova, 9: 126-130.
- FANTAPPIÈ L. (1898) Su i proietti minerali vulcanici trovati nell'altipiano tufaceo occidentale dei Vulsini da Farnese a S. Quirico e Pitigliano. Atti della Reale Accademia dei Lincei CCXCV: 546-575.
- FARAONE D. & STOPPA F. (1988). Il tufo di Orvieto nel quadro dell'evoluzione vulcano-tettonica della Caldera di Bolsena, Monti Vulsini. Boll. Soc. Geol. Ital., 107(2): 383-397.
- FAZZINI P., GELMINI R., MANTOVANI M. P. & PELLEGRINI M. (1972) Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale; province di Viterbo e Roma). Mem. Soc. Geol. It., 11: 65-144.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANDRELLI F. (1996). Nuovi dati litostratigrafici sulla Scaglia Toscana (Scisti Policromi) dei Monti del Chianti (Appennino Settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Serie A, 103: 95-104.

- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996). Il sistema appenninico meridionale-arco Calabro-Sicilia: studio geologico-geofisico. Boll. Soc. Geol. It., 115: 529-559.
- FISHER R.V. & SMITH G.A. (Ed.) (1991). Sedimentation in volcanic successions. Soc. Sedimentation Geology, Spec. Publ. 45, Tulsa, Okla., U.S.A., 257 pp.
- FOLLIERI M., MAGRI D. & NARCISI B. (1993). Palaeoenvironmental investigations on long sediment cores from volcanic lakes of Lazio (central Italy) - an overview. In J.F.W. Negendank e B. Zolitschka (Eds.), "Palaeolimnology of European Maar Lakes", Lecture Notes in Earth Sci. 49: 95-107. Springer Verlag, Heidelberg, Germania.
- FORNASERI, M. (1985). Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy). Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol., 40: 73-106.
- FRANCALANCI L., MANETTI P., PECCERILLO A. & KELLER J. (1993). Magmatological evolution of the Stromboli volcano (Aeolian Arc, Italy): inferences from major and trace element and Sr isotopic characteristics of lavas and pyroclastic rocks. Acta Vulcanol., 3: 127-151.
- FREDA C., PALLADINO D.M., PIGNATTI S., TRIGILA R., ONORATI G. & POSCOLIERI M. (1990). Volcano-tectonic scenario of Vulsini Volcanoes (Central Italy) from LANDSAT-MSS images and digital elevation data. J. Photogram. Remote Sensing, 45: 316-328.
- FUNICIELLO R., DE RITA D., SPOSATO A., ESPOSITO A., FABBRI M., MARSILI P., MAZZINI I., PACCARA P., TRIGARI A., CAPELLI G., FACCENNA C., FIORENTINO A., MAZZA R., ROSSETTI F., SARDELLA R., SOLIGO M., TUCCIMEI P. & VILLA I. M. Note illustrative del Foglio 354-Tarquinia, Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. In stampa.
- FUNICIELLO R., DE RITA D., SPOSATO A., ESPOSITO A., FABBRI M., MARSILI P., MAZZINI I., PACCARA P., TRI-GARI A., CAPELLI G., FACCENNA C., FIORENTINO A., MAZZA R., ROSSETTI F. & SARDELLA R. Note illustrative del Foglio 353-Montalto di Castro, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. In stampa.
- FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1978). Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino centrale. Geol. Rom., 17: 233-287.
- GIANELLI, G. (1985). On the origin of geothermal CO₂ by metamorphic processes. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 575-584.
- GIANELLI G. & SCANDIFFIO G. (1989). The Latera geothermal system (Italy): chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. Geothermics, **18**: 447-463.
- GIGGENBACH W. F. (1988). *Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **52**: 2749-2765.
- GIGGENBACH W.F., MINISSALE A. & SCANDIFFIO G. (1988). Isotopic and chemical assessment of geothermal potential of the Colli Albani area, Latium region, Italy. Applied Geochemistry, 3: 475-486.
- GRAHAM D.W., ALLARD P., KILBURN C.R.J., SPERA F.J. & LUPTON J.E. (1993). Helium isotopes in some historical lavas from Mount Vesuvius. J. Volcanol. Geotherm. Res., 58: 359-366.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. Terra Nova, 5: 525-544.
- HOLM P. M., LOU S. & NIELSEN A. (1982). The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian district, Roman Province, Central Italy. Contrib. Mineral. Petrol., **80**: 367-378.
- HOOKER P.J., BERTRAMI R., LOMBARDI S., O'NIONS R.K. & OXBURGH E.R. (1985). *Helium-3 anomalies* and crust-mantle interactions in Italy. Geochimica et Cosmochimica Acta, **49**: 2505 - 2513.
- INNOCENTI F., ROCCHI S. & TRIGILA R. (1999): La classificazione delle rocce vulcaniche e subvulcaniche: schema operativo per il progetto CARG. Atti Società Toscana Scienze Naturali, Serie A, 106: 113-124.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992). Genesis and classification of the rocks of the Tuscan magmatic province: thirty years after Marinelli's model. Acta Volcanologica, 2: 247-265.

INNOCENTI F. & TRIGILA R. (Ed.) (1987). Vulsini Volcanoes. Per. Mineral., 56: pp. 238.

- JACOBACCI A., MALFERRARI N., MARTELLI G., PERNO U. & NAPPI G. (1965) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 129-S. Fiora. Serv. Geol. d'It., Roma.
- JACOBACCI A., MARTELLI G. & NAPPI G. (1967). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 129-S. Fiora. Serv. Geol. d'It., Roma, pp. 61.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFE' B. et alii (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic estension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. J. Geophys. Res., **103**: 12.123-12.160.
- KARNER D.B., MARRA F. & RENNE P. (2001) The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome. J. Volcanol. Geotherm. Res., 107: 185-219.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.-P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1986). ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: A microcosm of ocean basin evolution. Nature, 321: 383-384.
- KLEIN C. (1888) Studio petrografico di una serie di rocce dei dintorni del Lago di Bolsena. Riv. Min. Crist. It., 2: 69-77.
- LANDI P. (1987). Stratigraphy and petrochemical evolution of Latera Volcano (Central Italy). Per. Mineral., 56: 201-224.
- LAURENZI M. A. & VILLA I. M. (1987). ⁴⁰Ar/⁶⁹Ar stratigraphy of Vico ignimbrites. Per. Mineral., **56**: 285-293.
- LAZZAROTTO A. (1972). Caratteri strutturali dei nuclei mesozoici di Montalceto, Trequanda e Piazza di Siena (Prov. di Siena). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., mem., ser. A., 79: 251-266.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PASINI G. & SANDRELLI F. (1978). Evoluzione paleogeografia e tettonica nei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. Mem. Soc. Geol. It., 19: 573-581.
- LE BAS M. J., LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27: 745-750.
- LOCARDI E. (1965). *Tipi di ignimbriti del Vulcano di Vico*. Atti Soc. Toscana Scienze Naturali, **72**: 55-173.
- Locardi E. (1986). La provincia mineralogica tosco-laziale. L'industria Mineraria, 4: 15-27.
- LOCARDI E. & MITTEMPERGHER M. (1965). Study of an uncommon Lava sheet in the Bolsena District (Central Italy). Bull. Vulcanol., 28: 75-84.
- LOCARDI E. & MITTEMPERGHER M. (1967). Sulla genesi delle ignimbriti. Rend. Soc. Min. It., 23: 55-173.
- LOCARDI E. & MOLIN, D. (1974). *Tettonica, vulcanismo e bacini uraniferi nel Lazio*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 441-453.
- MAGRI D. (1999). Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy). Rev. Palaeobotany Palynology, 106: 171-208.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986). Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the litosphere. Tectonics, **5**: 227-245.
- MARINELLI G. (1967). Genese des magmas du volcanisme Plio-Quaternaire des Apeninnes. Geologische Rundschau, 57: 127-141.
- MARINELLI G. (1975). Magma evolution in Italy. In: Squyres CH (ed) Geology of Italy. Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 165-219.
- MARINELLI G. & MITTEMPERGHER M. (1966) On the Genesis of some Magmas of Typical Mediterranean (Potassic) Suite. Bull. Vulc., **29**: pp. 113.
- MARINI A. & NAPPI G. (1986). Origin and evolution of the Montefiascone caldera (Vulsini Volcanoes). Mem. Soc. Geol. It., **35**: 657-665.

- MARINI L. & CHIODINI G. (1994). The role of carbon dioxide in the carbonate-evaporite geothermal systems of Tuscany and Latium. Acta Vulcanologica, 5: 95-104.
- MARRA F., FREDA C., SCARLATO P., TADDEUCCI J., KARNER D.B., RENNE P.R., GAETA M., PALLADINO D.M., TRIGILA R. & CAVARRETTA G. (2003). Post-caldera activity in the Alban Hills volcanic district (Italy): 40Ar/39Ar geochronology and insight into magma evolution. Bull. Volcanol., 65: 227-247.
- MARRA F., TADDEUCCI J., FREDA C., MARZOCCHI W. & SCARLATO P. (2004). Recurrence of volcanic activity along the Roman Comagmatic Province (Tyrrhenian margin of Italy) and its tectonic significance. Tectonics, 23: TC4013, doi:10.1029/2003TC001600
- MARSELLA M., PALLADINO D. M. & TRIGILA R. (1987). The Onano Pyroclastic Formation (Vulsini Volcanoes): depositional features, distribution and eruptive mechanisms. Per. Mineral., 56: 223-238.
- MARTÌ J., MITIJAVILA J, ROCA E. & APARICIO A, (1992). Cenozoic Magmatism of the Valencia trough (Western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics, 203: 145-165.
- MASCLE G.H., TRICART P., TORELLI L., BOUILLIN J. P., ROLFO F., LAPIERRE H., MONIÉ P., DEPARDON S., MASCLE J. & PEIS D. (2001). Evolution of the Sardinia channel (western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. Mar. Geol., 179: 179-202.
- MATTIAS P.P. (1966). Lave dell'apparato vicano. Per. Mineral., 35: 93-186.
- MAZZINI I., PACCARA P., PETRONIO C. & SARDELLA R. (2000) Geological evolution ad biochronological evidences of the Monte Riccio Section (Tarquinia, Central Italy). Riv. Ital. Paleont. Strat. 106/2: 247-256.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1983). Contributi alla geologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana meridionale-Lazio settentrionale). Mem. Soc. Geol. It., 25: 247-271.
- MINISSALE A. (1991). Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonics. Applied Geochemistry, 6: 201 - 212.
- MINISSALE A., MAGRO G., VASELLI O., VERRUCCHI, C. & PERTICONE I. (1997). Geochemistry of water and discharges from Mt. Amiata silicic complex and surronding areas (central Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 79: 223 -251.
- MITCHUM R. M. JR. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy: in C.E. Peyton (ed) Seismic stratigraphic application to idrocarbon exploration. A.A.P.G. Mem., 26: 205-212.
- MODERNI P. (1903). Contribuzione allo studio geologico dei Vulcani Vulsini. Boll. R. Com. Geol. It., 34: 121-147; 179-224; 333-375.
- Moderni P. (1904). Contributo allo studio geologico dei Vulcani Vulsini. Boll. R. Com. Geol. It., 35: 198-234.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTOTICI L. & GILLOT P.Y. (1997). Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). Earth Planet. Sci. Lett., 147: 125-139.
- MORRA V., SECCHI F. A., MELLUSO L. & FRANCIOSI L. (1997). High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. Lithos 40: 69-91.
- NAPPI G. (1969a). Stratigrafia e petrografia dei Vulsini sud-occidentali (Caldera di Latera) ; nota preliminare. Boll. Soc. Geol. It., 88: 171-181.
- NAPPI G. (1969b). Genesi ed evoluzione della Caldera di Latera. Boll. Serv. Geol. It, 90: 61-81.
- NAPPI G., CAPACCIONI B., MATTIOLI M., MANCINI E. & VALENTINI, L. (1994). Plinian fall deposits from Vulsini Volcanic District (Central Italy). Bull. Volcanol., 56: 502-515.
- NAPPI G., CHIODI M., ROSSI S. & VOLPONI E. (1982). L'ignimbrite di Orvieto nel quadro dell'evoluzione vulcano tettonica dei Vulsini orientali. Caratteristiche geologiche e tecniche. Boll. Spec. Geol. It., 101: 327-342.

- NAPPI G. & MARINI A. (1986). I cicli eruttivi dei Vulsini orientali nell'ambito della vulcanotettonica del complesso. Mem. Soc. Geol., 35: 679-687.
- NAPPI G., RENZULLI A. (1987). Le eruzioni pliniane finali del vulcano di Latera. CNR-Boll. GNV, Roma: 471-492.
- NAPPI G. & RENZULLI A. (1990). Genesi ed evoluzione della Caldera del Vepe. Boll. Serv. Geol. Ital., 38: 129-141.
- NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1987). An evolutionary model for the Paleo-Bolsena and Bolsena Volcanic Complexes: a structural and petrographic study. Per. Mineral., 56: 241-267.
- NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1991). Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy). In: Verma-Surendra P (ed.) Calderas: genesis, structure and unrest. J. Volcanol. Geotherm. Res., 47: 13-31.
- NAPPI G., RENZULLI A., SANTI P. & GILLOT P. Y. (1995). Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District (central Italy). Boll. Soc. Geol. It., 114: 599-613.
- NARCISI B. & ANSELMI B. (1998). Sedimentological investigations on a late Quaternary lacustrine core from the Lagaccione Crater (central Italy): palaeoelimatic and palaeoenvironmental inferences. Quaternary Int., 47, 48: 21-28.
- NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., PIRO M. & TRIGILA R. (1979). Nuove datazioni vulsine per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica: il quadrante nord-occidentale. Per. Mineral., 48: 153-165.
- NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., PIRO M. & TRIGILA R. (1981). Nuove datazioni vulsine per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica. Nota II: il quadrante sud-occidentale. Per. Mineral., 50: 141-169.
- PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1990) Dati preliminari sul Pliocene nella fascia costiera del Lazio settentrionale. Rend. Soc. Geol. It., 13: 11-114, 3ff.
- PALLADINO D.M. (1993). Transport and depositional processes of pyroclastic flows: the eruptive successions of the Latera Volcanic Complex (Vulsini Volcanoes, Central Italy). Plinius n. 9: 115-121.
- PALLADINO D.M. & AGOSTA E. (1997). Pumice fall deposits of the Western Vulsini Volcanoes (Central Italy). J.Volcanol. Geotherm. Res., 78: 77-102.
- PALLADINO D.M., AGOSTA E., FREDA C., SPAZIANI S. & TRIGILA R. (1994). Studio geopetrografico e vulcanologico dei Vulsini meridionali: settore Valentano-Marta-La Rocca. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Vol. XLIX: 255-276.
- PALLADINO D.M., GAETA M. & MARRA F. (2001) A large K-foiditic hydromagmatic eruption from the early activity of the Alban Hills Volcanic District, Italy. Bull. Volcanol., 63: 345-359.
- PALLADINO, D.M. & SIMEI, S. (2002). Three types of pyroclastic currents and their deposits: examples from the Vulsini Volcanoes, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 116: 97-118.
- PALLADINO D.M. & SIMEI S. (2005a). Eruptive dynamics and caldera collapse during the Onano eruption, Vusini, Italy. Bull. Volcanol., Vol. 67: 423-440.
- PALLADINO, D.M. & SIMEI, S. (2005b). The Latera Volcanic Complex (Vulsini, central Italy): eruptive activity and caldera evolution. Acta Vulcanol., 17: 75-80.
- PALLADINO D.M., SIMEI S., SOTTILI G. & TRIGILA R. (2010). Integrated approach for the reconstruction of stratigraphy and geology of Quaternary volcanic terrains: an application to the Vulsini Volcanoes (central Italy). In G. Groppelli e L. Viereck (Eds.), "Stratigraphy and geology in volcanic areas", Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 464: 66-84.
- PALLADINO D.M. & TADDEUCCI J. (1998). The basal ash deposit of the Sovana Eruption (Vulsini Volcanoes, central Italy): the product of a dilute pyroclastic density current. J. Volcanol. Res., 87: 233-254.
- PALLADINO, D.M. & VALENTINE, G.A. (1995). Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Latera Volcanic Complex (Vulsini, Central Italy): origin and implications for flow dynamics. J. Volcanol. Geotherm. Res., 69: 343-364.

- PANICHI C. & TONGIORGI E. (1975). Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central-southern Italy, 2nd U.N. Symp. on Geothermal Energy, San Francisco, U.S.A., pp. 815-825.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992). Carta Geologica d'Italia-1:50.000 Guida al Rilevamento. Servizio Geologico Nazionale Quaderni serie III Volume 1.
- PASSERI L & VENTURI F. (2005) Timing and causes of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines. Boll. Soc. Geol. It., 124: 247-258.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1993). Tyrrhenian basin and Apennines: Kinematic evolution and related dynamic constraints. In: Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region (eds. E. Boschi, E. Mantovani and A. Morelli). Kluwer Accad. Publ., 161-171.
- PECCERILLO A. (1985). Roman Comagmatic Province (Central Italy): Evidence for subduction- related magma genesis. Geology, 13: 103-106.
- PECCERILLO A. (1999). Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. Geology, 27: 315-318.
- PECCERILLO A. (2005) *Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, Geochemistry, Geodynamics.* Springer, Heidelberg, 365 pp.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1987). Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium. Per. Mineral., 56: 157-122.
- PECCERILLO A. & MANETTI P. (1985). The potassium alkaline volcanism of Central Southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 88: 379-394.
- PISIAS N. G., MARTINSON D. G., MOORE T. C. JR., SHACKLETON N. J., PRELL W., HAYS J. & BODEN G. (1994). High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. Marine Geology 59: 217-233.
- REHAULT J. P., MASCLE J. & BOILLOT G. (1984). Evolution geodinamique de le Mediteranne depuis L'Oligocene. Mem. Soc. Geol. Ital., 27: 85-96.
- RICCIARDI L. (1888) *Ricerche di chimica vulcanologica sulle rocce dei Vulcani Vulsini*. Gazz. chimica ital., **18**.
- ROBERTSON A.H.F. & GRASSO M. (1995). Overview of the Late Terziary-Recent tectonic and paleoenvironmental development of the Mediterranean region. Terra Nova, 7: 114-127.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J. & MARSH J.S. (1985). The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, Central Italy, and implication for the mantle enrichment process beneath the Roman Province. Contrib. Mineral. Petrol., 90: 244-257.
- ROYDEN L.H., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987). Sedimentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on a thrust belt and foredeep basin evolution. Geology, 15: 714-717.
- SABATINI V. (1912). Vulcani Vulsini. Boll. R. Com. Geol. It., 43.

SABATINI V. (1914). Ricerche morfologiche sulla conca di Bolsena. Boll. R. Com. Geol. It., 44: 136-141.

- SABATINI V. (1921). L'età del sistema Vulsino. Rend. R. Acc. Lincei, 30: 22-24.
- SALVADOR A. (1987). Unconformity-bounded stratigraphic units. Geol. Soc. Am. Bull., 98: 232-237.
- SALVADOR A. (Ed.) (1994). International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy, 2nd Edition, Geol. Soc. Am., 214 pp.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. (1996). Anatomy and paleobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system, Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological Implications. Palaeopelagos, 6: 123-169.

- SANTI P. (1990). New geochronological data of the Vulsini Volcanic District (Central Italy). Plinius n° 4, Ital. Suppl. European J. Mineral., Proc. Soc. Ital. Mineral. Petrol. Congress, Ischia, Italy, 15-18 Ottobre 1990.
- SAVELLI C. (1984). Evoluzione del vulcanismo Cenozoico (da 30 Ma. al presente) nel mar Tirreno e nelle aree circostanti: ipotesi geocronologica sulle fasi dell'espansione oceanica. Mem. Soc. Geol. Ital., 27: 111-119.
- SAVELLI C. & GASPAROTTO G. (1994). Calc-alkaline magmatism and rifting of the deep-water volcano of Marsili (Aeolian back-arc, Tyrrhenian Sea). Mar. Geol., 119: 137-157.
- SCANDONE P. (1980). Origin of the Tyrrenian sea and Calabrian arc. Boll. Soc. Geol. Ital., 98: 27-34.
- SCHNEIDER H. (1965). Petrographie des Lateravulkans und die Magmenentwicklung der Monti Volsini (prov. Grosseto, Viterbo und Orvieto, Italien). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 45: 331-455.
- SELVAGGI G. & CHIARABBA C. (1995). Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrenian subduction zone. Geophys. J. Int., 121: 818-826.
- SERRI G. (1990). Neogene Quaternary magmatism of the Tyrrenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**: 219-242.
- SERRI G. (1997). Neogene-Quaternary magmatic activity and its geodynamic implications in the Central Mediterranean region. Annuali di Geofisica, 40: 681-703.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental litosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy. Tectonophys, 223: 117-147.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (2001). Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, timespace distribution and geodynamic implications. In G.B. Vai and I. P. Martini (ed.), Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, Kluwer Acad. Publ., GB: 77-104.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991). Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area Tosco-Laziale-Umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appenino settentrionale, in: studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala-Gabicce (eds. G. Pialli M. Barchi, M. Menichetti). Studi Geologici Camerti Special Volume 1991/1: 429-463.
- SHACKLETON N. J. (1995). New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: "Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human origins", Vrba, Denton E. S., Partdrige G., H. T. C. &Burkle L. H. (Eds.), Yale University Press, New Haven, London, 242-248.
- SHACKLETON N. J., BERGER A. & PELTIER W. A. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 81: 251-261.
- SIMEI S., ACOCELLA V., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (2006). Evolution and structure of Vulsini calderas (Italy). Geophys. Res. Abs., 8, 09302, EGU General Assembly, 2-7 April, 2006, Vienna, Austria.
- SOTTILI G., PALLADINO D.M., MARRA F., JICHA B., KARNER D.B. & RENNE P. (2010) Geochronology of the most recent activity in the Sabatini Volcanic District, Roman Province, central Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 196: 20-30.
- SOTTILI G., PALLADINO D.M. & ZANON V. (2004) Plinian activity during the early eruptive history of the Sabatini Volcanic District, Central Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 135: 361-379.
- SPARKS R.S.J. (1975). Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Italy. Geol. Rundsch., 64: 497-523
- SPARKS R.S.J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23: 147-188.
- SPARKS R.S.J, SELF S. & WALKER G.P.L. (1973). Products of Ignimbrite Eruptions. Geology, 1: 115-118.
- SPARKS R.S.J. & WILSON L. (1976). A model for the formation of the ignimbrite by gravitational column collapse. J. Geol. Soc. London, 132: 441-452.

- SPARKS R.S.J. & WALKER G.P.L. (1977). The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2: 329-341.
- STOPPA F. & WOOLLEY A.R. (1997). The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. Mineralogy and Petrology, 59: 43-67.
- TADDEUCCI J. & PALLADINO D.M. (2002). Particle size-density relationships in pyroclastic deposits: inferences on emplacement processes. Bull. Volcanol., 64: 273-284.
- TADDEUCCI J., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1999). Volcanologic and Geo-petrographic map of the South-western sector of the Vulsini Volcanic District, central Italy. Ext. abs. Forum FIST-Geoitalia 1999, 20-23 Settembre 1999, Bellaria (RN). Plinius n. 22: 354-355.
- TANGUY J.C., CONDOMINES M. & KIEFFER G. (1997). Evolution of Mt Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. J. Volcanol, and Geotherm. Res., 75: 221-250.
- TEDESCO D., ALLARD P., SANO Y., WAKITA H. & PECE R. (1990). Helium-3 in subaerial and submarine fumaroles of Campi Flegrei caldera, Italy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54 (4): 1105-1116.
- TONARINI S., ARMIENTI P., D'ORAZIO M., INNOCENTI F., POMPILIO M. & PETRINI R. (1995). Geochemical and isotopic monitoring of Mt Etna 1989-1993 eruptive activity: bearing on the shallow feeding system. J. Volcanol. Geotherm, Res., 64: 95-115.
- TRIGILA R. (1966). Studio geo-petrografico sull'edificio vulcanico di Monte Calvo (Farnese-Viterbo). Per. Mineral., 35: 1023-1095.
- TRIGILA R. (1969a). Studio geo-petrografico del complesso vulcanico di Latera (Vulcani Volsini). Nota 1. Le vulcaniti leucitiche del medio corso del Fiume Olpeta. Per. Mineral., 38: 155-223.
- TRIGILA R. (1969b) Sulla genesi dei magmi a carattere mediterraneo. Nota I: Il comportamento dei litotipi del settore vulcanico di Latera con riferimento al modello di differenziazione per cristallizzazione frazionata. Per. Mineral., 37: 625-654.
- TRIGILA R. (1985). Vulsini Volcanoes. 1995 IAVCEI Scient. Ass., Excursion Guidebook: 4-12.
- TRIGILA R. (1990). Water and carbon dioxide control on magma evolution: the case of Roman Province (Central Italy). Abs. IAVCEI, Int. Volcanol. Congr., Mainz.
- TRIGILA R. (1991). Volatiles controls on magma evolution of central Italy volcanoes : experimental results consistent with an open system fractionation process. Abs. Plinius, 4: 95-96.
- TRIGILA R., FERRINI V. & COZZUPOLI D. (1971). Studio geo-petrografico del Complesso Vulcanico di Latera (Vulcani Volsini). Nota II: La serie piroclastica di Stenzano fra il F. Olpeta e la Selva del Lamone. Per. Mineral., 40: 125-178.
- TRIGILA R., GAETA M. & FREDA C. (1991). Indicazioni termodinamiche e petrologico- sperimentali sull'origine ed evoluzione dei magmi potassici dell'Italia Centrale. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11: 357-367.
- TRIGILA R. & WALKER J.P.L. (1986). The Onano spatter flow, Italy: evidence for a new ignimbrite depositional mechanism. Abstr IAVCEI Int. Volcanol. Congr. New Zeland, p. 18.
- TRUA T., SERRI G., MARANI M., RENZULLI A. & GAMBERI F. (2002). Volcanological and petrological evolution of Marsili seamounts (southern Tyrrhenian Sea). J. Volcanol. Geotherm. Res., 114: 441-464.
- TURBEVILLE B.N. (1992a). Tephra fountaining, rheomorphism, and spatter flow during emplacement of the Pitigliano Tuffs, Latera caldera, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 53: 309-327.
- TURBEVILLE B.N. (1992b). ⁴⁰Ar/⁴⁹Ar Ages and Stratigraphy of the Latera caldera, Italy. Bull. Volcanol., 55: 110-118.
- TURBEVILLE, B.N. (1993). Petrology and Petrogenesis of the Latera Caldera, Central Italy. J. Petrol., 34-1: 77-124.
- VAREKAMP J.C. (1979). Geology and petrology of the Vulsinian volcanic area (Latium, Italy). Geol. Ultraiectina, 22: 1-39.

VAREKAMP J.C. (1980). The geology of the Vulsinian erea, Latium, Italy. Bull. Volcanol., 43 (3), 487-503.

- VAREKAMP J. C. (1983). The significance of mafic nodules in the ultra potassic rocks from central Italy-Discussion. J. Volcanol. Geotherm. Res., 16: 161-172.
- VERNIA L., BARGOSSI G. M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1995). Caratteri geopetrografici e vulcanologici del settore sud-orientale vulsino (Montefiascone-Commenda, Viterbo). Boll. Soc. Geol. It., 114: 665-677.
- VERRI A. (1888). Osservazioni geologiche sui crateri Vulsini. Boll. Soc. Geol. It., 7: 49-99.
- VEZZOLI L., CONTICELLI S., INNOCENTI F., LANDI P., MANETTI P., PALLADINO D. M. & TRIGILA R. (1987). Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposal for a new nomenclature. Per. Mineral., 56: 89-110.
- WALKER G.P.L. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17: 65-88.
- WALKER G.P.L. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera size, and incremental caldera growth. J. Geophys. Res., 89: NO. B10, 8407-8416.
- WALKER G.P.L. (1985). Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. J Volcanol. Geotherm. Res. 25:157-171.
- WASHINGTON H.S. (1896) Italian petrological sketches. I: The Bolsena district. J. Geol., 4: 541-566.
- WASHINGTON H.S. (1906). The Roman Comagmatic Region. Carnegie Inst. Washigton, 57: 199 pp.
- WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.S.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (1988) (Eds.). Sea level changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ. 42: 407 pp.

