ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

PROGETTO CARG

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

foglio 345

VITERBO

a cura di:

G. Nappi[1]*, U. Chiocchini[2]*, R. Bonomo[3], S. Madonna[2]
M. Mattioli[1], V. Ricci[3], L. Vita[3]

Hanno collaborato:
Stratigrafia del sedimentario: D. Cavicchia[4]
Biostratigrafia: M. Chiocchini†[5], M. Potetti[5], A. Di Stefano[6], A. Fiorentino[3]
Geochimica isotopica: M. Barbieri[7]
Geocronologia: M.A. Laurenzi[8]

(1) - Istituto di Vulcanologia e Geochimica, Università di Urbino. (1)* - già Università di Urbino
(2) - Università della Tuscia. (2)* - già Università della Tuscia.
(3) - Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. (4) - Collaboratore esterno dell'Università della Tuscia.
(5) - Università di Camerino. (6) - Università di Catania. (7) - Università di Roma "La Sapienza".
(8) - Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Area di Pisa.

Ente realizzatore: ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia* - ISPRA*:
M. Siclari

Responsabile del Servizio per la geologia strutturale e marina,il rilevamento e la cartografia geologica: **M.T. Lettieri**

Revisione scientifica:
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita (aree rilevate da Università di Urbino)*;*
F. Capotorti, C. Muraro (aree sedimentarie)

Coordinamento cartografico, editoriale e allestimento cartografico per la stampa:
F. Pilato, S. Grossi

Informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini

PROGETTO CARG

INDICE

I - **INTRODUZIONE** ..... Pag. 9
1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO ..... " 11
2. - PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE ..... " 12
3. - ORGANIGRAMMA ..... " 12

II - **STUDI PRECEDENTI** ..... " 15
1. - STUDI PRECEDENTI RELATIVI ALLE UNITÀ VULCANICHE ..... " 15
2. - STUDI PRECEDENTI RELATIVI ALLE UNITÀ SEDIMENTARIE ..... " 22

III - **GEOMORFOLOGIA** ..... " 27

IV - **INQUADRAMENTO GEOLOGICO** ..... " 35
1. - INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE ..... " 36
2. - INQUADRAMENTO GEO-VULCANOLOGICO ..... " 38
2.1. - Il Distretto Vulcanico Cimino ..... " 40
2.2. - Il Distretto Vulcanico Vulsino ..... " 44
2.2.1. - *Zona vulcanica del Paleobolsena* ..... " 46
2.2.2. - *Zona vulcanica di Bolsena* ..... " 47
2.2.3. - *Zona vulcanica di Latera* ..... " 48
2.2.4. - *Zona vulcanica di Montefiascone* ..... " 50
2.2.5. - *Zona vulcanica del Neobolsena* ..... " 51
2.3. - Il Distretto Vulcanico Vicano ..... " 52

V - **STRATIGRAFIA** ..... " 55
1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO ..... " 55
2. - PRINCIPALI PROBLEMATICHE LEGATE ALLE UNITÀ STRATIGRAFICHE ..... " 57
3. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA ..... " 60
4. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA DELLE UNITÀ SEDIMENTARIE ..... " 61
5. - UNITÀ DEL DOMINIO UMBRO MARCHIGIANO ..... " 62
5.1. - Calcare Massiccio (**MAS**) ..... " 62
5.2. - Corniola (**COI**) ..... " 65
6. - UNITÀ DEL DOMINIO LIGURE ..... " 66
6.1. - Flysch della Tolfa (**FYT**) ..... " 66

PROGETTO CARG

6.2. - Arenarie di Poggio S. Benedetto **(PSB)** ..... Pag. 67
6.2.1. - *Dati biostratigrafici* ..... " 68
6.2.2. - *Dati petrografici* ..... " 69
7. - UNITÀ DEL FOSSO DI SAN SAVINO (**SBM**) ..... " 70
8. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (**AE**) ..... " 72
8.1. - Sintema Chiani - Farfa (**FCH**) ..... " 72
8.1.1. - *Formazione Chiani - Tevere* (**CNH**) ..... " 73
8.1.1.1.- Membro di Castello Ramici(**CNH_1**) ..... " 73
8.1.1.2.- Membro di Bassano in Teverina(**CNH_2**) ..... " 76
8.1.1.3.- Membro di Poggio Grotteria(**CNH_3**) ..... " 79
8.1.1.4.- Membro di Vaccaretto(**CNH_4**) ..... " 79
8.1.1.5.- Membro di Podere Centi(**CNH_5**) ..... " 80
8.1.2. - *Formazione di Giove in Teverina* (**TEV**) ..... " 81
8.2. - Sintema Faggeta (**FGT**) ..... " 82
8.2.1. - *Unità di Civita Castellana* (**ULE**) ..... " 83
8.2.2. - *Lave di Canepina* (**KCA**) ..... " 84
8.2.3. - *Ignimbrite Cimina Auctt.* (**WBA**) ..... " 89
8.2.4. - *Lave di Poggio Orlando* (**KPO**) ..... " 95
8.2.5. - *Lave di Poggio S. Venanzio* (**KPV**) ..... " 98
9. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (**AU**) ..... " 101
9.1. - Gruppo di Civita di Bagnoreggio (**XV**) ..... " 101
9.2. - Unità di Graffignano (**UGF**) ..... " 108
9.3. - Unità del Torrente Vezza (**TZV**) ..... " 110
9.4. - Nenfro *Auctt.* (**WNE**) ..... " 112
9.5. - Diatomiti di Poggio Mecone (**KME**) ..... " 114
9.6. - Lava di Campo Farnese (**KCF**) ..... " 116
9.7. - Tufi Stratificati Varicolori Vicani *Auctt.* (**XFP**) ..... " 117
9.8. - Scorie di Fontana del Cunicchio (**KMA**) ..... " 119
9.9. - Lava dei Campi Nuovi (**KPN**) ..... " 120
9.10. - Lava di Fosso del Maltempo (**KFM**) ..... " 120
9.11. - Lave di Podere S. Antonio (**KSA**) ..... " 122
9.12. - Lave di Ferento (**KFT**) ..... " 123
9.13. - Lave di Rio Malnome (**KRM**) ..... " 123
9.14. - Lave di Commenda (**KCM**) ..... " 124
9.14.1. - *Membro di Fosso Lemme* (**KCM_1**) ..... " 124
9.14.2. - *Lave di Piano del Morto* (**KCM_2**) ..... " 125
9.15. - Lava di Acquafredda (**KAF**) ..... " 126
9.16. - Litosoma di Poggio delle Troie (**KPT**) ..... " 126
9.17. - Unità di Grotte Santo Stefano (**UGS**) ..... " 127
9.18. - Ignimbrite di Orvieto - Bagnoregio *Auctt.* (**WOB**) ..... " 129

PROGETTO CARG

9.19. - Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auctt.* (**WIM**).....Pag. 130
9.20. - Gruppo di Fastello (**XM**) ..... " 134
9.21. - Lava di Petrignella (**KGE**) ..... " 135
9.22. - Ignimbrite a Gocce di Lava *Auctt.* (**WGL**)..... " 135
9.23. - Formazione del Fosso del Bucino (**KBC**)..... " 136
9.23.1. - *Lave e scorie di Capiano* (**KBC_1**) ..... " 137
9.23.2. - *Lave e scorie di Cupellara* (**KBC_2**)..... " 137
9.23.3. - *Lave e scorie di Colle della Guardata* (**KBC_3**)..... " 138
9.23.4. - *Scorie de La Pietrara* (**KBC_4**)..... " 139
9.24. - Lava di Fosso Feltricci (**KFE**)..... " 139
9.25. - Formazione di Trebianello (**KTR**) ..... " 139
9.26. - Lave di Ara delle Monache (**KNH**) ..... " 140
9.27. - Formazione di Monte Varecchia (**KMV**)..... " 141
9.28. - Formazione di Ciuccara (**WCU**) ..... " 142
9.29. - Formazione di Canino (**CNK**)..... " 143
9.30. - Sintema di Fiume Fiora (**FUF**)..... " 143
9.30.1. - *Unità di Rio Fratta* (**URF**) ..... " 144
9.30.2. - *Gruppo di Zepponami* (**XS**)..... " 145
9.30.3. - *Formazione di Monte d'Oro* (**WMD**)..... " 146
9.30.4. - *Formazione de La Berlina* (**WBE**)..... " 146
9.30.5. - *Formazione di Castel Cellesi* (**KCC**)..... " 148
9.30.5.1.- Membro di Podere Campanella(**KCC_1**) ..... " 148
9.30.5.2.- Membro di Prato Leva(**KCC_2**) ..... " 149
9.30.5.3.- Membro di Podere Pietrafitta(**KCC_3**)..... " 149
9.30.5.4.- Membro di Podere Calchesetto (**KCC_4**)..... " 150
9.30.5.5.- Membro di Guinze (**KCC_5**)..... " 150
9.30.6. - *Lave di Grottone* (**KGT**) ..... " 151
9.30.7. - *Formazione Fiordini* (**KFR**)..... " 151
9.30.8. - *Formazione di Monte Jugo* (**KMI**)..... " 152
9.30.9. - *Formazione di Montisola* (**KSO**) ..... " 153
9.30.10. - *Ignimbrite A* (*Locardi*) (**WIA**) ..... " 154
9.30.11. - *Unità di Fiano Romano* (**UFA**)..... " 155
9.31. - Sintema Fiume Marta (**FUM**)..... " 156
9.31.1. - *Tufo Rosso a Scorie Nero Vicano Auctt.* (**WIC**)..... " 156
9.31.2. - *Ignimbrite D* (*Locardi*) (**WID**)..... " 158
9.31.3. - *Unità di Sipicciano* (**UCI**)..... " 158
9.32. - *Deposito vulcanoclastico* (**l**)..... " 160
9.33. - Unità di Attigliano (**UAG**) ..... " 160
9.34. - Unità di Case Castiglione (**TLN**) ..... " 160
9.35. - Unità del Fosso Urcionio (**UFU**)..... " 160

PROGETTO CARG

9.36. - Unità di Bullicame (**UVT**) ..... Pag. 162
9.37. - Depositi alluvionali (**b**) ..... " 163
9.38. - Coltre eluvio - colluviale ($\mathbf{b_2}$) ..... " 163
9.39. - Deposito di frana ($\mathbf{a_1}$) ..... " 164
9.40. - Deposito di versante (**a**) ..... " 164
10. - Deposito antropico (**h**) ..... " 164

VI - ELEMENTI DI TETTONICA ..... " 167
1. - IL GRABEN DEL PAGLIA - TEVERE ..... " 167
2. - IL BACINO CONTINENTALE DEL TORRENTE VEZZA ..... " 171

VII - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA ..... " 175
1. - INTRODUZIONE ..... " 175
2. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO CIMINO ..... " 176
3. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO VULSINO ..... " 179
4. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO VICANO ..... " 181
5. - COMPOSIZIONE ISOTOPICA DELLE UNITÀ TRAVERTINOSE ..... " 184

VIII - CRONOSTRATIGRAFIA DEL SETTORE SUD ORIENTALE DEL DISTRETTO VULCANICO VULSINO .. " 189

IX - GEOCRONOLOGIA ^{40}Ar-^{39}Ar DEL DISTRETTO VULCANICO CIMINO ..... " 195

X - DATI DEL SOTTOSUOLO ..... " 197
1. - RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI DEL SUBSTRATO PRE-VULCANICO ..... " 197
2. - ELABORAZIONE DEI DATI DI SOTTOSUOLO RELATIVI ALL'IGNIMBRITE CIMINA ..... " 205

XI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA .... " 211
1. - MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE ..... " 212
1.1. - "Peperino Tipico" (Ignimbrite Cimina - **WBA**) ..... " 212
1.2. - "Peperino" di Montefiascone (Ignimbrite basale di Montefiascone *Auctt.* ed ignimbriti delle formazioni di Ciuccara, Monte d'oro e La Berlina) ..... " 213

PROGETTO CARG

1.3. - Tufo da blocchetti ..... Pag. 213
1.4. - "Nenfro" (**WNE**) ..... " 214
1.5. - Travertini ..... " 214
2. - MATERIALI DA PAVIMENTAZIONE ..... " 214
3. - MATERIALI INCOERENTI ..... " 214
3.1. - Pozzolane ..... " 215
3.2. - Scorie ..... " 215
3.3. - Farine Fossili ..... " 215
3.4. - Ghiaie ..... " 216
3.5. - Argille per laterizi ..... " 216
4. - MINERALI UTILI ..... " 216
5. - MANIFESTAZIONI GASSOSE ..... " 217
6. - FRANOSITÀ ..... " 217
7. - SISMICITÀ ..... " 218
7.1. - La sismicità di Viterbo ..... " 220
7.2. - La sismicità nell'area dei Vulsini Orientali ..... " 220
8. - IDROGEOLOGIA ..... " 222
9. - GEOLOGIA ANTROPICA ..... " 227

BIBLIOGRAFIA ..... " 229

EXTEND ABSTRACT ..... " 247
LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP ..... " 253

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

Nappi G., *et alii*, (2022) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'italia alla scala 1:50.000, F. 345 Viterbo*, **273**, ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma.
DOI:10.15161/oar.it/75774

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Servizio Geologico d'Italia (ora in ISPRA) ha svolto, e svolge tuttora, rilevamenti geologici nell'ambito dei distretti vulcanici del Lazio settentrionale sia in proprio, sia attraverso la collaborazione con università ed enti di ricerca. In particolare, per il completamento dell'area nord-occidentale della Regione Lazio, il Servizio ha ritenuto opportuno realizzare la cartografia del Foglio 345 "Viterbo" alla scala 1:50.000 anche tenendo presente che esso confina con il Foglio 355 "Ronciglione", il cui rilevamento è stato precedentemente completato da parte dei geologi del Servizio Geologico d'Italia in collaborazione con l'Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo". L'ISPRA, poiché il personale a sua disposizione per questo progetto era in numero limitato, si è riservata di continuare la collaborazione con l'Università di Urbino anche per la realizzazione del Foglio 345 "Viterbo", affidando all'Istituto di Vulcanologia e Geochimica dell'Università di Urbino le aree che erano state già approfondite e studiate nell'ambito di questo Istituto dal punto di vista petrografico e vulcanologico riservandosi di rilevare, per proprio conto, il settore sud-orientale del Foglio.

L'Istituto di Vulcanologia e Geochimica dell'Università di Urbino, infatti, nel corso degli ultimi anni ha portato a termine diverse ricerche relative alla evoluzione strutturale e magmatologica dei vulcani della Provincia Comagmatica Romana (Distretti Vulcanici Vulsino, Cimino e Vicano). In questo contesto sono stati effettuati rilevamenti geovulcanologici parziali a scala 1:25.000 delle aree coperte dai prodotti dei vulcani sopra elencati e sono state condotte ricerche relative al funzionamento degli apparati vulcanici, ai caratteri fisico-chimici dei magmi ed

ai meccanismi eruttivi e deposizionali delle vulcaniti. Tutto ciò ha permesso di effettuare una dettagliata caratterizzazione stratigrafica, mineralogica e petrografica dell'area del Foglio 345 "Viterbo".

Il contratto di ricerca tra l'APAT (ora ISPRA) e l'Università degli Studi di Urbino è stato finalizzato alla realizzazione e alla stampa del Foglio geologico 345 "Viterbo" alla scala 1:50.000 mediante il rilevamento, alla scala 1:10.000, dei depositi vulcanici e sedimentari in esso affioranti, avvalendosi anche della cartografia e dei dati già esistenti alla scala 1:25.000. Le attività hanno riguardato anche l'acquisizione di tutti i dati stratigrafici, sedimentologici e strutturali dell'area, per predisporre la documentazione a corredo quale legenda, sezioni geologiche, schema cronostratigrafico, schema tettonico e note illustrative.

Poiché nel Foglio 345 "Viterbo" affiorano sia depositi vulcanici che sedimentari, le aree occupate dai terreni sedimentari sono state rilevate dall'Università degli Studi della Tuscia, mentre le aree occupate dai terreni vulcanici sono state rilevate dall'Università di Urbino e dall'ISPRA.

Relativamente alle aree vulcaniche, i lavori per la realizzazione del Foglio sono stati svolti attraverso un rilevamento geologico alla scala 1:10.000, iniziato nel 2002 e concluso nel 2008, ad aggiornamento e/o integrazione di rilevamenti già effettuati alla scala 1:25.000 nella parte del foglio affidata all'Università di Urbino. Nella parte affidata all'ISPRA, i rilevamenti sono stati condotti ex-novo. La base topografica utilizzata per il rilevamento è stata la Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 (CTR) prodotta dalla Regione Lazio, mentre le elaborazioni successive sono state restituite alle scale 1:25.000 e 1:50.000 utilizzando la cartografia ufficiale dell'IGM. Il rilevamento delle formazioni sedimentarie del Foglio 345 "Viterbo" alla scala 1:50.000 è iniziato nel 2005 ed è proseguito fino al 2006. Il rilevamento e la restituzione cartografica sono stati svolti utilizzando le basi topografiche della CTR (sezioni Sipicciano, Grotte S. Stefano, Graffignano, Torrente Rigo, Capobianco, Celleno, Montefiascone, Fastello, Commenda, Rovine di Ferento, Santa Caterina, Viterbo, Bomarzo, Vitorchiano, Soriano nel Cimino e Sant'Eutizio). L'area di affioramento delle formazioni sedimentarie del Foglio è ubicata tra i Monti Cimini a S e la valle del F. Tevere a NE e dal punto di vista amministrativo rientra per circa due terzi nella provincia di Viterbo (Lazio), per un terzo nella provincia di Terni (Umbria).

Prima di procedere alle fasi di terreno sono state eseguite la ricerca, l'analisi e la valutazione di tutta la documentazione cartografica e bibliografica esistente. Per quanto riguarda i criteri adottati per il rilevamento geologico si è fatto riferimento ai Quaderni della serie III editi dal Servizio Geologico d'Italia come strumenti di supporto per la nuova cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 (Servizio Geologico d'Italia, 2000, 2002a, b, e loro successive modifiche e/o integrazioni; Pasquarè *et alii,* 1992; Cara *et alii,* 1995; Cosci *et alii,* 1996; Ger-

PROGETTO CARG

MANI & ANGIOLINI, 2003; BATTAGLINI *et alii,* 2009; GALLUZZO *et alii,* 2009).

Per ciò che concerne tutte le indagini di tipo analitico connesse al rilevamento, sono stati seguiti gli standard internazionali. Sia le fasi di rilevamento che le fasi analitiche sono state effettuate attraverso la schedatura sistematica dei caratteri di ogni singolo affioramento e di ogni campione prelevato, secondo parametri standardizzati, per l'archiviazione nella banca dati del progetto CARG, curando in particolare la compilazione delle schede relative alle analisi petrografiche in sezione sottile e di quelle relative alle analisi geochimiche, essendo questo un Foglio costituito per circa l'80% da terreni vulcanici.

PROGETTO

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area interessata dal Foglio 345 "Viterbo" riguarda prevalentemente un settore del Lazio settentrionale che si estende ad O del Fiume Tevere e, in minor misura, un piccolo settore dell'Umbria sud-occidentale ad E del Tevere (Fig. 1).

In particolare, il foglio si sviluppa per la sua quasi totalità nella provincia di Viterbo su una superficie di circa 600 km^2 ed interessa la zona che va, a setten-

Fig. 1 - *Inquadramento geografico dell'area compresa nel Foglio 345 "Viterbo" vista da satellite (Alt. 53 km). Da GOOGLE EARTH (2010).*

trione, dal centro abitato di Montefiascone (verso NO) a quello di Alviano (verso NE) e, a meridione, da Viterbo (verso SO) a Bassano in Teverina (verso SE). Una piccola area, corrispondente a circa 65 km^2 e collocata nell'estremo settore NE del foglio (ad E del Tevere), ricade nella provincia di Terni.

Il Foglio 345 "Viterbo" è interamente compreso all'interno del vecchio foglio IGM alla scala 1:100.000 137 "Viterbo" e include le seguenti tavolette alla scala 1:25.000: 137 IV NO Bolsena, 137 IV NE Bagnoregio, 137 I NO Castiglione in Teverina, 137 IV SO Montefiascone, 137 IV SE Celleno, 137 I SO Attigliano, 137 III NO Commenda, 137 III NE Viterbo, 137 II NO Soriano nel Cimino, 137 III SO Castel d'Asso, 137 III SE S. Martino al Cimino e 137 II SO Vignanello. Nella nuova cartografia IGMI alla scala 1:25.000, la metà orientale del Foglio ricade nelle sezioni I Attigliano e II Soriano nel Cimino mentre la metà occidentale ricade nelle sezioni III Viterbo e IV Montefiascone.

2. - PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE

Esistono due edizioni del Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1:100.000. La prima risale al 1930 (Servizio Geologico d'Italia, 1930) mentre la seconda è del 1970 (Servizio Geologico d'Italia, 1970) ed è completa di Note Illustrative (Bertini *et alii*, 1971a).

Rispetto alla prima edizione del foglio, quella del 1970 presenta una stratigrafia dei terreni sedimentari notevolmente più dettagliata e le definizioni petrografiche e vulcanologiche dei terreni vulcanici risultano più corrette sia nella classificazione delle rocce che nell'interpretazione dei meccanismi eruttivi e deposizionali.

3. - ORGANIGRAMMA

Coordinamento scientifico e direzione dei rilevamenti delle formazioni vulcaniche: Prof. Giovanni Nappi (Istituto di Vulcanologia e Geochimica dell'Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo").

Direzione del rilevamento delle formazioni sedimentarie: Prof. Ugo Chiocchini (Università della Tuscia).

Rilevamenti delle aree vulcaniche vulsine, svolti su basi topografiche CTR alla scala 1:10.000: G. Nappi, F. Cavallucci e L. Valentini (Università di Urbino);- svolti su basi topografiche I.G.M.I. alla scala 1:25.000: A. Renzulli, I. Marini, F. Ippoliti, M. Mattioli, C. Paletta, D. Lardini, R. Piersanti e F. Antonelli, (Università di Urbino).

PROGETTO CARG

Rilevamenti delle aree vulcaniche cimine e delle unità vicane e vulsine dei quadranti orientali del Foglio, svolti su basi topografiche CTR alla scala 1:10.000: R. Bonomo, V. Ricci e L. Vita (ISPRA - Servizio Geologico d'Italia)).

Rilevamenti delle formazioni sedimentarie: U. Chiocchini, S. Madonna (Università della Tuscia), D. Cavicchia (collaboratore esterno Univ. della Tuscia).

Revisione dei rilevamenti delle aree vulcaniche alla scala 1:10.000: G. Nappi.

Analisti:

Microfaune a foraminiferi (fm. Chiani - Tevere, Flysch della Tolfa e arenarie di Poggio S. Benedetto): M. Potetti (Università di Camerino);

Nannofossili calcarei (fm. Chiani - tevere): A. Di Stefano (Università di Catania), A. Fiorentino (ISPRA - Servizio Geologico d'Italia).

Microfaune delle unità mesozoiche del Dominio umbro- marchigiano: Prof. M. Chiocchini† (Università di Camerino);

Analisi petrografiche (areniti delle unità liguridi): U. Chiocchini.

Analisi petrografiche in sezione sottile: M. Mattioli (Univ. di Urbino).

Geochimica delle rocce magmatiche: M. Mattioli (Univ. di Urbino).

Analisi del rapporto isotopico dello stronzio delle unità travertinose: M. Baebieri (Univ. "La Sapienza").

Datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar (vulcaniti del Distretto Cimino): M. A. Laurenzi (IGG, CNR, Area della Ricerca di Pisa).

Elementi di tettonica del Graben Paglia - Tevere e ricostruzioni stratigrafico-strutturali del substrato prevulcanico: U. Chiocchini.

Elementi di tettonica del bacino del T. Vezza: R. Bonomo, V. Ricci e L. Vita.

Elaborazione dei dati di sottosuolo relativi all'Ignimbrite Cimina: R. Bonomo e L. Vita.

Idrogeologia delle formazioni sedimentarie: U. Chiocchini.

Idrogeologia delle unità vulcaniche: L. Martarelli (ISPRA - Servizio Geologico d'Italia)).

I contenuti scientifici del Foglio e delle Note illustrative sono di responsabilità dei singoli Autori.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1. - STUDI PRECEDENTI RELATIVI ALLE UNITÀ VULCANICHE

Le conoscenze geologiche dell'area del Foglio 345 "Viterbo", riferite soprattutto allo sviluppo delle cartografie geologiche e delle conoscenze vulcanologiche, possono essere inquadrate in tre periodi principali.

Il primo fa riferimento alla seconda metà del 1800 e si protrae sino al 1930 con la pubblicazione dei lavori del Moderni (1889; 1904, 1915) e del Sabatini (1895; 1896; 1899; 1902; 1904a, b; 1910a, b; 1911a, b; 1912a, b, c; 1915; 1919) e delle prime edizioni del Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

Il secondo periodo inizia nel 1930 e termina nel 1971 con la pubblicazione della "Carta Geologica della Regione Vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini" (Mattias & Ventriglia,1968; 1970), della "Carta Geovulcanologica della Regione del Monte Cimino" (Micheluccini *et alii*, 1971) e della II edizione dello stesso Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970), sempre in scala 1:100.000 e completo di Note Illustrative (Bertini *et alii*, 1971a).

Il terzo periodo inizia nel 1971 e termina con la realizzazione dei Fogli alla scala 1:50.000, e relative Note illustrative, n. 355 "Ronciglione" (Nappi *et alii*, 2016) e n. 345 "Viterbo".

Il primo lavoro che nell'area del Foglio 345 "Viterbo" affronta problematiche di carattere geologico risale ai primi anni dell'800 ed è del Brocchi (1817), ma è solo alla fine del XIX secolo che gli Autori cominciano ad occuparsi dei

distretti vulcanici dell'alto Lazio (Rath, 1866; Verri, 1880, 1908; Mercalli, 1889, 1903; Clerici, 1895, 1935; Washington, 1906). Lo studioso che nel secolo sopracitato ha dato il maggior contributo alla conoscenza del Distretto Vulcanico Vulsino è stato Moderni, prima con lo studio del Nenfro, poi con una monografia sui Vulsini corredata da una carta geologica e, infine, con il riconoscimento di 4 principali centri eruttivi (Latera, Capodimonte, Montefiascone, Bolsena), oltre a 89 bocche avventizie. Sabatini ha dato un forte impulso alle conoscenze dei meccanismi eruttivi e deposizionali delle vulcaniti dell'Italia Centrale ed interpreta la conca di Bolsena come il resto di un cratere di un vecchio vulcano a recinti multipli.

I primi dati strutturali relativi al Distretto Vulsino risalgono agli anni sessanta. Locardi & Sircana (1967) considerano i Vulsini come il risultato dell'attività di numerosi centri di cui il maggiore sarebbe il vulcano di Latera. La zona del Lago di Bolsena non corrisponderebbe né ad un cratere né ad una caldera; si tratterebbe invece di una zolla di sprofondamento legata alla tettonica regionale. Inoltre, la conca di Bolsena sarebbe interessata da un serie di faglie semianulari, riconoscibili dall'allineamento dei coni vulcanici minori e dall'andamento idrografico, parallelo al bordo della caldera, anziché centripeto.

I primi lavori di carattere petrografico sono da ascrivere a Amendolagine *et alii* (1963), De Fino & Mattias (1965), Mattias (1965; 1966; 1969). Quest'ultimo autore ha dato un notevole impulso alle conoscenze geologiche e petrografiche dei distretti vulcanici laziali, anche con la pubblicazione di carte geologiche dei Cimini e del vulcano di Vico (Mattias & Ventriglia,1968). De Fino & Mattias (1965) hanno effettuato uno dei primi studi geo-petrografici sui Vulsini Orientali (lave di Ferento). Altri autori (Locardi, 1965; Locardi & Mittempergher, 1967) hanno studiato alcune caratteristiche di messa in posto delle ignimbriti vulsine. Una stratigrafia dettagliata ed una ricostruzione dell'evoluzione strutturale e vulcanologica dei Vulsini Occidentali sono esposte in Nappi (1969 a,b). L'autore schematizza lo sviluppo della caldera di Latera in tre fasi evolutive: una prima fase in cui sono state emesse essenzialmente colate di lava; una seconda fase che vede l'emissione di tre ignimbriti e di due vulcaniti "complesse" (Onano e Pitigliano), a cui sarebbero correlabili il collasso del tetto della camera magmatica e la formazione della caldera stessa; una terza fase di attività intracalderica e pericalderica di tipo essenzialmente stromboliano.

Nel corso del terzo periodo sono state pubblicate diverse carte geologiche sia a carattere locale, associate a lavori specialistici, sia a scala più regionale. Alberti *et alii* (1970), nelle Note Illustrative del Foglio 136 "Tuscania" della Carta Geologica 1:100.000, espongono i risultati del rilevamento del settore occidentale del Distretto Vulcanico Vulsino, mentre il settore orientale viene rilevato da Bertini *et alii* (1971a), i cui dati vengono esposti nelle Note Illustrative del Foglio 137 "Viterbo". Locardi *et alii* (1976) danno un breve quadro dell'evoluzione

PROGETTO CARG

del Distretto Vulcanico Vulsino. Nello stesso periodo Sparks (1975) presenta un dettagliato studio sui meccanismi eruttivi e deposizionali delle ignimbriti della caldera di Latera, attribuendo a questo apparato anche l'Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio. Sempre nel corso degli anni '70, alcune ricerche hanno interessato il substrato sedimentario di tutta l'area settentrionale della Provincia Comagmatica Romana (Fazzini *et alii*, 1972; Baldi *et alii*, 1974).

Il primo studio completo ed esauriente di tutto il Distretto Vulsino è stato effettuato da Varekamp (1979). Questo autore suddivide il Distretto Vulsino in tre zone (la zona di Bolsena, la zona di Montefiascone e la zona di Latera) e distingue, in relazione all'attività eruttiva, sei diverse fasi vulcaniche.

Nel corso degli anni '80 vengono pubblicati i primi lavori sulle caratteristiche geologiche e tecniche delle vulcaniti dell'Italia centrale e dei Vulsini in particolare (Nappi *et alii*, 1982; Nappi & Ottaviani 1985; 1986). Importanti approfondimenti mirati a dettagliate ricostruzioni stratigrafiche e al riconoscimento delle relazioni vulcano-tettoniche dell'area in esame sono stati condotti da diversi autori, tra i quali rivestono particolare rilievo Borghetti *et alii* (1981), Nappi *et alii* (1982), Sollevanti (1983), Fornaseri (1985), Laurenzi & Villa (1987), Bertagnini & Sbrana (1986), Nappi & Marini (1986a), Cioni *et alii* (1990), Lardini & Nappi (1987).

Nappi *et alii* (1982) per la prima volta presentano i meccanismi eruttivi, l'effettiva distribuzione areale e provenienza dell'Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio. Qualche anno dopo, a conclusione del rilevamento geologico e strutturale dei Vulsini orientali, Nappi & Marini (1986a) propongono una sintesi relativa all'evoluzione strutturale del Distretto Vulcanico Vulsino nella quale l'attività vulcanica viene riferita a quattro complessi: il complesso del Paleobolsena (600-400 ka), il complesso di Bolsena (400-250 ka), il complesso di Latera (250-150 ka) e il complesso di Montefiascone (250-150 ka). Secondo questi autori, ciascun complesso sarebbe stato caratterizzato da fasi eruttive cicliche, con scenari eruttivi di tipo effusivo iniziale, quindi attività esplosiva centrale con conseguenti collassi calderici. Nel corso dell'attività del Paleobolsena la messa in posto del Nenfro avrebbe determinato il primo collasso con la formazione della caldera iniziale del Paleobolsena. Questi Autori sostengono che quello che veniva considerato come il cratere di Montefiascone, in base ai peculiari aspetti strutturali, è invece da considerare come una struttura calderica il cui sviluppo è avvenuto attraverso quattro fasi evolutive: una prima fase in cui avviene la messa in posto dell'ignimbrite basale di Montefiascone e la formazione della caldera primordiale; una seconda fase in cui vengono emessi prodotti idromagmatici dalle fratture circumcalderiche; una terza fase in cui avviene la messa in posto di ignimbriti idromagmatiche; infine una quarta fase in cui si manifesta un'attività effusiva ed esplosiva circum- ed intracalderica.

PROGETTO CARG

Più recentemente Nappi *et alii* (1991), in uno studio comparato tra i dati superficiali dei rilevamenti di campagna e le anomalie di gravità, sostengono che le caldere di Latera e Bolsena non siano state prodotte da un'unica catastrofica eruzione, bensì si siano formate progressivamente in relazione alla coalescenza di più collassi e, almeno per la caldera di Bolsena, anche alla subsidenza dell'area legata alla tettonica regionale. La caldera di Bolsena rappresenterebbe, infatti, l'espressione superficiale della geometria delle strutture rigide del substrato cenozoico e mesozoico, come anche suggerito dall'assetto strutturale (incernieramento a SO e massimo abbassamento a NE) e dalle anomalie di gravità. Al contrario, Latera rappresenterebbe una caldera poligenica prodotta da più eventi eruttivi, a ciascuno dei quali sarebbe legato un collasso ben definito nello spazio e nel tempo.

Negli anni '90 uno dei risultati delle attività di rilevamento dei Vulsini Orientali eseguite nell'ambito dell'Istituto di Vulcanologia e Geochimica dell'Università di Urbino è stato la sintesi stratigrafica del Distretto Vulcanico Vulsino Orientale, espressa in una carta geologica in scala 1:50.000 (Unità Operativa Di Urbino, 1993). Sempre nell'ambito di questa attività furono prodotti diversi articoli scientifici di carattere stratigrafico e vulcanologico (Nappi *et alii*, 1994a; Nappi *et alii*, 1995; Mattioli & Nappi, 1999). In particolare, il primo lavoro segna un importante impulso relativo alle conoscenze stratigrafiche dei Vulsini Orientali, in quanto individua una serie di *marker* che permettono di correlare depositi legati ad apparati anche distanti tra loro. Vengono caratterizzati, infatti, 5 livelli di pomici di caduta legati ad altrettante eruzioni pliniane o sub-pliniane riferibili a centri situati nel settore NE del bacino di Bolsena.

Lo sviluppo delle conoscenze geologiche e vulcanologiche dell'area del Foglio 345 "Viterbo" è passato anche attraverso l'analisi delle caratteristiche petrologiche e degli aspetti di evoluzione magmatica dei citati distretti, nel quadro più generale dell'evoluzione vulcano-tettonica di tutta l'area. Tra i numerosi studi relativi a queste tematiche si ricordano, assieme ai contributi pionieristici di Ventriglia (1963), Mittempergher & Tedesco (1963) e Puxeddu (1971), quelli di Cundari (1979), Di Sabatino & Della Ventura (1982), Poli *et alii* (1984), Peccerillo & Manetti (1985), Peccerillo *et alii* (1987), Beccaluva *et alii* (1991), Conticelli & Peccerillo (1992), Barberi *et alii* (1994), Conticelli *et alii* (1997, 2013). Questi lavori costituiscono dei contributi fondamentali per l'inquadramento classificativo e genetico del magmatismo plio-quaternario della Toscana meridionale e del Lazio settentrionale. I dati geochimici ed isotopici presentati in queste ricerche rivelano, infatti, la presenza di magmi di varia origine, fornendo così un quadro magmatologico molto più complesso di quello precedentemente ipotizzato. Nel lavoro di Barberi *et alii* (1994) il magmatismo tosco-laziale viene collocato in un contesto evolutivo regionale e messo in relazione con le manifestazioni geotermiche dell'area.

PROGETTO CARG

Numerosi dati di carattere petrografico e geochimico sui Vulsini orientali sono presentati in Coltorti *et alii* (1991) e Nappi *et alii* (1998), i quali propongono un modello di evoluzione magmatologica dell'area. In accordo con Beccaluva *et alii* (1991), l'attività vulcanica della Provincia Comagmatica Romana può essere collegata alla parziale fusione ed all'arricchimento eterogeneo di una sorgente localizzabile nel mantello. Secondo Serri *et alii* (1993), il vulcanismo dell'Appennino sarebbe il prodotto di un magmatismo di arco, spiegabile con processi geodinamici che avrebbero causato l'assimilazione di notevole quantità di materiale crostale da parte del mantello superiore. Peccerillo (2002) suggerisce che la varietà di magmi presenti nell'Italia centro-meridionale rappresenti un mosaico di sorgenti di mantello precedenti al processo metasomatico.

Molto puntuale il lavoro di Di Battistini *et alii* (1998) sulla petrologia delle rocce ultrapotassiche della zona di Montefiascone. Secondo questi autori nella zona di Montefiascone sarebbero stati eruttati magmi ultrapotassici primitivi con caratteristiche isotopiche e geochimiche tipiche dei magmi potassici della Provincia Comagmatica Romana. Tali caratteristiche indicherebbero processi di fusione parziale di un mantello litosferico formato da clinopirosseno e flogopite, e sarebbero compatibili con una geodinamica post-collisionale dominata da una tettonica distensiva.

Borghetti *et alii* (1981) e Sollevanti (1983) indagano i rapporti cronologici tra il vulcanismo vicano e quello cimino, inserendoli in un preciso contesto tettonico. Per quanto riguarda la stratigrafia del vulcano di Vico la letteratura più recente a cui fare riferimento è rappresentata dalla tesi di dottorato di Palacin (1985) e dai lavori di Perini (1997) e di Perini *et alii* (1997) dove gli autori, sulla base di dati geologici e geochimici, presentano una suddivisione dell'attività vulcanica in tre periodi principali. Una esaustiva stratigrafia del Vulcano di Vico è presentata in Bertagnini & Sbrana (1986), dove vengono anche definite e descritte le sequenze eruttive delle formazioni piroclastiche vicane; alcune di tali formazioni sono anche utilizzate come *marker* stratigrafici per ricostruzioni a scala regionale (Cioni *et alii*, 1990). In Laurenzi & Villa (1987) ed in Palacin (1985) vengono presentate datazioni radioisotopiche di vulcaniti vicane, mentre in Fornaseri (1985) sono riportate le età di rocce vulcaniche dell'area laziale ottenute con diversi metodi geocronologici.

Per quanto riguarda il Distretto Vulcanico Cimino, per avere un quadro completo sui cicli eruttivi e sulle sequenze deposizionali bisogna fare riferimento a Nappi (1985) e Lardini & Nappi (1987), dove l'evoluzione del complesso vulcanico viene sintetizzata in tre cicli eruttivi principali, ciascuno di essi strutturato in diverse fasi. Più recentemente Cimarelli & De Rita (2006a,b) forniscono una ricostruzione della successione degli eventi eruttivi che si discosta dalla precedente (cfr. Tab. 2); successivamente Conticelli *et alii* (2013) delineano un quadro

PROGETTO CARG

dell'attività cimina nel tempo sulla base della petrologia e ne definiscono le fasi magmatologiche, dandone una lettura in chiave geodinamica.

Per quanto riguarda le datazioni dei prodotti cimini i primi dati geocronologici K/Ar sono stati pubblicati nel 1965 (Evernden & Curtis) su due campioni di cui non sono indicate le coordinate; le età ottenute su sanidino sono 1,17 e 1,21 Ma[1]. Successivamente Nicoletti (1969) ha pubblicato età K/Ar su varie unità cimine, ottenendo dati compresi tra 1,4 e poco meno di 1 Ma[1]. Questo intervallo di età è stato considerato rappresentativo dell'attività cimina per molti anni. Un dato K/Ar successivo di Sollevanti (1983), relativo ad un domo (1,31 Ma), si inserisce nell'intervallo menzionato. Molti anni dopo Laberge *et alii* (2005) ottengono età ^{40}Ar-^{39}Ar sui sanidini di un domo (Monte Cimino) e di due coltri ignimbritiche, comprese tra 1,33 ed 1,3 Ma. Nell'ambito dello stesso studio Laberge *et alii* (2011, comunicazione personale) eseguono anche la datazione di una lava del versante E del Monte Cimino (1,29 Ma) con lo scopo di confinare la durata dell'attività piroclastica.

Dati di carattere stratigrafico sulle successioni affioranti in aree limitrofe al foglio e sulle loro relazioni con i depositi del vulcano di Vico sono riportati in Nappi *et alii* (2004), dove gli autori presentano anche una ricostruzione stratigrafica ed una evoluzione vulcanologica di questo settore.

Per quanto riguarda la zona di Montefiascone, quest'area è stata oggetto di una serie di ricerche vulcanologiche e petrografiche. Cioni *et alii* (1991) studiano una delle ignimbriti circumcalderiche finali, l'ignimbrite idromagmatica melilitico-leucititica di La Berlina. In seguito, Vernia *et alii* (1995) riconoscono due flussi piroclastici di origine idromagmatica: l'ignimbrite di Case Pratalano, riferibile alla genesi della caldera di Montefiascone, ed un secondo flusso piroclastico che avrebbe generato una seconda ignimbrite. Recentemente Brocchini *et alii* (2000) hanno pubblicato nuove datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar sui prodotti della Zona di Montefiascone. In particolare, secondo questi autori, l'attività sarebbe iniziata con la messa in posto dell'ignimbrite di Case Pratalano (286±4,3 ka), per concludersi con l'eruzione della lava di Orto Piatto (Nappi *et alii*, 1995).

Un'altra importante fase di ricerca che ha interessato l'area del Foglio Viterbo è stata quella legata alle esplorazioni per la ricerca di forze endogene, eseguite da varie società. Negli anni '50 furono infatti condotte le prime indagini di questo tipo dalla Società Terni (Conforto, 1956), le quali comportarono campagne geofisiche e l'esecuzione di 5 sondaggi a profondità variabile tra 135 e 589 m, in prossimità delle più vistose manifestazioni termali del viterbese. Ulteriori ricerche sono state condotte tra gli anni '60 e '70 dall'ENEL in corrispondenza della

[1]Dati ricalcolati con le costanti di decadimento di STEIGER & JÄGER (1977), usate per le età pubblicate dopo il 1977 e per i nuovi dati ^{40}Ar-^{39}Ar.

PROGETTO CARG

dorsale, costituita dai terreni flyschoidi, che borda l'apparato del vulcano di Vico nel suo settore occidentale. Nei successivi anni 1975-1976 sono stati eseguiti, dalla società Geotecneco in collaborazione con l'AGIP, studi diretti alla valutazione del potenziale geotermico dell'area vicano-cimina.

Infine, un quadro geocronostratigrafico riassuntivo del Distretto Vulsino è presentato in Nappi *et alii* (1998) dove si possono osservare le correlazioni spaziali e temporali tra le varie zone vulcaniche del Distretto. Una ricostruzione stratigrafica di estremo dettaglio, associata ad uno studio sulla evoluzione magmatologica dei Vulsini, è riportata in Nappi *et alii* (1998), dove vengono riconosciute 10 fasi eruttive principali. La fase 1 inizia dopo l'eruzione del Nenfro, con la messa in posto delle lave delle "Velette" (490 ka; Varekamp, 1979) e di "Buonviaggio" (431 ka; Evernden & Curtis, 1965), che affiorano in un settore periferico esterno al foglio. La fase 2 è caratterizzata da una vasta attività trachitica sincalderica nella zona di Bolsena, compresa tra 390 e 360 ka (Nappi *et alii*, 1995), sviluppata lungo e all'interno del recinto calderico nord-orientale della caldera del Bolsena. Colate di lava e prodotti piroclastici (scorie saldate; Nappi, 1991; Nappi *et alii*, 1995), sono stati messi in posto in grossi volumi in un'area circostante l'attuale cittadina di Bolsena. Nel corso della fase 3 inizia l'attività eruttiva nella zona di Montefiascone con la risalita di magmi attraverso fessure alimentatrici dirette E-O e ONO-ESE. Eruzioni effusive si sviluppano a sud del paese di Montefiascone, dando luogo a piccoli *plateau* lavici costituiti da leucititi, leucititi tefritiche e tefriti a leucite evolute. Alcune di queste lave sono sovrapposte direttamente al substrato sedimentario e costituiscono la base del *plateau* di Commenda. Le eruzioni della fase 4 interessano la sola zona di Bolsena e ricadono al di fuori dell'area del foglio. Nel corso della fase 5 l'attività eruttiva si manifesta a N del lago di Bolsena, con i prodotti delle relative eruzioni (pliniane del "Ponticello" e dell'Orvieto-Bagnoregio) che si distribuiscono prevalentemente nel settore orientale del distretto. L'attività della fase 6 si è originata da una fessura eruttiva allungata NO-SE, situata nel settore più meridionale della zona di Bolsena; i relativi prodotti non affiorano nell'area del foglio. Nel corso della fase 7 comincia a formarsi la caldera di Montefiascone, legata prevalentemente alla messa in posto dell'ignimbrite basale di Montefiascone. La fase 8 comporta il rinnovarsi dell'attività effusiva lungo le fessure dirette E-O e ONO-ESE già attive durante la fase 3 nella zona di Montefiascone. Numerose tefriti a leucite e leucititi tefritiche vengono messe in posto dalla fessura diretta E-O e fluiscono sopra le più antiche lave del *plateau* di Commenda. Durante la fase 9, la riattivazione del sistema di fessure N-S nella zona di Bolsena ha dato luogo a numerose lave (tefriti a leucite e leucititi tefritiche) eruttate dal centro di Monterado e fluite verso NE e SE. Colate di lave e coni di scorie della stessa composizione sono presenti all'interno e lungo il bordo esterno della caldera di Bolsena. La fase 10 è la

PROGETTO CARG

più rappresentata nella zona di Montefiascone, con attività effusiva attorno e dentro la medesima caldera, dove lave di tipo tefritico-leucitico e basaniti a leucite sono venute a giorno intorno a 255-226 ka (Nappi *et alii*, 1995). Lave e coni di scorie a composizione tefritico-leucitica, probabilmente riferibili ai sistemi di fessure dirette N-S, si generano anche nella zona di Montefiascone parallelamente al bordo orientale della caldera di Bolsena. Al contrario, nella zona di Bolsena sarebbero state eruttate pomici di caduta (livello *marker* di "Ospedaletto", 246 ka circa) da un centro situato nel settore NE del recinto calderico (Nappi *et alii*, 1994a; Nappi *et alii*, 1995), in una posizione simile a quella che aveva determinato la messa in posto di lave e piroclastiti delle fasi 2 e 5.

Nappi & Valentini (2005) presentano una sintesi vulcanologica del Distretto Vulsino e, in particolare, analizzano i meccanismi eruttivi e deposizionali e la stratigrafia dei prodotti dell'attività esplosiva finale relativa alla Caldera di Montefiascone.

2. - STUDI PRECEDENTI RELATIVI ALLE UNITÀ SEDIMENTARIE

Pareto (1843) propone la descrizione geologica dell'area di Viterbo. Successivamente anche Ponzi (1851) torna sulla descrizione geologica del territorio Viterbese.

I lavori di De Stefani & Fantappie' (1899), Di Stefano & Sabatini (1899) e Clerici (1900; 1908) trattano i sedimenti terziari riconosciuti nei dintorni di Viterbo. Si tratta di calcari organogeni sabbiosi (più verosimilmente calcareniti organogene), di ambiente litorale.

Questi calcari, ricchi di macrofauna con bivalvi, gasteropodi, coralli, briozoi e Ditrupa, sono attribuiti al Pliocene e giacciono sulle argille anche esse di età pliocenica e paragonate a quelle del Vaticano in Roma. Le argille contengono foraminiferi, bivalvi e frammenti di briozoi e coralli. Degne di nota anche le osservazioni di Meli (1895) e di Clerici (1900; 1908) che evidenziano la somiglianza del calcare organogeno a litotipi del Macco, del Calcare ad Amphistegina, del tufo e della lumachella. Questi litotipi giacciono sulle argille plioceniche in Italia centrale con particolare riferimento al Macco di Corneto Tarquinia. Molto interessante è anche la presenza di granuli verdi nelle argille che Clerici (1900) attribuisce a glauconia.

Trevisan (1948) attribuisce le peliti che affiorano lungo il T. Vesca al Pliocene in base ai molluschi fossili.

Scarsella (1950) pubblica uno studio preliminare sulle unità terrigene nei dintorni di Baschi a Nord dell'area del Foglio 345.

Conforto (1954) riferisce gli affioramenti delle unità terrigene di Monterazzano e di Ferento alle Argille scagliose appenniniche di età oligocenica e ricollega

PROGETTO CARG

le litofacies pelitiche, calcaree ed arenacee attraversate da cinque sondaggi eseguiti, eseguite dalla Società Terni per ricerca di energia geotermica, alla "facies etrusca" e alla "facies umbro-marchigiana".

Secondo Micheli (1962) gli affioramenti di Monterazzano e Ferento appartengono alle unità della Scaglia, del Nummulitico e del Macigno di età compresa tra il Cretaceo e l'Oligocene.

Vinken (1963) pubblica alcune sezioni stratigrafiche del Quaternario nella media Valle del F. Tevere tra Orvieto e Poggio Mirteto seguendo uno schema proposto da Lutting (1959).

Raffy (1967) esamina le successioni terrigene ad ovest dei Monti di Amelia e le confronta con quelle continentali ad est e ritiene che i sedimenti lacustri Villafranchiani sono coevi di quelli marini Calabriani che giacciono trasgressivi sui sedimenti Pliocenici.

Fazzini (1968) descrive la geologia dei Monti di Amelia, producendo una carta geologica in scala 1:50.000, evidenziando correlazioni di facies con le successioni toscane e fornendo considerazioni di tettonica regionale.

Brandi *et alii* (1970) descrivono la successione completa delle unità plioceniche del bacino del F. Tevere tra Celleno e Civita Castellana, come dedotta anche in base alle informazioni dei sondaggi dell'ENEL. La parte inferiore della successione è costituita da conglomerati con ciottoli calcarei, di arenarie e di argilliti di provenienza dalle unità del Flysch della Tolfa con spessore da circa 10 m a circa 45 m. Seguono superiormente sabbie con ciottoli e lateralmente sono stati rinvenuti sedimenti pelitici grigi. Questa successione è attribuita al Pliocene inferiore (Zancleano).

Nel Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico D'italia, 1970) e Bertini *et alii* (1971a) sono state individuate e descritte le formazioni sedimentarie affioranti nel foglio.

Baldi *et alii* (1974) ritengono che gli affioramenti di Monterazzano e di Ferento appartengano ai livelli superiori del complesso alloctono dei Flysch Tolfetani (Cretacico-Eocene; Fazzini *et alii*, 1972) o Formazione di Tolfa (Abbate & Sagri, 1970) o Successione comprensiva (Alberti *et alii*, 1970). Questa interpretazione è basata su osservazioni personali e non è documentata da dati biostratigrafici e petrografici.

Manfra *et alii* (1976), nello studio sui travertini del Lazio, nel quale sono compresi anche tutti i travertini affioranti nel Foglio 345 "Viterbo", indicano che la CO_2 dei travertini è connessa alla decomposizione chimica di formazioni carbonatiche marine e che la deposizione dei travertini è dovuta ad acque di composizione isotopica simile a quella misurata nelle acque di falda attuali.

Carboni *et alii* (1979) definiscono l'età della successione del bacino del F. Tevere nell'ambito del Foglio 137 "Viterbo" come Piacenziano – Gelasiano.

PROGETTO CARG

Barbieri *et alii* (1979), studiando la distribuzione dello stronzio nei travertini del Lazio nelle stesse località esaminate in precedenza da Manfra *et alii* (1976), distinguono due zone: una nord-occidentale con alto contenuto in stronzio (zona A), una sud-orientale con basso contenuto in stronzio (zona B). Le due zone sono separate da un'ipotetica linea debolmente ondulata che congiunge Anzio all'incirca con Rieti. In particolare i travertini della zona A, comprendenti quelli di Viterbo e di Orte, mostrano valori del rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ molto più bassi dei valori del rapporto caratteristico delle rocce vulcaniche ricche in stronzio della stessa area. Ciò indicherebbe che le rocce madri più probabili che hanno fornito lo stronzio sono le evaporati del Triasssico superiore con elevato contenuto in tale elemento.

Ambrosetti *et alii* (1978; 1987) studiano i sedimenti pliocenico-quaternari della media valle del F. Tevere, producendo una carta geologica alla scala 1:50.000 che comprende la fascia in sinistra del fiume tra il lago di Corbara ed il F. Nera. Gli autori introducono informalmente una nomenclatura stratigrafica delle unità plio-pleistoceniche, adottano le unità biostratigrafiche di quel periodo, conducono una analisi di facies che consente di distinguere gli ambienti sedimentari e propongono uno schema evolutivo. In particolare la successione del Pliocene inferiore - medio comprende alla base sedimenti pelitici grigi (Argille di Fabro) che passano superiormente e lateralmente a sabbie gialle grossolane con lenti di conglomerati (Sabbie a *Flabellipecten*). Il passaggio tra le due unità è tempo-trasgressivo, mentre Barberi *et alii* (1994) hanno individuato una intercalazione di depositi lacustri spessa 20 m interposta tra le Argille di Fabro e le Sabbie a *Flabellipecten*. Secondo questi ultimi autori tale intercalazione indicherebbe la presenza di un secondo ciclo sedimentario e quindi la successione rientrerebbe in parte nel secondo ciclo di Barberi *et alii* (1994).

Folk (1990; 1993; 1994) descrive la deposizione attuale dei travertini delle sorgenti Bullicame e Zitelle a Viterbo evidenziando l'importanza dei batteri filamentosi solfossidanti per la precipitazione del carbonato di calcio.

Mancini *et alii* (2003-2004) descrivono le unità pliocenico–quaternarie della media valle del F. Tevere tra Castiglione in Teverina e Fiano, producendo una carta geologica in scala 1:40.000. Questi Autori riconoscono due fasi tettoniche: la prima con subsidenza nel Pliocene medio - Pleistocene inferiore *p.p*., la seconda con sollevamento (ed interessata da attività vulcanica) nel Pleistocene inferiore *p.p*. – Olocene.

Durante la prima fase si sono verificati due cicli sedimentari del terzo ordine. Il primo ciclo comprende l'unità di Tenaglie-Fosso S. Martino del Pliocene medio-superiore, scarsamente rappresentata.

Il secondo ciclo è costituito dalla formazione Chiani-Tevere del Gelasiano superiore-Santerniano di ambiente neritico e di transizione, che è anche la for-

PROGETTO CARG

mazione più estesa, dalla formazione di Poggio Mirteto, eteropica e di ambiente fluviale, e al tetto della successione, dalla formazione di Giove in Teverina del Pleistocene inferiore di ambiente fluvio-deltizio. Nella formazione Chiani-Tevere sono riconosciuti cicli di quarto ordine progradazionali-trasgressivi.

La seconda fase comprende i depositi vulcanici del Distretto Cimino (parte alta del Pleistocene inferiore) e i depositi fluviali terrazzati delle unità di Civita Castellana (tardo Pleistocene inferiore – Pleistocene medio), di Graffignano (Pleistocene medio), di Rio Fratta (tardo Pleistocene medio), di Sipicciano (Pleistocene superiore) e della pianura del F. Tevere. Le unità fluviali sono coperte dai depositi piroclastici dei distretti vicano, sabatino, vulsino (Pleistocene medio – superiore) e dai travertini delle unità di Grotte S. Stefano (Pleistocene medio) e di Fiano Romano (Pleistocene medio – superiore) e dai travertini recenti (Olocene). Questo lavoro ha il pregio della definizione formale delle unità stratigrafiche, del riconoscimento dei cicli sedimentari e delle sequenze deposizionali e di una cartografia di dettaglio di tali unità che talora comprendono diversi membri.

Chiocchini & Madonna (2005) forniscono nuovi dati stratigrafici, sedimentologici e petrografici sugli affioramenti delle unità terrigene nelle zone di Monterazzano e di Ferento, attribuendoli al Flysch della Tolfa e alle soprastanti Arenarie di Poggio S. Benedetto. Queste ultime sono state definite dal punto di vista petrografico confrontando le arenarie torbiditiche di altri affioramenti nelle zone di Vetralla e Colle Diana a S di Viterbo e della località Montarana nei pressi di Tarquinia.

Nella monografia edita da Chiocchini (2006) sono descritti i caratteri geologici, geomorfologici, idrogeologici, geopedologici e geotecnici dell'area urbana di Viterbo.

La monografia illustra in dettaglio anche la ricostruzione litostratigrafica nel sottosuolo del substrato sedimentario delle formazioni vulcaniche cimino – vicane, le aree a carattere seminaturale della città (in particolare la valle dell'Arcionello) e la radioattività delle unità vulcaniche.

Mancini *et alii* (2007) hanno studiato le paleolinee di costa del bordo orientale della media valle del F. Tevere in base ai depositi costieri, alle brecce di pendio, ai fori di litodomi, ai solchi di battente e alle piattaforme di abrasione marina. Le quote delle paleolinee di costa si abbassano in direzione NNO – SSE da 480 m a 220 m s.l.m. La datazione mediante rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ determinato su molluschi e coralli indica che l'età delle paleolinee di costa più recenti è compresa tra 1,65 e 1,50 Ma, suggerendo che il sollevamento può essere valutato con un tasso di 0,34 – 0,17 mm/anno da NNO verso SSE.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III. - GEOMORFOLOGIA

Il Foglio 345 "Viterbo" può essere suddiviso in quattro aree principali con caratteri morfostrutturali distinti: un vasto settore nord-occidentale caratterizzato dagli espandimenti delle vulcaniti riferibili alla attività del Distretto Vulsino, ad est delle caldere di Bolsena e Montefiascone; un settore nord-orientale dominato dalla presenza dei rilievi carbonatici mesozoici della catena dei Monti di Amelia e dai terreni delle unità post-orogene silicoclastiche, attraversato dalla media valle del Fiume Tevere; un terzo settore sud-occidentale a morfologie sub-pianeggianti dominate dalla presenza di ampi *plateau* travertinosi e dai rilievi dei terreni delle unità pre-orogene del dominio sub-ligure; un quarto settore sud-orientale, morfologicamente più complesso, costituito dalla sovrapposizione dei plastici prodotti vulcanici vicani sulle rigide strutture del Distretto Cimino. Le rocce vulcaniche occupano l'80% del foglio, quelle sedimentarie il restante 20%.

In generale, la presenza di diversi apparati vulcanici nel Foglio ha determinato una morfologia variabile in rapporto alle loro diverse modalità di formazione. Dal punto di vista geomorfologico, nel paesaggio spiccano infatti diversi rilievi tra cui Monte Cimino (1052 m s.l.m.), Palanzana (802 m), Montalto (785 m), Monte San Valentino (713 m), che costituiscono un importante elemento fisiografico della porzione meridionale del foglio. La morfologia di questo settore è

infatti assai tipica (Fig. 2) per la presenza di strutture cupoliformi da domo lava, legate all'attività effusiva dell'apparato Cimino, che si è sviluppata secondo due direttrici principali, caratterizzate da una direzione appenninica ed una antiappenninica. I domi, a forma di cono, danno luogo ad una serie di rilievi a pendìo abbastanza ripido, con quote comprese tra circa 400 e 1000 m s.l.m. Colate laviche e vaste coltri ignimbritiche addolciscono questa morfologia procedendo verso il settore NE del Foglio. Anche il reticolo idrografico che si sviluppa sui versanti settentrionali dell'area cimina sembra essere controllato dalla situazione strutturale legata alle due principali direzioni tettoniche che hanno condizionato la messa in posto dei domi lavici.

La morfologia del settore nord-occidentale del Foglio, interessato dai depositi del Distretto Vulsino, è piuttosto complessa, in quanto condizionata da strutture di sprofondamento, forme vulcaniche riferibili a meccanismi eruttivi di varia origine, vasti *plateau* lavici e profonde forre scavate nel substrato sedimentario. In quest'area si sono succeduti, in tempi anche geologicamente brevi, eventi che vanno da un'attività vulcanica costruttiva a fenomeni di subsidenza legati alla tettonica regionale.

Il recinto calderico di Montefiascone interrompe a S il bordo calderico della conca di Bolsena, che si allunga da nord a sud per almeno una quindicina di km con un dislivello rispetto al lago che raggiunge i 350 m. Lungo il recinto calderico, a partire dal lago, è possibile seguire una serie di sgradinamenti che formano minuscoli terrazzi bordati da piccoli coni di scorie. Queste strutture segnano la risalita di fusi che degassano in superficie depositando sottili dossi di scorie e, talora, quando l'attività diventa effusiva, modeste colate di lava che si allungano nelle strette vallecole.

Il settore più meridionale dei Vulsini Orientali è dominato dalla regolarità conica di Monte Iugo. Insieme a Monte Varecchia, questo si erge dalla pianura ondulata generata dalla copertura piroclastica e lavica dei centri della Caldera di Montefiascone. I coni circumcalderici di tale caldera degradano bruscamente nel piano calderico e, più dolcemente, sulle pendici esterne. La caldera di Montefiascone presenta un recinto molto ripido e movimentato a nord per l'eterogeneità dei depositi e delle molteplici strutture che, addossandosi l'una all'altra, lo caratterizzano. Il recinto è più regolare a sud, convesso ad oriente dove è completamente ricoperto da un cono di scorie che lo sovrasta. Il fondo calderico è quasi piatto, se si esclude il minuscolo cono di scorie di Montarone in posizione centrale. Il settore centrale del Foglio è caratterizzato da un *plateau* piatto, costituito da espandimenti lavici e da coperture di prodotti piroclastici stratificati, che si protendono ad oriente dove sono tagliati e frastagliati da fossi profondi. L'erosione differenziata in questi settori crea bruschi approfondimenti dei torrenti che s'incuneano nei teneri depositi del substrato sedimentario per affluire al Tevere.

PROGETTO CARG

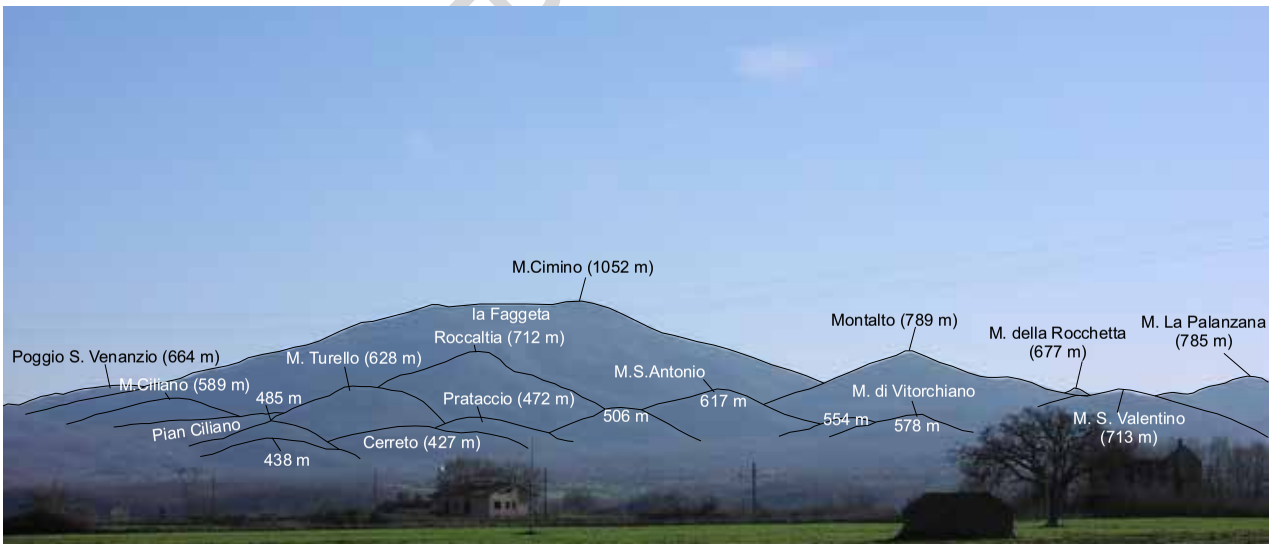


Fig. 2 - *Vista panoramica da nord di alcuni domi che costituiscono l'apparato Cimino: il sovrassegno ne evidenzia la morfologia subconica.*

La media valle del Fiume Tevere, impostatasi sull'omonimo *graben* che si estende longitudinalmente per oltre 40 km in direzione NNO-SSE, interessa l'area del foglio nel tratto compreso tra Civitella d'Agliano ed Attigliano. Essa incide profondamente i prodotti dei distretti vulcanici pleistocenici (vulsino, cimino e vicano) che costituiscono l'esteso *plateau* vulcanico che borda ad occidente la valle stessa. Oltre i limiti del foglio, più a N, la media valle del Fiume Tevere prosegue nella depressione della bassa valle del Fiume Paglia - Torrente Chiani, mentre a S, parzialmente delimitata dai Monti Cornicolani, prosegue nella bassa valle del F. Tevere (Agro Romano).

Nel tratto ricadente nel Foglio la valle si presenta ampia e piuttosto piatta, con fianchi simmetrici e quote debolmente decrescenti da N verso S, che si raccordano nella zona assiale di fondovalle a una piana alluvionale estesa mediamente circa 5 km. Essa digrada dolcemente da quota circa 90 m nel tratto a N di Graffignano a circa 60 m nel tratto meridionale nella zona di Attigliano. Sia in destra che in sinistra orografica la valle è bordata in modo discontinuo da rilievi terrazzati costituiti da depositi sedimentari fluviali ghiaioso-sabbiosi, con intercalazioni di livelli pelitici, travertini e paleosuoli. Per quanto riguarda la genesi, i terrazzi sono da mettere in relazione all'alternarsi di fasi di sedimentazione continentale e di fasi erosive, che hanno caratterizzato il Quaternario, a seguito delle complesse variazioni climatiche concomitanti con l'attività vulcanica dei suddetti distretti vulcanici e con fenomeni di sollevamento associati ad eventi tettonici e vulcano - tettonici.

Mentre la bassa valle, fino alla zona deltizia, è stata influenzata direttamente dalle oscillazioni del livello di base che hanno dato luogo alla formazione di depositi deltizi, salmastri e lagunari alternati con fasi erosive, la media valle ha risentito in modo più complesso ed indiretto delle variazioni climatiche. In essa già Vinken (1963) distingueva tre ordini di terrazzi (Fig. 3). Il profilo longitudinale della valle del Tevere mostra come la quota di questi terrazzi decresca da monte a valle, e

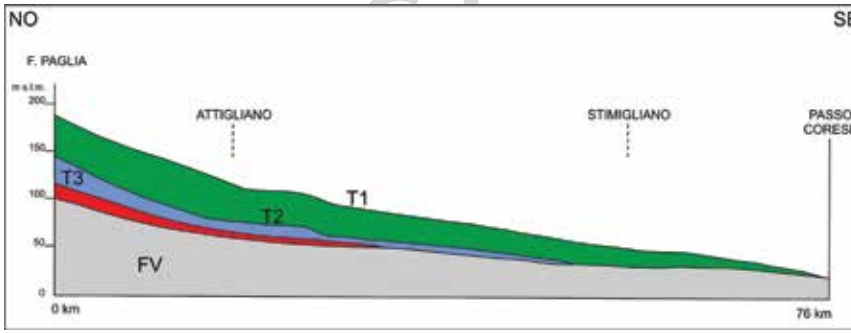


Fig. 3 - *Terrazzi del medio corso del F. Tevere. T1-T3, terrazzi; FV, fondovalle attuale. Da Vinken (1963) ridisegnata.*

PROGETTO CARG

come essi sembrino convergere verso la bassa valle. L'autore ha correlato questi terrazzi con le tre ultime glaciazioni e ha attribuito a un sollevamento tettonico la differenza di altezza dei terrazzi da monte a valle.

La stessa suddivisione era stata adottata nel Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1: 100.000 (Servizio Geologico D'italia, 1970). Lo studio della genesi e delle caratteristiche dei depositi alluvionali terrazzati, per il tratto in esame, è stato ulteriormente approfondito da Mancini *et alii* (2003-2004) (tab. 1) che hanno individuato quattro ordini di depositi alluvionali terrazzati. Nel Foglio 345 "Viterbo" alla scala 1:50.000 è stata adottata, per tali depositi, la suddivisione in quattro unità litostratigrafiche separate da superfici inconformi proposta da Mancini *et alii* (2003-2004).

Tab. 1 - *Corrispondenza tra l'ordine dei terrazzi e le relative unità litostratigrafiche dei supersintemi Acquatraversa e Aurelio - Pontino.*

Primo ordine	Unità di Civita Castellana (supersintema Acquatraversa)	ULE
Secondo ordine	Unità di Graffignano (supersintema Aurelio-Pontino)	UGF
Terzo ordine	Unità di Rio Fratta (supersintema Aurelio-Pontino)	URF
Quarto ordine	Unità di Sipicciano (supersintema Aurelio-Pontino)	UCI

PROGETTO CARG

Il primo deposito terrazzato corrisponde all'unità di Civita Castellana (Pleistocene inferiore terminale-Pleistocene medio basale), che affiora solo con un piccolo lembo a NO di Graffignano in località Montinaccio, in sinistra del Fosso Rio Chiaro. Il secondo terrazzo è costituito dall'unità di Graffignano (parte intermedia del Pleistocene medio), ricoperta in molte zone dai travertini della unità di Grotte Santo Stefano (tardo Pleistocene medio). Il terzo terrazzo è costituito dall'unità di Rio Fratta (tardo Pleistocene medio), spesso ricoperta in paraconcordanza dai travertini dell'unità di Fiano Romano (tardo Pleistocene medio-Pleistocene superiore). Il quarto terrazzo corrisponde all'unità di Sipicciano (Pleistocene superiore). L'attuale piana del Tevere è costituita dai depositi alluvionali recenti e dai travertini dell'unità di Attigliano del Pleistocene superiore-Olocene.

I terrazzi sono separati tra loro da superfici di inconformità individuate su scala regionale (Mancini *et alii*, 2003-2004). La superficie di "inconformità V" che limita a letto l'unità di Graffignano fu incisa durante la parte iniziale del Pleistocene medio; la superficie di "inconformità VI" che rappresenta la base dell'unità di Rio Fratta fu incisa nel tardo Pleistocene medio; la superficie di "inconformità VII" che limita a letto l'unità di Sipicciano fu incisa nel Pleistocene superiore; la superficie di "inconformità VIII" è alla base dei sedimenti olocenici della piana

del Tevere ed è riferibile al tardo Pleistocene superiore - inizio dell'Olocene.

Le superfici di inconformità V, VI e VII sono connesse a terrazzi di tipo *strath* che si sono formati in più cicli fluviali (dal Pleistocene medio) per erosione e successiva deposizione con aggradazione. La superficie di inconformità VIII è legata a fasi deposizionali di tipo fluviale e da acque termali al tetto dell'Unità del Tufo Rosso a Scorie Nere vicano.

Sempre gli stessi Autori propongono di utilizzare le unità vulcaniche e vulcano-sedimentarie, che spesso coprono i depositi terrazzati poggiandosi sulle scarpate erosive, per vincolare cronologicamente i terrazzi stessi.

Il fiume Tevere scorre con drenaggio assiale e si presenta con canale singolo ad alta sinuosità. Le valli dei suoi principali affluenti in genere presentano andamento E - O. In destra orografica sono tutte più o meno profondamente incise, con fianchi alquanto ripidi, ove tagliano i depositi piroclastici, mentre presentano una brusca rottura di pendio al passaggio con i sottostanti depositi del membro di Bassano in Teverina e del membro di Castello Ramici della formazione Chiani - Tevere. La maggior erodibilità di questi ultimi tende a scalzare alla base le successioni piroclastiche costituite da litotipi più competenti spesso lapidei. I relativi versanti tendono quindi ad arretrare per frane di crollo o ribaltamento che talora espongono ad elevato rischio di instabilità i sovrastanti centri abitati (Bassano in Teverina, Celleno, ecc.). Queste frane producono generalmente accumuli detritici caotici eterometrici contenenti a volte grossi blocchi di rocce piroclastiche, che, rimobilizzati o frammisti a depositi colluviali, costituiscono una più o meno estesa fascia di raccordo ai depositi alluvionali di fondovalle.

Sempre in destra orografica, al di fuori delle incisioni dei fossi, prevalgono le forme connesse alla morfologia vulcanica e il territorio si presenta sub-pianeggiante a forma di tavolato (*plateau* vulcanico) lievemente pendente verso est, dalla valle del Tevere ai primi contrafforti dei Monti Cimini e dei Monti Vulsini.

Una morfologia caratteristica è data infine dalle placche di travertino che conferiscono al paesaggio un andamento uniforme, piatto e piuttosto spoglio. Esse formano estesi *plateau* idrotermali e terrazzi deposizionali connessi sia con le principali emergenze termali, sia a sistemi palustri-lacustri di piana alluvionale (Piana di Viterbo, Pian della Colonna, ecc.).

In sinistra orografica contro i rilievi mesozoici costituiti dal Calcare Massiccio e dalla Corniola si appoggiano in trasgressione i sedimenti plio-pleistocenici della formazione Chiani - Tevere che marcano il passaggio a morfologie nettamente diverse. Questi depositi presentano una giacitura più o meno orizzontale, non essendo stati interessati che molto marginalmente dalla tettonica. Ne risulta che la loro morfologia è determinata essenzialmente dalle incisioni della rete idrografica. Dove affiorano i travertini o depositi conglomeratici più o meno litificati, gli interfluvi sono dati da spianate più o meno vaste ed i versanti sono molto inclinati o

PROGETTO CARG

addirittura verticali, specialmente nel caso dei travertini. Ove prevalgono i litotipi argillosi, i versanti sono meno ripidi; gli interfluvi sono formati da dorsali più o meno ampie ed allungate ed il paesaggio è tipicamente collinare. L'estrema erodibilità dei depositi della successione plio-pleistocenica, in particolare del membro di Castello Ramici della formazione Chiani - Tevere, dà origine ad estesi fenomeni di erosione accelerata evidenziata da forme calanchive soprattutto nelle valli con asse verso SO, specialmente nella zona di Alviano.

Nell'area del Foglio sono quindi presenti numerosi fenomeni di dissesto riconducibili essenzialmente a processi morfogenetici legati alla dinamica di versante od alla dinamica fluviale.

I processi morfogenetici legati alla dinamica fluviale oltre ai già ricordati fenomeni di erosione calanchiva comprendono la presenza di piccoli conoidi di deiezione, non cartografati, alla base dei principali fossi. Infine il fondo valle del Tevere e dei suoi affluenti, con le relative aree golenali, sono interessati da eventi storici di esondazione; fenomeni di erosione laterale di sponda sono presenti in corrispondenza delle principali anse del fiume e talora sono responsabili di piccoli movimenti franosi. I rilievi calcarei mesozoici che affiorano allo spigolo NE del foglio appartengono alle propaggini occidentali della Catena Amerina, una ampia dorsale allungata in direzione N-S. Essi presentano morfologie abbastanza arrotondate e moderatamente acclivi e sono raccordati da una più o meno ampia fascia di detrito di versante ai depositi della formazione Chiani - Tevere del versante orientale della valle del Tevere. Ove la regolarizzazione dei versanti è meno marcata e tale fascia detritica manca o presenta spessori ridotti la morfologia tende ad inasprirsi.

L'evoluzione della morfologia attuale è probabilmente dovuta essenzialmente a processi di tipo lineare in relazione al rapido sollevamento che ha interessato l'area nel Pleistocene inferiore-medio, ma i processi di regolarizzazione dei versanti, anche se in misura meno evidente rispetto ai depositi terrazzati di fondovalle, sono stati in gran parte controllati anche dalle fluttuazioni climatiche del Quaternario. Le fasi trasgressive e di alto stazionamento del mare sono evidenziate dagli allineamenti di fori di litodomi già individuati da Mancini *et alii* (2003-2004) a quota 360 m s.l.m.(in località Poggio S. Biagio), a quota 225 m s.l.m. (in località Vaccarello) ed a quota 310 m s.l.m. (in località Monticelli). Le fasi progradazionali di stazionamento basso sono caratterizzate dall'avanzamento dei sistemi di conoide e fluvio-lacustri verso il centro del bacino.

I rilievi carbonatici sono costituiti quasi completamente dal Calcare Massiccio, su cui sorge l'abitato di Lugnano in Teverina e la zona orientale della nuova zona di espansione dell'abitato di Alviano. Il Calcare Massiccio si presenta non stratificato e generalmente frammentato in una serie di blocchi da fratture e diaclasi talora messe in evidenza da fenomeni di dissoluzione carsica, riempimenti

PROGETTO CARG

di terre rosse o concrezioni carbonatiche. Estese forme carsiche superficiali sono abbastanza ridotte mentre abbondanti sono soprattutto solchi e scannellature a scala da centimetrica a metrica.

Il Calcare Massiccio localmente presenta un aspetto frastagliato a causa di fenomeni di fratturazione a grande scala e di distacco o ribaltamento di blocchi. Esso risulta molto permeabile per fratturazione e quindi presenta un reticolo superficiale assente o assai poco sviluppato limitato alle principali incisioni probabilmente associate a zone più intensamente fratturate per fattori strutturali.

I due piccoli affioramenti della Corniola presenti a NE di Lugnano in Teverina risultano intensamente fratturati e presentano quindi forme leggermente più dolci e coperture più abbondanti.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 345 "Viterbo" è compresa nel settore del margine occidentale dell'Appennino centrale interessato nel Miocene medio-superiore da una fase tettonica compressiva sinorogenica e, dal Messiniano al Pliocene-Pleistocene, da una fase estensionale (Ambrosetti *et alii*, 1987; Buonasorte *et alii*, 1987; Cavinato & De Celles, 1999; Barchi *et alii*, 2001).

Dal punto di vista geologico-strutturale la zona compresa nel Foglio rientra quindi in una più vasta area che, dopo essere stata interessata dalle suddette fasi di tettonica distensiva, è coinvolta nel sollevamento a scala regionale della Toscana meridionale e del Lazio settentrionale (Baldi *et alii*, 1974). Localmente, fenomeni di sollevamento molto accentuati sono riferibili alla risalita dei domi lava del Distretto Vulcanico Cimino. Le principali direttrici tettoniche e vulcano-tettoniche, attive in questo periodo, hanno un andamento generalmente appenninico, mentre successivamente si sviluppano nuove strutture regionali ad andamento antiappenninico (Borghetti *et alii*, 1985).

La particolare posizione di questo Foglio lo colloca in un'area in cui si interfacciano i depositi di tre distretti vulcanici, caratterizzazi da distinte serie evolutive magmatiche, che saranno trattati in dettaglio nel successivo capitolo.

1. - INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

L'elemento strutturalmente più evidente nell'area del Foglio è rappresentato da una porzione della media valle del F. Tevere che caratterizza il settore orientale. Esso corrisponde al *Graben* del Paglia - Tevere (Fig. 4), depressione di origine tettonica complessa, colmata da potenti successioni plio-pleistoceniche (Ambrosetti *et alii*, 1987; Buonasorte *et alii*, 1991; Barberi *et alii*, 1994; Cavinato *et alii*, 1994; Girotti & Mancini, 2003; Mancini *et alii*, 2003-2004). Il *Graben* del Paglia - Tevere si estende longitudinalmente per circa 100 km ed è largo fino a 30 km; esso è formato dalla congiunzione di *graben* e semi-*graben* a direzione appenninica e antiappenninica e rappresenta la prosecuzione meridionale dei bacini della Val di Chiana e di Radicofani (Bigi *et alii*, 1992; Barberi *et alii*, 1994).

La formazione del *Graben* del Paglia - Tevere è quindi da ricondurre a fasi estensionali post-collisionali, che hanno coinvolto tutto il margine tirrenico dell'Appennino a partire dal Tortoniano - Messiniano (Patacca *et alii*, 1990; Cavinato & De Celles, 1999; Ghisetti & Vezzani, 1999; Carmignani *et alii*, 2001; Martini *et alii*, 2001), probabilmente connesse all'apertura del Bacino Tirrenico di retroarco (Malinverno & Ryan, 1986; Royden *et alii*, 1987; Doglioni, 1991; Jolivet *et alii*, 1998). Tale fronte estensionale, migrando progressivamente verso E, coinvolse questo segmento della catena appenninica, riattivando almeno in parte le rampe dei precedenti *thrust* fino a diffondersi verso i settori più interni della catena (Cavinato & De Celles, 1999). A queste fasi tettoniche andrebbero ricondotti i principali sistemi di faglie normali e/o trastensive a direzione prevalente NO-SE e immersione verso SO responsabili della formazione di *graben* e *half graben* a direzione appenninica (Patacca *et alii*, 1990: Martini & Sagri, 1993; Barberi *et alii*, 1994), nonché dei bacini trasversali o *transfer-related basins* antiappenninici (Zanchi & Tozzi, 1987; Faccenna *et alii*, 1994a,b).

Il *Graben* del Paglia - Tevere, come tutti gli altri bacini estensionali dell'area tosco-laziale, è stato colmato a partire dal Pliocene inferiore - medio da successioni per lo più terrigene di ambiente continentale, di transizione e marino, corrispondenti al Neoautoctono degli Autori (Martini & Sagri, 1993; Cavinato *et alii*, 1994; Mancini *et alii*, 2003-2004). Nell'area del Foglio affiorano depositi del Pliocene inferiore - medio dell'unità del Fosso di S. Savino e del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore della formazione Chiani - Tevere (supersintema Acquatraversa) di ambiente da francamente marino e di transizione, nel settore più centrale, a continentale nel settore orientale. Tali depositi sono stati successivamente ricoperti da sedimenti quaternari continentali e da unità vulcaniche e vulcano-sedimentarie (unità del supersintema Aurelio - Pontino).

Lo spessore massimo di questi depositi, dedotto da dati gravimetrici e di perforazioni, è compreso tra 300 m e circa 800-1000 m (Monte Cimino e Bagno-

PROGETTO CARG

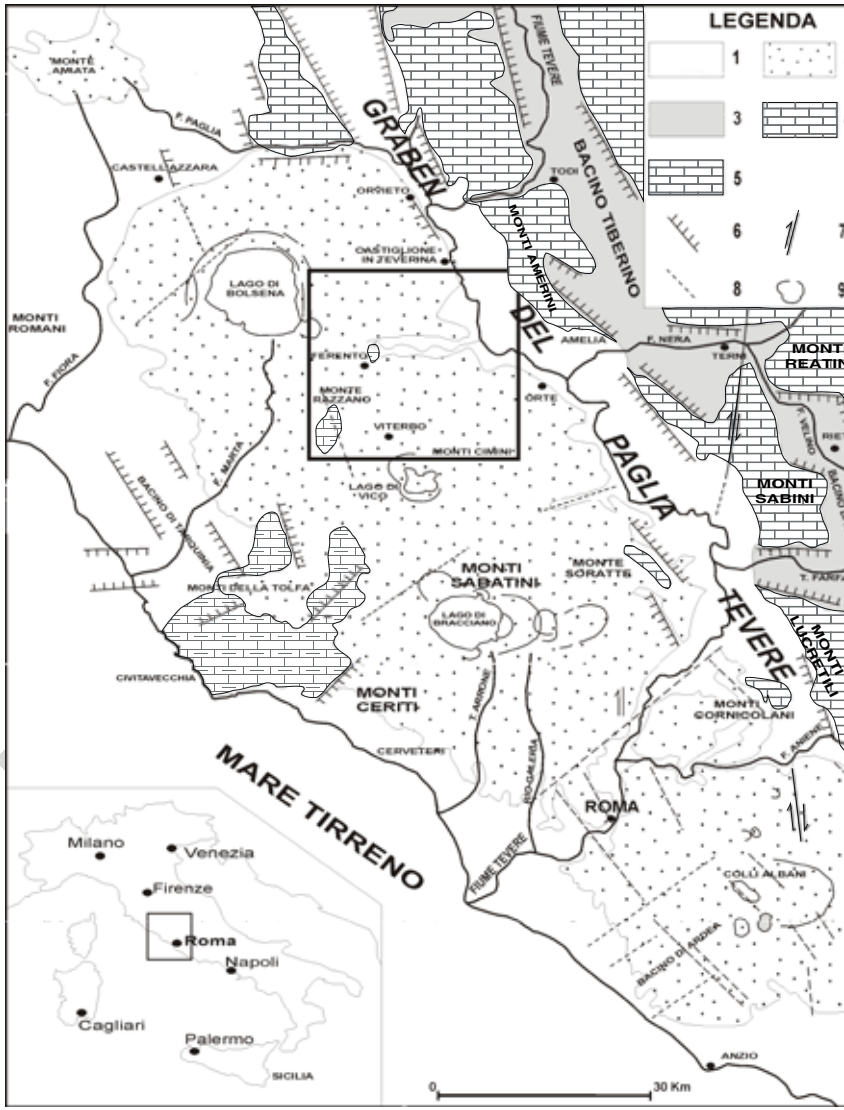


Fig. 4 - *Schema stratigrafico-strutturale del Lazio centro - settentrionale. Il riquadro al centro della figura indica la posizione del Foglio 345 "Viterbo". L'unità 1 corrisponde alle fasce 2, 3 e 4 di figura 45, l'unità 4 alla fascia 5 e l'unità 5 alla fascia 1 della stessa figura. Da* Barberi *et alii (1994) modificato. 1) unità sedimentarie marine, di transizione e continentali del Pliocene-Quaternario; 2) unità vulcaniche del Pliocene-Pleistocene superiore; 3) unità sedimentarie dei bacini intrappenninici (Bacino Tiberino e Bacino di Rieti); 4) unità carbonatiche e silicoclastiche umbro-sabine del Triassico - Miocene; 5) unità terrigene del Dominio ligure del Cretacico superiore - Eocene; 6) faglia diretta; 7) faglia trascorrente; 8) faglia diretta incerta; 9) orlo di caldera.*

regio; De Rita *et alii*, 1993; Barberi *et alii*, 1994). Il depocentro del bacino è allungato in direzione NNO-SSE ma non corrisponde all'asse vallivo della media valle del F. Tevere che risulta spostato più a occidente (Toro, 1978; Di Filippo & Toro, 1993; Barberi *et alii*, 1994).

Il substrato sedimentario nel settore orientale del Distretto Vulcanico Vulsino è formato dal complesso clastico (sequenza flyschoide e depositi postorogenici) e dal basamento carbonatico. Il basamento nel settore orientale del Lago di Bolsena mostra un basculamento da SO, con immersione verso NE, con il bordo orientale del lago soggetto ad uno sprofondamento regionale N-S (Nappi *et alii*, 1991). La faglia profonda N-S lungo il recinto calderico viene bruscamente interrotta nel settore centrale del recinto da un sistema di faglie E-O che segnano una discontinuità nella zolla mesozoica (Di Filippo *et alii*, 1999). In corrispondenza di questa discontinuità del substrato mesozoico si verifica la risalita di fusi silicatici che determinano una intensa attività effusiva, come evidenziato dai vasti espandimenti del Fosso del Bucino e di Castelcellesi. Lungo la stessa direttrice si registra l'attività idrotermale presso la località Podere Morticini, (all'altezza del Km 5 della S.S. Umbro-Casentinese) che dura tutt'ora. Per quanto riguarda la genesi della Caldera di Montefiascone essa può riferirsi quindi alla risalita di fusi all'incrocio di Faglie N-S, E-O e NO-SE. Lungo quest'ultimo allineamento s'impostano i centri di M. Rosso, M. Varecchia, Montefiascone, Orto Piatto. Nel settore meridionale dell'area ulteriori discontinuità nel basamento carbonatico generano fessure di alimentazione E-O e ONO-ESE.

2. – INQUADRAMENTO GEO-VULCANOLOGICO

Le rocce magmatiche affioranti nel Foglio "Viterbo" appartengono a tre diversi distretti vulcanici (Cimino, Vicano e Vulsino) e sono riferibili al vulcanismo dell'area tosco-laziale, impostatosi in una fascia strutturalmente depressa parallela alla fascia tirrenica e compresa tra il settore più elevato della catena appenninica e le zone costiere, al margine del bacino tirrenico. Le vulcaniti dell'area tosco-laziale sono attribuibili a diverse serie magmatiche comprendenti rocce con composizioni che vanno da acide ad intermedie e rocce caratterizzate da composizioni tipicamente potassiche e ultrapotassiche; al primo gruppo appartengono i termini a composizione ibrida corrispondenti alle vulcaniti del Distretto Vulcanico Cimino, mentre al secondo gruppo appartengono le rocce ad alto contenuto in K della Provincia Comagmatica Romana, a cui sono riferibili le vulcaniti dei distretti vulcanici Vicano e Vulsino.

Il vulcanismo della Provincia Comagmatica Romana inizia nel Pleistocene superiore a ridosso dell'*horst* Castell'Azzara - Monterazzano ed il volume dei

PROGETTO CARG

prodotti emessi ammonta a circa 900 km^3 (Peccerillo, 2005). Il magmatismo dei diversi apparati della Provincia Romana è caratterizzato dalla presenza di due distinte serie evolutive: la serie KS (serie potassica) e la serie HKS (serie alta in potassio), (Appleton, 1972). La serie potassica è largamente presente nel Distretto Vulcanico Vicano mentre è fortemente subordinata a quella alta in potassio nel Distretto Vulsino.

La composizione più acida delle rocce cimine viene generalmente associata a processi di fusione crostale, dovuti alla risalita di fusi di origine mantellica e conseguente mescolamento degli stessi con liquidi acidi derivanti da processi di anatessi. I magmi tipicamente potassici sono invece considerati di origine mantellica, con associati fenomeni di assimilazione e differenziazione durante la risalita. La natura dei processi petrologici che hanno determinato la formazione di questi liquidi ed il contesto geodinamico nel quale si è sviluppato il vulcanismo di quest'area è ancora oggetto di discussione e ricerche. Alcune indagini di petrologia sperimentale condotte da Wendlant & Eggler (1980) hanno rivelato che liquidi con composizioni analoghe a quelle dei fusi a cui sono riferite le serie presenti in Italia centrale sono prodotti da un mantello anomalo, arricchito in flogopite. Un mantello di questo tipo, in condizione di bassa pressione parziale di H_2O ed elevato rapporto CO_2/H_2O, può dare origine a fusi potassici che, a seconda della profondità di fusione parziale, possono variare da composizioni sovrassature fino a sottosature in silice. Questa teoria potrebbe spiegare la natura dei vari tipi di rocce presenti negli apparati vulcanici del Lazio e della Toscana meridionale e potrebbe giustificare la loro coesistenza nell'ambito dello stesso edificio vulcanico.

Molti petrologi (Vollmer, 1989; Civetta *et alii*, 1989; Beccaluva *et alii*, 1991) riferiscono la genesi dei magmi alcalino-potassici ad un fuso silicatico capostipite riferibile ad una sorgente subcrostale arricchita in K e LILE (*Large-ion Lithophile Elements*). Questo arricchimento sarebbe la conseguenza del metasomatismo operato da un fluido derivante dalla fusione parziale di materiali della crosta superiore subdotti. La genesi dei magmi capostipiti relativi alle due serie (KS, HKS) sarebbe legata ad un meccanismo di fusione avvenuto sotto differenti pressioni di CO_2; la serie potassica avrebbe origine a pressione di 14-17 Kb, mentre una pressione di 17-26 Kb darebbe luogo alla serie alta in potassio. Altre ipotesi suggeriscono processi di interazione fra magmi subcrostali e vari tipi di rocce crostali (Taylor & Turi, 1976; Vollmer, 1977) o propongono un'origine da un mantello superiore peridotitico metasomatizzato (Vollmer & Hawkesworth, 1980; Civetta *et alii*, 1981).

Una sintetica ma esauriente panoramica sul significato geologico del magmatismo potassico e ultrapotassico e sulle implicazioni che la petrogenesi di questi magmi ha sui processi a scala mantellica è quella riportata in Peccerillo (1992).

PROGETTO CARG

Lavori molto recenti (Prelević *et alii*, 2008; 2010; 2012; Conticelli *et alii*, 2011; 2013; Lustrino *et alii*, 2011) evidenziano come le rocce potassiche e ultrapotassiche eruttate nei distretti vulcanici del bordo tirrenico dell'Italia Centrale, le quali hanno affinità da shoshonitica a lamproitica, siano intimamente associate a coevi magmi calcalcalini e a magmi crostali di derivazione anatettica, e come questa situazione sia analoga ad altri contesti nell'area mediterranea.

In ogni caso, ciascuno dei tre distretti vulcanici presenti nell'area del Foglio 345 "Viterbo" sembra caratterizzato da una particolare genesi ed una propria storia evolutiva, come di seguito sintetizzato.

2.1. - Il Distretto Vulcanico Cimino

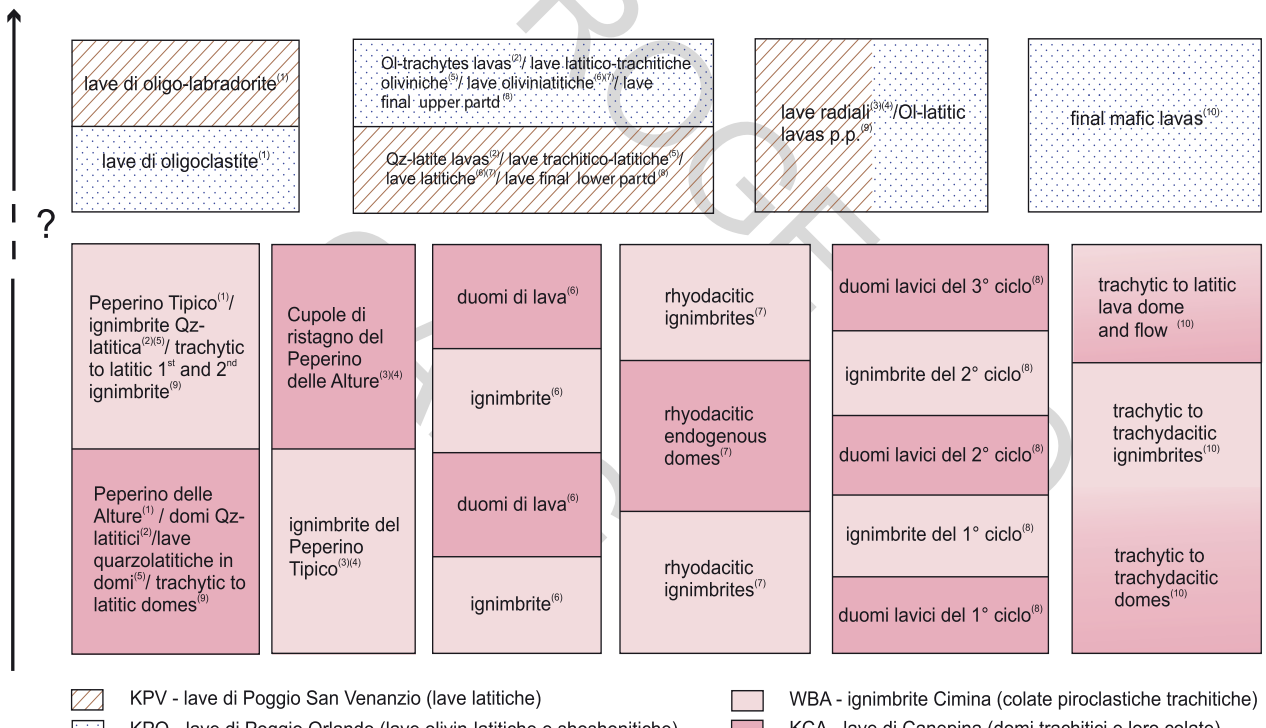
L'evoluzione del Distretto è stata studiata dal punto di vista strutturale, vulcanologico e petrologico da numerosi Autori (Sabatini, 1912a,c; Mittempergher & Tedesco, 1963; Ventriglia, 1963; Mattias & Ventriglia, 1970; Puxeddu, 1971; Micheluccini *et alii*, 1971; Sollevanti, 1983; Lardini & Nappi, 1987; Cimarelli & De Rita, 2006b; Conticelli *et alii*, 2013). Nella tabella 2 sono state sintetizzate le diverse interpretazioni degli Autori sulla successione stratigrafica delle unità cimine.

Le fasi eruttive che hanno accompagnato l'attività del Distretto Vulcanico Cimino sono state ricondotte a tre cicli eruttivi principali da Lardini & Nappi (1987). Secondo tali Autori l'attività del primo ciclo inizia con la messa in posto di una serie di domi lavici attraverso fessure orientate principalmente NO-SE. Si generano, così, forme semplici costituite da più domi lavici addossati, dai quali, talora, si dipartono tozze colate che vanno a ricoprire il substrato sedimentario. La risalita di un ulteriore fuso attraverso le stesse fessure di alimentazione, avvenuta in corrispondenza dell'attuale apparato centrale del Monte Cimino, determina la messa in posto di un'ignimbrite saldata ("Peperino Tipico" *Auctt*.) con caratteristiche strutture a fiamme.

I domi del primo ciclo e l'ignimbrite hanno la stessa composizione quarzolatitica (trachitica secondo la classificazione TAS di Le Bas *et alii*, 1986). Un secondo ciclo eruttivo si sviluppa lungo fratture trasversali rispetto a quelle precedenti; il fuso che risale è ancora di tipo quarzo-latitico e determinerebbe la genesi dei domi lavici di Turello, Roccaltìa e del domo a ovest del M.te Cimino (Castagneto Grande - Pratolega). Alla loro messa in posto segue l'emissione di flussi piroclastici turbolenti (*ground surges*), seguiti a loro volta dalla emissione di una seconda ignimbrite saldata, esposta solo in settori periferici. Nel corso del terzo ciclo eruttivo si genera un apparato vulcanico centrale corrispondente all'attuale Monte Cimino; l'attività inizia con la formazione dell'apparato attraverso la sovrapposizione prima di lave quarzolatitiche, poi di lave latitiche e si conclu-

PROGETTO CARG

Tab. 2 - *Schema comparativo della successione stratigrafica delle unità cimine nelle varie interpretazioni di letteratura, rappresentate dalle diverse colonnine. Le unità storiche, indicate con i nomi originali, sono ricondotte alle attuali unità adottate nel Foglio mediante colori distinti. I colori sfumati rappresentano l'insieme di due unità o la transizione da una all'altra. Le dimensioni delle celle non sono rappresentative dei volumi emessi. Sabatini[1] (1912a); Mittempergher & Tedesco [2] (1963); Ventriglia [3] (1963); Mattias & Ventriglia[4] (1970); Bertini et alii [5] (1971a); Micheluccini et alii[6] (1971); Sollevanti[7] (1983); Lardini & Nappi [8] (1987); Cimarelli & De Rita [9] (2006b); Conticelli et alii [10] (2013).*



derebbe con l'emissione di lave più fluide di tipo olivin-latitico. Tra i domi lava iniziali e l'ignimbrite inferiore non si osservano paleosuoli né forme di erosione, anche se la sovrapposizione dell'ignimbrite ai domi secondo Lardini & Nappi (1987) è netta ed è visibile per il domo della Palanzana. Una pausa eruttiva si osserva invece tra il primo ed il secondo ciclo, con sottili livelli risedimentati che separano l'ignimbrite inferiore da quella superiore, la quale è caratterizzata dalla presenza, alla base, di un *ground surge*.

I dati attualmente a disposizione, scaturiti dai rilevamenti di campagna e dalle analisi di laboratorio, confermano l'esistenza di fasi separate, dimostrando che ci sono domi che si mettono in posto sia prima che dopo l'episodio ignimbritico, e che quest'ultimo è effettivamente costituito da almeno due unità di flusso.

Secondo Cimarelli & De Rita (2006b) l'evoluzione del complesso dei Cimini si svolge secondo le seguenti successive fasi: (1) intrusione di un laccolite poco profondo lungo faglie ad andamento NO e NE; (2) messa in posto di domi-lava lungo fratture radiali e tangenziali formatesi a seguito dell'intrusione del laccolite; (3) eruzioni ignimbritiche, emesse dal domo centrale del Monte Cimino o da faglie anulari per quei depositi distali caratterizzati da una *lag* breccia basale, ed emissione delle lave ol-latitiche. Gli Autori, non trovando suoli e depositi inter-eruttivi tra le unità cimine, ritengono che queste si siano messe in posto in un lasso di tempo breve.

In effetti la durata dell'attività del Distretto Vulcanico Cimino è limitata ad un intervallo temporale ristretto compreso tra circa 1,36 Ma e 1,29 Ma, secondo le analisi ^{40}Ar-^{39}Ar realizzate per questo lavoro (v. Titolo IX). Il sostanziale contributo fornito dalle nuove datazioni è conseguito ad un quadro stratigrafico non privo di incertezze: infatti le diverse ricostruzioni stratigrafiche che sono state proposte nel corso del tempo per le unità cimine hanno portato a risultati in qualche caso in contrasto tra loro. Le motivazioni di queste discrepanze sono principalmente legate (i) alle modalità di messa in posto dei domi (che intrudono ma possono anche ricoprire le unità precedenti, rendendo inapplicabile il principio di sovrapposizione), (ii) alle caratteristiche di esposizione in affioramento e (iii) alla presenza (e reciproca indipendenza) di diversi punti di emissione. Quest'ultimo punto, infatti, preclude la possibilità di estendere le relazioni stratigrafiche osservate in un singolo domo a tutti gli altri centri.

Nonostante i contatti tra Ignimbrite Cimina (WBA) e domi (lave di Canepina, KCA) non siano quasi mai visibili perché mascherati da depositi di crollo e da falde di detrito alla base dei domi, con la nuova campagna di rilevamento in due località si è potuta riscontrare la sovrapposizione stratigrafica di colate laviche di domi KCA in appoggio su WBA, una al km 4 della Strada Sorianese a N di Coste del Catenaccio (Fig. 5), l'altra all'intersezione tra il Fosso di Caldano e il domo in loc. Piantanesi a NO di Montalto (Fig. 6).

PROGETTO CARG

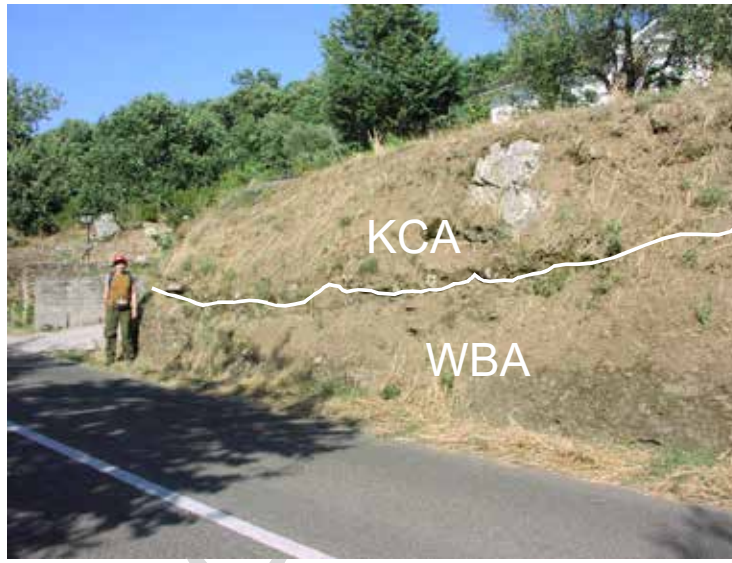


Fig. 5 - *Colata lavica di un domo (KCA) sovrapposta all'Ignimbrite Cimina (WBA) presso il Km 4 della Strada Sorianese.*

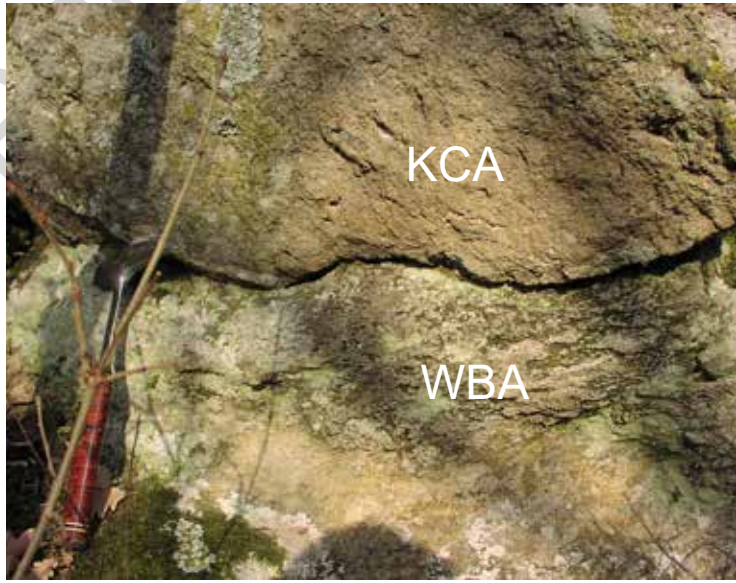


Fig.6 - *Colata lavica di un domo (KCA) a NO di Montalto sovrapposta all'Ignimbrite Cimina (WBA) nei pressi del fosso di Caldano.*

Inoltre, dalle nuove datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar risulta che alcuni domi si siano messi in posto precedentemente all'eruzione dell'Ignimbrite Cimina, mentre altri avrebbero età sovrapponibili a questa, evidenziando l'impossibilità di un loro chiaro inserimento stratigrafico su base geocronologica. È ipotizzabile che dopo la messa in posto dell'ignimbrite, la venuta a giorno di altri fusi sia stata ostacolata dalla presenza della potente massa ignimbritica (anche oltre 100 m) sulle stesse fessure di alimentazione. La presenza documentata di una seconda unità piroclastica trova riscontro in alcuni affioramenti rilevati in aree distali in direzione NE rispetto al probabile centro di emissione. Lungo il Fosso Tre Fontane (immediatamente fuori Foglio, margine SE), all'intercalazione di un livello di *pyroclastic surge* tra due unità ignimbritiche si accompagnano livelli di ciottoli alluvionali. Le intercalazioni che separano i depositi di due eventi eruttivi evidenziano una pausa nell'attività vulcanica, limitata nel tempo. Infatti, le analisi ^{40}Ar-^{39}Ar condotte su campioni di roccia prelevati da due depositi ignimbritici stratigraficamente sovrapposti con l'intercalazione di livelli fini risedimentati (presso Bassano in Teverina) non hanno messo in evidenza una differenza di età che renda risolvibili col metodo geocronologico le due unità di flusso distinte in campagna. L'unità superiore in considerazione dello spessore e della distribuzione areale non è cartografabile singolarmente ed è stata assimilata all'intero deposito ignimbritico. Dal punto di vista magmatologico è importante sottolineare come il fuso magmatico cimino passi progressivamente da una composizione trachitica (domi) verso composizioni meno evolute (lave) shoshonitiche, olivin-latitiche e latitiche, probabilmente vicine a quella del fuso magmatico primario (Perini *et alii*, 2003; Perugini & Poli 2003; Aulinas *et alii*, 2011; Conticelli *et alii*, 2013). Questo trend evolutivo sarebbe compatibile con lo svuotamento di un unico sistema di alimentazione, anche se strutturalmente complesso come potrebbe esserlo una zona crostale frammentata. Tale contesto potrebbe spiegare la presenza dei numerosi punti di emissione del magma, che sembrano tracciare direttrici preferenziali di fessurazione, andando a costituire dei corpi indipendenti rappresentati dai singoli domi. Perugini & Poli (2003) ne contano più di cinquanta in tutto il distretto, ed altri sarebbero sepolti, e questa numerosità spiega le difficoltà nello schematizzare la successione degli eventi cimini.

2.2. - Il Distretto Vulcanico Vulsino

In tutto il settore nord-orientale del Foglio 345 "Viterbo" affiorano i prodotti del Distretto Vulcanico Vulsino; benché questo settore occupi un'area di poche centinaia di km^2, esso è caratterizzato da depositi rappresentati da un ampio spettro sia in termini di composizione che di meccanismi di messa in posto. L'attività vulcanica si è sviluppata sia in corrispondenza di apparati centrali, con conseguente

PROGETTO CARG

formazione di caldere, sia in corrispondenza di centri eruttivi situati lungo sistemi fissurali orientati in vario modo.

Il Distretto Vulsino è situato nel settore più settentrionale della Provincia Comagmatica Romana e i suoi prodotti si estendono su un'area di circa 2200 km^2, distribuendosi radialmente rispetto alla depressione vulcano tettonica occupata dal lago di Bolsena. Nell'ambito dell'evoluzione del Distretto Vulsino sono state distinte 5 zone o complessi vulcanici: Paleobolsena, Bolsena, Montefiascone, Latera e Neobolsena (Nappi *et alii*, 1995; 1998; 2004) (Fig. 7).

In queste zone i meccanismi e gli scenari eruttivi che si svilupparono furono molteplici, con uno spettro delle attività di tipo esplosivo quasi completo (hawaiiano, stromboliano, pliniano, idromagmatico e surtseyano). I depositi relativi a questi meccanismi eruttivi sono rappresentati da scorie saldate, coni di scorie, strati di pomici, ignimbriti, *surges* con lapilli accrezionali, etc.

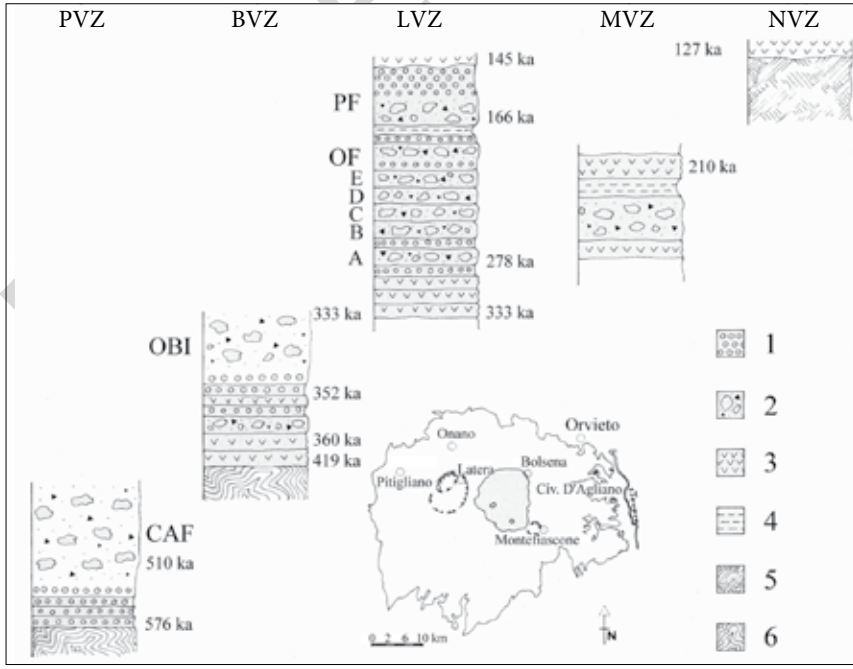


Fig. 7 - *Inquadramento cronostratigrafico delle Zone Vulcaniche Vulsine (modificato da Nappi, 1991): PVZ = Zona vulcanica del Paleobolsena; BVZ = Zona vulcanica del Bolsena; LVZ = Zona Vulcanica di Latera; MVZ = Zona vulcanica di Montefiascone; NVZ = Zona vulcanica del Neobolsena; CAF = Nenfro; OBI = Ignimbrite Orvieto–Bagnoregio; OF = Vulcanite complessa di Onano; PF = Vulcanite complessa di Pitigliano. 1 = pomici pliniane; 2 = ignimbriti; 3 = colate di lava; 4 = ceneri 5 = depositi surtseyani; 6 = substrato sedimentario.*

Anche i vari tipi di prodotti dell'attività effusiva sono ben rappresentati e riflettono un ampio spettro composizionale, con termini riferibili a diverse serie magmatiche. I prodotti più evoluti sono presenti nelle zone del Paleobolsena e Bolsena, mentre i prodotti meno differenziati vengono eruttati nella zona Montefiascone, dove la camera magmatica è situata nella parte superiore del basamento carbonatico.

2.2.1. - *Zona vulcanica del Paleobolsena*

I prodotti più antichi del Distretto Vulsino sono rappresentati da tre livelli di pomici pliniane che nei settori più periferici affiorano direttamente sul substrato sedimentario, rappresentato dai sedimenti argillosi del Plio-Pleistocene. Il più antico degli orizzonti di pomici pliniane è stato datato 576 ± 6,5 ka (Nappi *et alii*, 1995; Fig. 7).

L'eruzione successiva determinò la messa in posto del Nenfro (Formazione di Civitella d'Agliano di Nappi *et alii*, 1993), la più estesa delle ignimbriti vulsine, datata 505 ka, che rappresenta il risultato della più grossa eruzione ignimbritica del Distretto Vulsino e molto probabilmente di tutta la provincia Comagmatica Romana.

Lo spessore medio e la distribuzione areale di circa 2.000 km^2, suggeriscono un volume minimo stimato di circa 13 km^3. Il Nenfro si distribuisce in maniera radiale in tutti i settori del Distretto Vulsino; solo recentemente (Nappi *et alii*, 2004) è stato rinvenuto il più occidentale degli affioramenti di Nenfro, alla base della serie completa delle ignimbriti di Latera. Nel corso della campagna di rilevamento per la realizzazione del Foglio, sono stati individuati affioramenti di Nenfro (WNE) nel settore SE del Distretto Vulsino, mai segnalati in precedenza (v. § 9.4 del titolo V).

Dalla base verso l'alto il Nenfro è costituito dalle seguenti facies: a) un deposito di caduta di base, rappresentato da un livello di pomici bianche, spesso pochi centimetri e presente solo nel settore orientale del Distretto Vulsino; b) un livello cineritico basale grigio chiaro a gradazione inversa; c) un deposito massivo grigio scuro a matrice micropomicea con sanidino, biotite ed augite, all'interno della quale spiccano lenti vitrofiriche nere, schiacciate ed isoorientate, che formano le tipiche fiamme della struttura pipernoide.

Questo livello è sempre saldato ed il suo spessore non supera i 5 metri; d) il deposito sovrastante è giallo arancione a pomici nere, compatto, tipo *sillar*, cementato da una diffusa zeolitizzazione, con una matrice micropomicea grossolana, che contiene pomici scure a rara leucite analcimizzata e pomici bianche con fenocristalli di sanidino.

PROGETTO CARG

2.2.2. - *Zona vulcanica di Bolsena*

I prodotti della zona vulcanica di Bolsena affiorano prevalentemente nel settore settentrionale del Distretto Vulsino, dove sono sovrapposti ai più antichi depositi del Paleobolsena. Essi sono presenti all'interno, all'esterno e lungo il recinto calderico della caldera di Bolsena (Nappi & Marini, 1986a, Nappi, 1991, Nappi *et alii*, 1991). La caldera vulcano-tettonica di Bolsena (16 km di diametro) è il prodotto di uno sviluppo progressivo dovuto a subsidenza del piano calderico orientale secondo una direttrice N-S. Nel settore occidentale invece il piano calderico risulta incernierato. Il recinto calderico infatti è osservabile solo nel settore orientale e meridionale, a nord è obliterato dalle ignimbriti di Latera e manca del tutto ad occidente. I primi collassi della caldera possono essere riferiti all'attività del Paleobolsena, che produsse eruzioni pliniane con depositi di pomici di caduta e flussi piroclastici (Nappi & Marini, 1986b). Le colonne eruttive di queste eruzioni pliniane iniziali superavano i 20 km di altezza (Nappi *et alii*, 1994a). I dati ricavati dai sondaggi effettuati in tutto il Distretto Vulsino evidenziano che gli spessori massimi dei depositi pliniani iniziali si rinvengono nel settore nord-orientale della caldera di Bolsena. Inoltre, i sondaggi rivelano che in questo primo periodo la caldera fu soggetta a subsidenza legata a tettonica regionale, come evidenziato dai depositi lacustri che ricoprono i depositi periferici del Paleobolsena.

I centri eruttivi delle eruzioni parossistiche centrali del Complesso Vulcanico di Bolsena sono tutti localizzabili nel settore nord-orientale della caldera e mostrano uno spostamento progressivo verso nord-est (Fig. 8).

Gli apparati circumcalderici e del settore centrale del bordo calderico orientale della caldera di Bolsena risultano alimentati da faglie profonde che dislocano il substrato carbonatico, con direttrici N-S ed E-O.

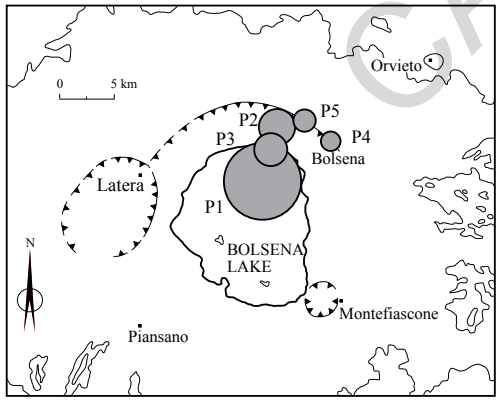


Fig. 8 - *Aree sorgenti di cinque depositi di* fall out *pliniani: P1 pomici di base, P2 pomici di Ponticello, P3 pomici di Orvieto-Bagnoregio, P4 pomici di Ospedaletto, P5 pomici di Casetta. Le linee con i triangolini rappresentano orli di caldera; la linea irregolare segna il limite dei prodotti vulcanici (da Nappi & Valentini, 2005).*

PROGETTO CARG

I prodotti più rappresentativi della zona di Bolsena sono costituiti da depositi di scorie saldate che coprono tutto il settore nord-orientale del recinto calderico, dal livello del Lago fino a 550 m circa. Questi depositi sono tra i più antichi affioranti della zona vulcanica di Bolsena. Essi sono stati preceduti solo da coni di scorie e colate di lava circumcalderici come la colata di lava del Fosso della Carogna e della colata delle "pietre lanciate". Le scorie saldate hanno una composizione trachitica ed una distribuzione areale circumcalderica, che farebbe riferire la loro messa in posto a fontane di lava sincalderiche. La risalita del magma sarebbe avvenuta attraverso fessure di alimentazione che in precedenza avrebbero favorito il collasso calderico, tra Casal Gazzetta e Ponticello. In seguito quest'area fu interessata da un'attività esplosiva non più fissurale ma centrale. I nuovi scenari eruttivi si manifestarono per primi con l'eruzione del Ponticello datata 351,7 ± 4 ka (Nappi *et alii*, 1994a; 1995). A questo evento, la cui distribuzione copre una vasta area nel settore orientale del Distretto e raggiunge lo spessore di 2,5 m, fece seguito l'eruzione dell'ignimbrite Orvieto-Bagnoregio, il cui centro di emissione, come quello del Ponticello, è localizzabile nel settore nord-orientale della caldera, in corrispondenza di una frattura di alimentazione dell'attività fissurale hawaiiana sincalderica (Nappi *et alii*, 1994a). Anche l'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio si è messa in posto nel settore orientale del distretto; essa si distribuisce per 200 km^2 tra Bardano a nord e Castel Cellesi a sud. L'eruzione dell'Orvieto–Bagnoregio ebbe luogo 333 ka fa (Nappi *et alii,* 1995) e rappresenta un ottimo *marker* stratigrafico (Fig. 9).

2.2.3. - *Zona vulcanica di Latera*

L'evoluzione del complesso vulcanico di Latera può essere suddivisa in tre fasi distinte (Nappi, 1969a). La prima fase ha prodotto prevalentemente flussi di lava. La seconda fase è rappresentata da meccanismi eruttivi di tipo esplosivo, con la messa in posto di un gran numero di flussi piroclastici, che determinano la genesi di ignimbriti e *surges*. Durante la terza fase infine, l'attività si concentra all'interno della caldera e lungo il recinto calderico. Gli scenari eruttivi sono di tipo stromboliano, hawaiano, pliniano ed idromagmatico e si concludono all'interno della caldera con la formazione di M. Becco. La zona di Latera è caratterizzata prevalentemente da ignimbriti distribuite radialmente rispetto alla caldera, in modo da formare un vulcano scudo di ignimbriti (Sparks, 1975). I depositi ignimbritici di Latera sono stati estesamente studiati nel corso del secolo scorso (Nappi , 1969a, b; Sparks, 1975; Varekamp, 1980; Metzeltin & Vezzoli, 1983; Nappi *et alii*, 1994a; Palladino & Valentine, 1995; Palladino & Simei, 2002).

PROGETTO CARG

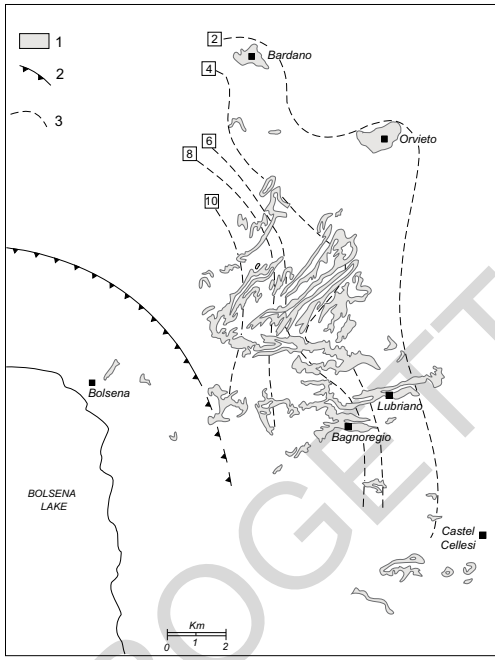


Fig. 9 - *Distribuzione areale del deposito principale dell'Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio (con le isoplete in cm del diamentro medio dei cinque clasti litici più grandi dell'unità superiore; da* Nappi et alii*, 1982, mod.). 1 = Distribuzione areale ; 2 = recinto calderico della caldera di Bolsena; 3 = isoplete dei litici inglobati.*

PROGETTO CARG

Una prima ricostruzione dei meccanismi eruttivi che hanno caratterizzato la caldera di Latera è riportata in Nappi (1969a, b). Egli distingue un'ignimbrite trachitica di base, un'ignimbrite trachitica superiore, un tufo giallo litoide e le due vulcaniti complesse di Onano e Pitigliano. Questi ultimi due depositi furono definiti complessi in quanto corrispondenti ad un'unica eruzione nell'ambito della quale i meccanismi eruttivi variavano.

In uno studio successivo Sparks, (1975) indicò la sequenza delle ignimbriti di Latera con le lettere A, B, C, D, E, F, dalla più antica alla più recente. Le ignimbriti A, B, C, D sono il prodotto del collasso di alte colonne eruttive emesse da condotti centrali localizzabili all'interno della caldera. Al contrario, le fasi esplosive finali relative alla vulcanite complessa di Onano ed alla vulcanite complessa di Pitigliano furono generate da colonne eruttive che si sollevarono da fessure situate nel settore nord orientale della caldera. E' nel corso di questa seconda fase che si forma la Caldera di Latera. Essa è dovuta alla coalescenza di più caldere obliterate dagli eventi successivi. Ciascuna caldera si è formata in seguito ad un'eruzione ignimbritica, il cui volume variava tra 0,5 e 5 km^3. La genesi della caldera poligenica di Latera è dovuta, almeno nella fase iniziale, a collassi caotici riferibili a modeste eruzioni ignimbritiche. Solo l'ultima delle caldere monogeniche è ben conservata (caldera del Vepe). Per le caratteristiche

delle varie ignimbriti si veda l'ampia letteratura (Nappi, 1969a, b; Sparks 1975; Nappi *et alii*, 1991; Nappi *et alii*, 2004).

Nell'area del Foglio 345 "Viterbo" affiora solamente una di queste ignimbriti ("Ignimbrite A" di Sparks, 1975; "Ignimbrite Trachitica Inferiore" di Nappi, 1969a, b), corrispondente alla formazione di Canino.

2.2.4. - *Zona vulcanica di Montefiascone*

Come per la Zona di Bolsena, gli scenari eruttivi sviluppatisi nella Zona di Montefiascone sembrano essere condizionati dalla particolare struttura del basamento carbonatico. Le faglie profonde che si allungano in direzione E-O, N-S, e NNE-SSO determinarono una intensa attività esplosiva che generò la caldera di Montefiascone e una attività effusiva pre- e post-calderica nella parte centrale della zona. Al contrario, a sud della caldera faglie dirette E-O alimentarono la genesi di coni di scorie e vaste colate di lava, che si espansero verso sud. Le più antiche colate di lava della zona sono le lave leucititiche del *plateau* di Commenda e le lave emesse dai coni di scorie di M. Moro, M. Rosso e M. Varecchia. Successivamente, lungo la stessa fessura di alimentazione, s'impostò l'attività effusiva finale dei centri di Montisola, Montefiascone e Orto Piatto. L'attività esplosiva nella zona di Montefiascone è molto intensa ed è prevalentemente di tipo idromagmatico. La più energetica di queste eruzioni determinò la genesi dell'Ignimbrite di Montefiascone, che produsse come immediata conseguenza la formazione della caldera di Montefiascone (Nappi & Marini, 1986b). L'ignimbrite basale di Montefiascone affiora nel settore meridionale e orientale della zona. Essa appare come un deposito massivo da grigio chiaro a grigio scuro ed è caratterizzata da 5 unità di flusso. Ciascuna unità è composta da una matrice cineritica, costituita da frammenti vetrosi e fenoclasti di biotite, pirosseno e leucite, che include frammenti lavici e noduli mafici arrotondati.

L'attività idromagmatica riprese lungo il recinto calderico e diede luogo alla genesi dei depositi di Ciuccara, di M. d'Oro e di La Berlina (Piersanti, 1997).

I depositi di queste eruzioni esplosive si ritrovano fino alla distanza massima di 5 km dal bordo della caldera di Montefiascone. La presenza di scarso materiale juvenile, assieme alla notevole quantità e diversità di inclusi presenti e alla scarsità di strutture interne, ha fatto ipotizzare che si trattasse di depositi di fango (Varekamp, 1980). Cioni *et alii* (1991) considerano, invece, questi tre flussi piroclastici come lobi dispersi di un unico deposito riferibile ad un centro eruttivo circumcalderico (Ignimbrite Melilitica Leucitica della Berlina). Dall'analisi tessiturale dei depositi, invece, sono state individuate tre direzioni di flusso che si dipartono radialmente dai condotti eruttivi che li hanno generati

PROGETTO CARG

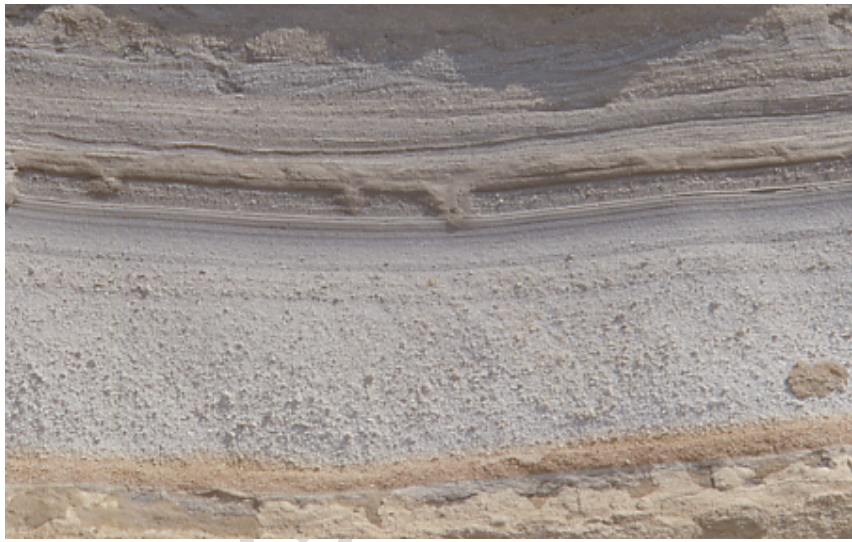


Fig. 10 - *Orizzonte di pomici pliniane di "Ospedaletto" con sovrapposti i Tufi Superiori di Montefiascone (Loc. Ospedaletto; da Nappi & Valentini 2005).*

(Piersanti, 1997; Nappi & Valentini, 2005). L'attività di questi tre centri non fu contemporanea; i loro depositi infatti s'intercalano al livello di pomici pliniane dell'eruzione di Ospedaletto del Bolsena (Fig. 10). I prodotti della Ciuccara sono sottoposti al livello *marker* di Ospedaletto, mentre i depositi di La Berlina e di Monte d'Oro sono successivi. L'attività nella zona di Montefiascone si conclude con le fasi magmatiche dei centri di Orto Piatto, Monte Isola e M. Varecchia, con la messa in posto di lave tefritiche, basanitiche e melilititiche.

2.2.5 - *Zona vulcanica del Neobolsena*

La Zona vulcanica del Neobolsena corrisponde allo stadio finale dell'evoluzione del Distretto Vulsino. Il Complesso del Neobolsena si sviluppa all'interno del Lago di Bolsena, quindi al di fuori dell'area del foglio. L'attività finale è rappresentata da eruzioni sublacustri di tipo surtseyano i cui depositi produssero due apparati intracalderici che formano le isole Martana e Bisentina. I prodotti sono prevalentemente di tipo idromagmatico, anche se la fase finale si conclude (nell'Isola Bisentina) con l'emissione di una colata di tipo tefritico-leucititico. L'età K/Ar di questa colata di lava è 127.4±1.8 ka (Nappi *et alii*, 1995), che rappresenta il più giovane dei prodotti subaerei del Distretto Vulsino.

PROVA CARTA

2.3. - Il Distretto Vulcanico Vicano

L'area occupata dal Distretto Vulcanico Vicano corrisponde ad una zona di incrocio tra una struttura a *graben* di interesse regionale, che segue un andamento NO-SE, ed una importante discontinuità tettonica con direzione antiappenninica, la faglia Orte-Vico, la quale ha avuto un ruolo di grande importanza nella genesi e nella evoluzione di questo vulcano (Sbrana & Sollevanti, 1982).

L'attività del Distretto Vicano, iniziata prima di circa 420 ka e sviluppatasi fino a circa 90 ka fa, è riferibile ad un edificio centrale dalla tipica forma di vulcano-strato con la parte terminale troncata da una caldera eccentrica verso S.

La parte centrale dell'apparato è formata quasi esclusivamente da lave ed affiora estesamente nel limitrofo Foglio 355 "Ronciglione", mentre la parte periferica è costituita in prevalenza da vasti espandimenti ignimbritici.

L'evoluzione del vulcano di Vico può essere schematizzata in 4 fasi principali. La prima fase è di tipo esplosivo ed effusivo. I prodotti piroclastici dell'attività esplosiva sono riferibili ad una serie di eruzioni pliniane e sono arealmente distribuiti a NO, a N e a NE dell'attuale apparato; essi formano una serie di orizzonti pomicei noti in letteratura come "Tufi Stratificati Varicolori" (Bertini *et alii*, 1971a) e "Formazione di Rio Ferriera" (Perini *et alii*, 1997), distinti con XFP in questo foglio e comprendenti anche i due livelli guida "Vico α" e "Vico β". A questa fase appartiene anche una potente colata lavica nota come "Trachite di Petrignano" (Mattias, 1969), riferibile all'omonimo centro.

La seconda fase è caratterizzata da una imponente attività effusiva che provoca un impilamento continuo di colate di lava e origina l'apparato centrale del vulcano-strato di Vico; a queste colate si intercalano depositi piroclastici costituiti da banconi di scorie.

Nel corso della terza fase si ha la messa in posto delle potenti formazioni piroclastiche note in letteratura come Ignimbriti A, B, C e D (Locardi, 1965), legate ad una attività fortemente esplosiva.

L'"Ignimbrite A" è caratterizzata da un deposito basale di pomici pliniane seguito da almeno tre unità di flusso. Ciascuna unità di flusso, nei settori prossimali, è costituita da pomici e scorie nere schiacciate ed isoorientate in una matrice cineritica grossolana saldata. Nei settori distali l'ignimbrite è litificata per processi di zeolitizzazione. Essa si estende sui versanti orientale ed occidentale dell'apparato vulcanico vicano, mentre nelle aree del Foglio 345 "Viterbo" l'unità (WIA) affiora quasi esclusivamente nel settore SE.

L'"Ignimbrite B" affiora con continuità sui fianchi S, SO e SE dell'apparato vicano ma non affiora mai nell'area del Foglio 345 "Viterbo".

L'"Ignimbrite C" (Tufo Rosso a Scorie Nere *auct*.) è la più estesa fra le formazioni vicane e si distribuisce in tutte le direzioni attorno alla caldera per un

PROGETTO CARG

raggio di circa 25 km dal centro di emissione. Nonostante l'espansione del flusso venga parzialmente ostacolata verso S e verso N rispettivamente dai rilievi dei distretti vulcanici Sabatino e Cimino riesce a raggiungere a nord la distanza di circa 28 km (v. § 9.31.1 del titolo V). Gli spessori massimi si osservano nei settori periferici dove il deposito raggiunge la potenza di 80 metri. Questa ignimbrite è la più studiata delle ignimbriti vicane (Locardi, 1965; Mattias & Ventriglia 1970; Bertagnini & Sbrana, 1986; Perini *et alii*, 1997; Nappi *et alii*, 2004; Bear *et alii*, 2009). Alla base dell'ignimbrite C è situato uno strato costituito da pomici di caduta pliniane, a cui seguono 5 unità di flusso pomiceo. Nel settore prossimale è presente un deposito da breccia co-ignimbritica, con uno spessore di 20 m, costituita da frammenti lavici, litici del substrato sedimentario, argille e frammenti di rocce metamorfosate, scorie juvenili e scarsa matrice. La sequenza passa in alto ad un deposito massivo saldato costituito da scorie metriche schiacciate a cui segue un deposito tipo *sillar* con una matrice zeolitizzata a pomici grigie arrotondate. Nelle aree del Foglio "Viterbo" l'unità (WIC) affiora diffusamente.

L'"Ignimbrite D" rappresenta la più recente delle ignimbriti vicane e la sua emissione è stata preceduta da una lunga stasi testimoniata dalla presenza di uno spesso paleosuolo. Affiora nel settore E del Distretto Vicano e si segue con una certa continuità a partire dal bordo orientale della caldera (700 m s.l.m.) fino alla Valle del Tevere (150 m s.l.m.). Si presenta come un deposito massivo di colore da grigio chiaro al giallo. La sequenza deposizionale è composta da un livello di ceneri fini litificate seguite da numerose unità di flusso con caratteri idromagmatici. Le unità di flusso basali sono costituite da livelli a gradazione inversa e contengono lapilli pomicei, pomici bianche grossolane, rari litici in una matrice cineritica. Al di sopra di questa unità si osserva un deposito massivo con una matrice litificata contenente pomici bianche, pomici scure schiacciate, frammenti litici eterogenei e sono presenti anche frammenti di ossidiana. Nelle aree del Foglio 345 "Viterbo" questa unità (WID) è stata riconosciuta in pochi lembi nel settore SE.

Nel corso di queste fasi esplosive si origina la caldera poligenica che caratterizza la sommità del vulcano di Vico e che non è presente nell'area del Foglio 345 "Viterbo". Alla messa in posto di ciascuna di queste ignimbriti segue, infatti, un collasso calderico conseguente allo svuotamento delle relative camere magmatiche (Locardi, 1965). La distribuzione delle ignimbriti e la morfologia delle caldere monogeniche conseguenti a ciascuna eruzione testimoniano che i collassi si sono sviluppati in settori diversi. La distribuzione differenziata dei crolli, infatti, suggerisce l'esistenza di più camere magmatiche superficiali, con difetti di massa che si sono verificati in corrispondenza dei tetti di almeno quattro camere magmatiche.

Dopo l'emissione delle ignimbriti finali si instaura un bacino lacustre all'interno della caldera.

PROGETTO CARG

Questa situazione determina una sostanziale variazione del tipo di attività, che diventa prevalentemente di tipo esplosivo idromagmatico (quarta fase). I prodotti che ne derivano sono costituiti prevalentemente da tufi idromagmatici formati da livelli di ceneri e lapilli ben stratificati, spesso laminati, alternati a potenti strati ondulati caratterizzati da laminazione incrociata e strutture tipo dune/antidune. La fase finale si conclude con una intensa attività effusiva, localizzata nel settore NE della caldera, che porta alla edificazione del cono di Monte Venere.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il rilevamento è stato eseguito in base al criterio litostratigrafico, distinguendo le unità secondo i criteri dell'analisi di facies e raggruppando i depositi in formazioni e/o gruppi o unità informali, ed eventualmente suddividendoli al loro interno in membri e litofacies, qualora le condizioni di affioramento ne abbiano permesso la distinzione e il riconoscimento sul terreno.

Per individuare le unità sono stati utilizzati anche il tipo di limite geologico, la composizione, lo spessore dell'unità, la struttura e la microstruttura delle rocce, le eventuali facies deposizionali e ogni altro carattere riconosciuto nelle differenti litofacies e relative associazioni. Un ulteriore criterio adottato per la distinzione delle unità stratigrafiche sedimentarie di tipo terrigeno è rappresentato, oltre che dai caratteri delle singole litofacies, dal rapporto arenite/pelite (A/P), secondo i seguenti valori da cui derivano le denominazioni relative:

1. rapporto A/P minore del 30% = unità pelitica;
2. rapporto A/P compreso tra 30% e 40% = unità pelitico-arenitica;
3. rapporto A/P compreso tra 40% e 70% = unità arenitico-pelitica;
4. rapporto A/P maggiore del 70% = unità arenitica

A questo criterio sono stati associati anche lo spessore medio degli strati arenitici, la composizione delle areniti (caratteristiche evidenti sul terreno), la presenza di livelli guida (anche locali), le caratteristiche sedimentologiche più tipiche e facilmente riconoscibili sul terreno, le paleocorrenti e la provenienza degli apporti. Per lo spessore de-

gli strati è stata adottata la classificazione di Campbell (1967), leggermente modificata secondo le indicazioni di Bosellini *et alii* (1989). Per la classificazione delle areniti è stato fatto riferimento a Zuffa (1980) e Di Giulio & Valloni (1992). Le terminologie e i criteri adottati sono conformi a quanto riportato nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia. All'interno delle successioni, inoltre, si è cercato di individuare superfici sincrone riconoscibili sul terreno quali: (a) livelli caratteristici e strati guida a livello bacinale e/o locale; (b) brusche variazioni verticali di facies; ovvero diacrone, quali superfici di discontinuità (erosione e/o non deposizione) secondo il concetto di *unconformity*.

Le superfici che si formano sono frutto di più processi che possono essere contemporaneamente attivi: variazioni eustatiche, eventi tettonici, vulcano-tettonici, variazioni climatiche, eventi eruttivi ed intereruttivi. Per poter quindi comprendere l'evoluzione geologica dell'area è necessario adottare criteri stratigrafici che permettano il riconoscimento degli eventi menzionati e che introducano elementi di valutazione di questi episodi in relazione ad eventi anche a scala regionale (De Rita *et alii*, 2002; Mancini *et alii*, 2003-2004).

In questo Foglio le unità vulcaniche e i depositi sedimentari quaternari sono stati quindi raggruppati in più ampie unità stratigrafiche a limiti inconformi – UBSU - (Supersintemi e Sintemi), come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico d'Italia (Pasquarè *et alii*, 1992; Battaglini *et alii,* 2009*;* Galluzzo *et alii,* 2009) e da De Rita *et alii* (2000), utilizzate quale strumento di sintesi stratigrafica e di coordinamento con gli adiacenti fogli interessati dai medesimi eventi geologici a scala regionale. Tale scelta è stata dettata dalla possibilità di riconoscere e definire, per i terreni vulcanici e sedimentari quaternari, la natura dei loro limiti inferiori e superiori, in qualche caso estrapolandone la continuità da quelli affioranti nei fogli limitrofi (Fogli nn. 344 "Tuscania", 354 "Tarquinia" e 355 "Ronciglione"), secondo i principi descritti nel successivo paragrafo.

L'organizzazione delle unità a limiti inconformi è stata effettuata alla fine della fase di rilevamento geologico di terreno, quando la geometria dei corpi rocciosi e il riconoscimento dell'ordine delle superfici di discontinuità ha permesso l'effettiva gerarchizzazione delle unità rilevate. Per ottenere tutti quei dati che nella fase conclusiva hanno consentito le definizioni delle unità a limiti inconformi e la loro gerarchizzazione, l'osservazione sul terreno è stata organizzata secondo quanto proposto da De Rita *et alii* (2000; 2002), mettendo in evidenza i caratteri rilevabili alla mesoscala, utili per la descrizione di depositi vulcanici primari (lave e piroclastiti) e vulcanoclastici.

Per quanto riguarda la classificazione mineralogico-petrografica di tutte le unità riconosciute è stata effettuata una raccolta di campioni relativi ad ogni deposito. In relazione al tipo di prodotto è stata operata una campionatura idonea per ottenere sezioni sottili (analisi mineralogiche al microscopio polarizzatore ed alla microsonda elettronica) e per ricavare polveri (analisi chimiche), sia sulle colate di lava in espandimenti, sia sulle lave dei domi e sia, infine, sulla frazione juvenile dei depositi piroclastici. Per quanto riguarda questi ultimi depositi sono state effettuate anche analisi dei componenti della frazione fine.

PROGETTO CARG

2. - PRINCIPALI PROBLEMATICHE LEGATE ALLE UNITÀ STRATIGRAFICHE

L'area compresa nel Foglio 345 "Viterbo" è coperta dalle vulcaniti riferibili a tre diversi distretti vulcanici, i cui prodotti si sono interdigitati con i depositi sedimentari della costa tirrenica e/o con i depositi alluvionali del Fiume Tevere. La geometria e le facies caratteristiche delle sequenze marine ed i depositi vulcanici e vulcanoclastici sono stati analizzati in relazione alle variazioni del livello del mare nel corso del Quaternario (De Rita *et alii*, 2002). Questa correlazione è stata effettuata utilizzando livelli *marker* datati rappresentati da ignimbriti ad elevata distribuzione areale e livelli di caduta riferibili a meccanismi esplosivi di tipo pliniano. Le sequenze sono state organizzate in UBSU, individuate in base ad inconformità di tipo regionale e già definite nei fogli limitrofi e in Mancini *et alii*, 2003-04.

Nell'area del Foglio è stato quindi possibile disporre di alcuni degli stessi livelli guida utilizzati in precedenza, ai quali si sono aggiunti ulteriori orizzonti *marker* caratterizzati da una notevole distribuzione areale nel settore orientale dei Vulsini e nei settori settentrionali dei distretti Cimino e Vicano.

Tali strumenti stratigrafici hanno permesso di definire e inquadrare ulteriori unità litostratigrafiche all'interno di sintemi correlabili a quelli già riconosciuti sulla costa tirrenica, le cui *unconformity* risultano legate alle oscillazioni eustatiche ad alta frequenza del Pleistocene e caratterizzano in quest'area lo sviluppo dei supersintemi Aurelio-Pontino e Acquatraversa. Nel Foglio, pertanto, sono state identificate e utilizzate alcune delle unità sintemiche già istituite nei fogli n. 354 "Tarquinia" e n. 353 "Montalto di Castro". Il settore orientale del Foglio, dominato dalla media valle del Tevere, ha risentito invece della concomitanza di più fattori (sollevamento tettonico, vulcano-tettonica, subsidenza, sviluppo del sistema fluviale) oltre alla variazione di quota del livello di base, e quindi le superfici di inconformità riscontrate non sono sempre riconducibili direttamente o univocamente alle variazioni eustatiche. Infatti, Mancini *et alii* (2003-04) hanno individuato una serie di *unconformity* rappresentative di quest'area. Ad esempio, in questo settore del Foglio sono presenti aree interessate da deposizione (palustre e lacustre) persistente anche durante le fasi di erosione regionale che definiscono le discontinuità riconosciute nel settore costiero. Per tali motivi, nel settore orientale del foglio, influenzato principalmente dai processi che hanno interessato l'area della media valle del Tevere, le discontinuità che si inquadrano all'interno dei supersintemi Aurelio-Pontino e Acquatraversa, risultano più adeguatamente rappresentate attraverso le *unconformity* già definite da Mancini *et alii* (2003-2004). Per l'intera area del foglio è stata pertanto effettuata una correlazione tra le discontinuità registrate, anche in maniera diacrona, nei due settori, condotta attraverso il riconoscimento, ove

PROGETTO CARG

possibile, della corrispondenza con UBSU già definite in letteratura. Il risultato è mostrato nella figura 11.

Per quanto riguarda in particolare la stratigrafia e la rappresentazione delle unità vulcaniche un ulteriore problema affrontato è stato quello di separare in carta i prodotti distali di un apparato da quelli prossimali di un altro. I depositi distali da attività esplosiva, riferiti ad uno o più eventi eruttivi, risultano spesso affioranti in livelli non cartografabili considerando l'esiguo spessore che finiscono per assumere.

Inoltre, la sequenza di eventi eruttivi originati da distretti vulcanici diversi rende la ricostruzione stratigrafica alquanto complessa, anche in considerazione delle caratteristiche geometriche discontinue dei corpi, e non sempre permette una localizzazione rigida dei vari livelli nella successione stratigrafica. Ad esempio, i prodotti riferibili ai centri eruttivi dei settori orientali del Distretto Vulsino, anche se caratterizzati da una geometria che permette di identificarli senza possibilità di errore, hanno una distribuzione areale spesso molto limitata, per cui non sempre è possibile trovarli in sovrapposizione stratigrafica che permetta una ricostruzione completa.

Per quanto sopra esposto si è fatto ricorso all'utilizzo di unità litostratigrafiche cartografabili alla scala del foglio, individuate sulla base dei depositi in esse prevalenti, operando sintesi stratigrafiche in accordo alle norme di Stratigrafia (Germani & Angiolini, 2003).

Un ulteriore punto di approfondimento per i depositi vulcanici ha riguardato quei depositi indicati nelle legende delle precedenti carte geologiche molto genericamente come depositi di caduta di varia provenienza (es. tufi superiori e tufi inferiori nel foglio 137 "Viterbo" alla scala 1:100.000). Questi depositi sono litologicamente anche molto diversi tra di loro e pertanto, laddove possibile, sono stati opportunamente caratterizzati e riclassificati. Ad esempio alcuni di essi sono stati riferiti all'attività idromagmatica dei centri circumcalderici della caldera di Montefiascone; tali prodotti sono diversi tra loro, sia per quanto riguarda la composizione chimico-mineralogica, che per posizione stratigrafica e pertanto sono stati classificati e separati dai depositi dell'attività stromboliana dello stesso complesso.

Inoltre, sempre in questo settore, sono presenti numerose colate di lava, talora in *plateau*, che nelle vecchie carte apparivano indifferenziate o associate nelle stesse unità. Osservazioni di campagna e analisi di laboratorio hanno evidenziato notevoli differenze tra le stesse colate per composizione petrografica e chimica. Sono state quindi opportunamente ridefinite anche dal punto di vista stratigrafico, in relazione all'apparato di provenienza, e classificate dal punto di vista petrografico e geochimico.

Nelle aree caratterizzate da terreni di natura vulcanica, come in questo caso, i dati disponibili, per quanto abbondanti, molto spesso sono di carattere marcatamente strutturale e petrologico e non sempre soddisfano le esigenze litostratigrafiche legate alla realizzazione di un foglio geologico alla scala 1:50.000. Anche i rilevamenti effet-

PROGETTO CARG

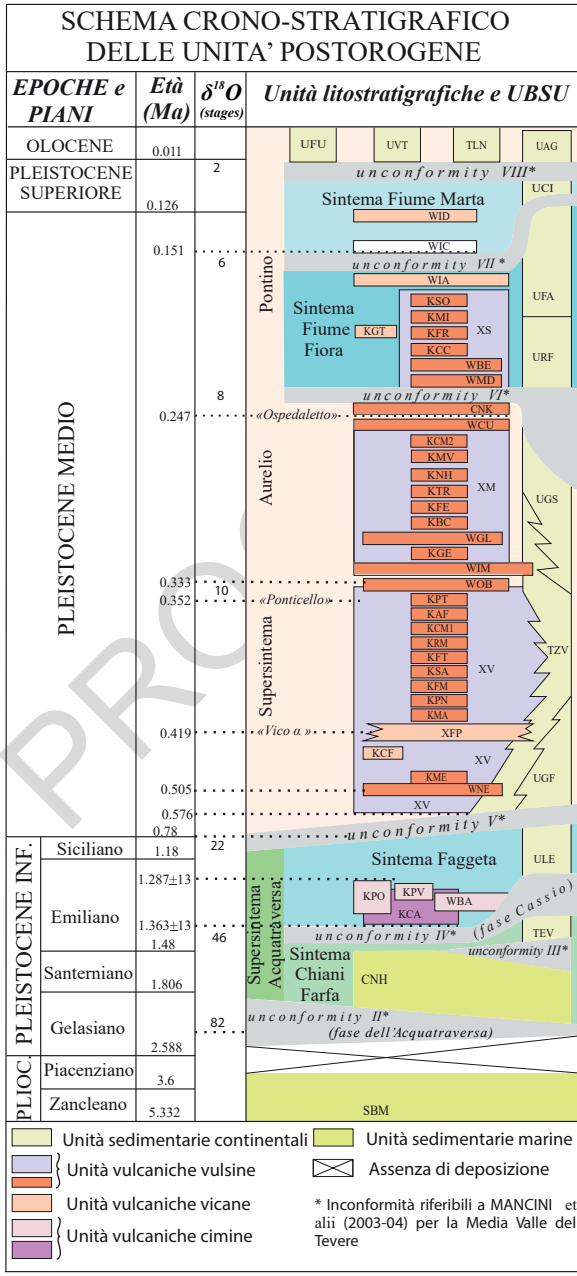


Fig.11 - *Schema cronostratigrafico delle unità post-orogene. I tasselli spazialmente non seguono un criterio geografico lungo la direzione est-ovest, ma sono disposti sulla base dei diversi ambienti di formazione contemporaneamente attivi nel medesimo intervallo di tempo.*

tuati a più riprese in passato (Bertini *et alii*, 1971a; Nappi & Marini, 1986a; Marini & Nappi, 1986; Coltorti *et alii*, 1991; Di Battistini *et alii*,1998; Nappi *et alii*, 1998; Di Battistini *et alii*, 2001) rispondono ad esigenze diverse e molto spesso non sono in accordo tra loro sia per quanto riguarda la distribuzione areale dei prodotti sia per quanto riguarda la caratterizzazione delle sequenze stratigrafiche.

Il rilevamento di dette aree è stato quindi rivisto applicando un criterio più rigorosamente stratigrafico, basato sulla individuazione delle unità di vario rango cartografabili alla scala del foglio. Per la loro corretta definizione sono stati individuati il centro di provenienza del deposito, la sua distribuzione areale e la sua caratterizzazione litologica e petrografica nonché la presumibile posizione stratigrafica. Dal lavoro effettuato in campagna e dalle analisi approfondite dei dati di laboratorio deriva quindi un importante contributo alla definizione della stratigrafia, della litologia e della distribuzione areale di queste vulcaniti.

A conclusione di quanto sopra, nella realizzazione di questo Foglio, le principali problematiche affrontate possono essere così riassunte:

a) revisione ed aggiornamento dei precedenti rilevamenti;

b) definizione delle unità litostratigrafiche sulla base delle linee guida per la cartografia geologica alla scala 1: 50.000;

c) inquadramento delle unità litostratigrafiche all'interno di unità stratigrafiche a limiti inconformi di significato regionale;

d) aggiornamento stratigrafico delle unità di vario ordine dei distretti cimino, vicano e vulsino e ricostruzione della loro storia eruttiva;

e) caratterizzazione petrografica e geochimica delle unità di legenda.

3. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

La successione stratigrafica rappresentata nella legenda del Foglio è ripartita in tasselli incolonnati secondo insiemi che raggruppano le unità in relazione alla loro natura:

- unità marine del substrato sedimentario pre-vulcanico, appartenenti al ciclo pre-orogenico (Giurassico - Oligocene superiore) e al post-orogenico (di età neogenica e oltre: Pliocene - Pleistocene);
- depositi sedimentari continentali quaternari, compresi gli attuali accumuli detritici e alluvionali;
- unità vulcaniche, riferite distintamente alle attività dei Distretti vulcanici Cimino, Vicano e Vulsino, che si sono messe in posto a partire dal Pleistocene inferiore fino al Pleistocene medio, e che occupano la maggior parte dell'area del foglio.

Le unità litostratigrafiche sono state inserite, ove possibile, entro unità a limiti inconformi, descritte a titolo della successione contenuta tra le due superfici di discon-

PROGETTO CARG

tinuità che le definiscono. Questa struttura di legenda favorisce una lettura integrata di tempi, ambienti, discontinuità, la cui correlazione permette di ricostruire le diverse fasi geologiche che hanno interessato l'area nella quale i distretti vulcanici si sono evoluti.

Per quanto riguarda infine le sigle delle unità vulcaniche (ad eccezione della sola formazione di Canino), queste si distinguono agevolmente nel Foglio perché la prima lettera che forma la sigla ne contrassegna in via immediata la natura vulcanica e fornisce al tempo stesso anche informazioni sul tipo di deposito: K per le lave; W per i flussi piroclastici; X per i depositi piroclastici di caduta.

4. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA DELLE UNITÀ SEDIMENTARIE

In questo Foglio le formazioni sedimentarie dal punto di vista geodinamico sono state distinte in unità pre-orogene e unità post-orogene.

Le prime comprendono le due formazioni giurassiche del Calcare Massiccio e della Corniola del Dominio umbro - marchigiano e le due formazioni del Flysch della Tolfa del Cretaceo superiore - Eocene e delle arenarie di Poggio S. Benedetto dell'Oligocene superiore del Dominio Ligure.

Per le seconde sono state utilizzate in prevalenza le unità già definite da Mancini *et alii* (2003 - 04) ed in parte alcune nuove unità per i depositi più recenti. Pertanto sono state distinte unità continentali di età olocenica (deposito antropico, deposito di versante, deposito di frana, coltre eluvio-colluviale, depositi alluvionali, unità del Fosso Urcionio, del Bullicame e di Case Castiglione), unità continentali e marine di età pleistocenica comprendenti le unità di Attigliano, di Sipicciano, di Fiano Romano, di Rio Fratta, di Grotte S. Stefano, di Graffignano, di Civita Castellana; il sintema Chiani-Farfa, rappresentato dalle formazioni di Giove in Teverina e Chiani-Tevere, ed infine l'unità pliocenica del Fosso di S. Savino. La notevole complessità e variabilità da luogo a luogo dei rapporti stratigrafici tra le varie unità delle due successioni hanno suggerito di rappresentare tali rapporti con più schemi, riportati sia nella cornice del Foglio, sia come figure nelle presenti note illustrative.

Per la suddivisione cronostratigrafica delle unità litostratigrafiche è stata utilizzata la scala geocronologica della Guida al rilevamento (Pasquarè *et alii,* 1992) aggiornata secondo i dati della Commissione Italiana di Stratigrafia (1998); tuttavia per il Pliocene e il Pleistocene la scala cronostratigrafica è stata recentemente cambiata (Gibbard *et alii*, 2010) e la nuova suddivisione è stata adottata nel Foglio. Pertanto nel definire le età delle unità plio - quaternarie, si è scelto di utilizzare i nomi dei piani per non incorrere in confusione.

Per quanto riguarda le unità neogeniche, le analisi biostratigrafiche si sono basate sullo studio sia dei foraminiferi sia dei nannofossili calcarei. L'uso integrato dei due gruppi di microfossili ha consentito un inquadramento cronostratigrafico

PROGETTO CARG

di quasi tutte le unità cartografate, nonostante la scarsità degli affioramenti, che non consente di studiare sezioni complete, e nonostante la frequenza di sedimenti terrigeni grossolani torbiditici e non, che hanno associazioni povere, con scarse forme significative e con un'alta percentuale di specie rielaborate.

La figura 12 illustra lo schema biozonale utilizzato per le unità giurassico-cretaciche di piattaforma carbonatica interna secondo Chiocchini & Mancinelli (1977) e la successiva revisione di Chiocchini *et alii* (1994).

Negli schemi biozonali di figura 13 sono state riportate le biostratigrafie definite con i foraminiferi planctonici e i nannofossili calcarei, la biocronologia, la scala delle polarità magnetiche e la scala cronostratigrafica. Le unità biostratigrafiche utilizzate, come risulta dalle didascalie, derivano da schemi elaborati precedentemente e opportunamente modificati e integrati (Martini, 1971; Cantalamessa *et alii*, 1986; Rio *et alii*, 1990; Fornaciari & Rio, 1996; Fornaciari *et alii*, 1997). L'analisi micropaleontologica è stata effettuata sia su campioni sparsi sia su campioni provenienti da sezioni stratigrafiche, mediante i foraminiferi ed i nannofossili calcarei. La scarsità delle forme, la mancanza spesso di quelle stratigraficamente significative, il cattivo stato di conservazione e l'elevato grado di rimaneggiamento raramente hanno permesso di fare riferimento a unità biostratigrafiche per il Flysch della Tolfa. Le forme rimaneggiate spesso costituiscono la sola componente delle associazioni, come è dimostrato dalla diversa attribuzione cronostratigrafica data agli stessi campioni sulla base dei foraminiferi e dei nannofossili.

Per le unità composte da travertini, cioè le unità di Case Castiglione (TLN), di Attigliano (UAG), di Fiano Romano (UFA), di Grotte S. Stefano (UGS), la formazione di Giove in Teverina (TEV) e il membro di Poggio Grotteria (CNH_3) sono state svolte analisi sul rapporto isotopico dello stronzio $^{87}Sr/^{86}Sr$.

5. - UNITÀ DEL DOMINIO UMBRO–MARCHIGIANO

Queste unità sono costituite dalle formazioni del Calcare Massiccio e della Corniola con le stesse denominazioni adottate già nel Foglio 137 Viterbo (Servizio Geologico D'Italia, 1970).

5.1 - Calcare Massiccio (**MAS**)

Il Calcare Massiccio è composto da calcari (*grainstones* e *rudstones*) organogeni, biancastri o avana, talora con ooidi e strutture di disseccamento, tipicamente massivi.

Questa formazione affiora esclusivamente nel settore nord-orientale del Foglio (propaggini sud-occidentali dei Monti di Amelia) tra Alviano e Lugnano in Teverina.

PROGETTO CARG

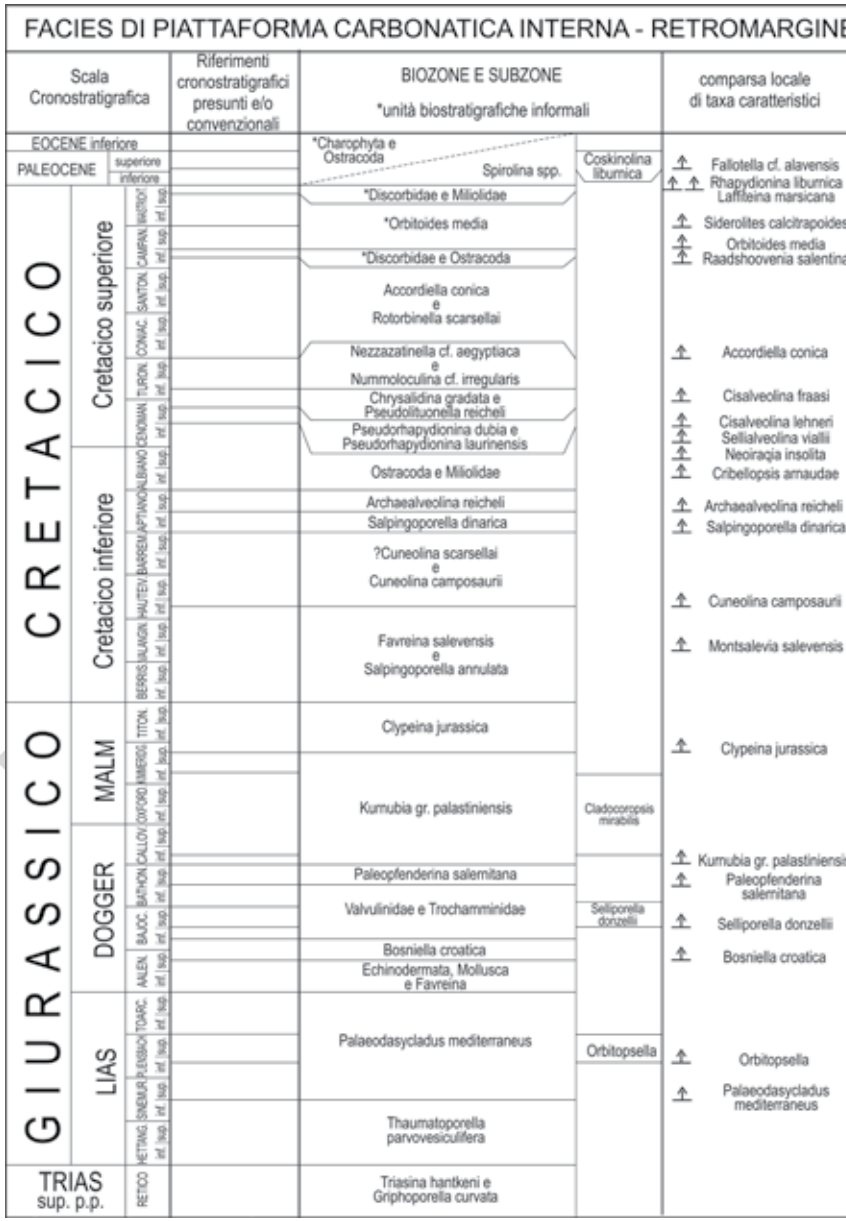


Fig.12 - *Schema bio - cronostratigrafico del Giurassico e del Cretacico secondo* Chiocchini & Mancinelli *(1977) e* Chiocchini et alii *(1994), modificato.*

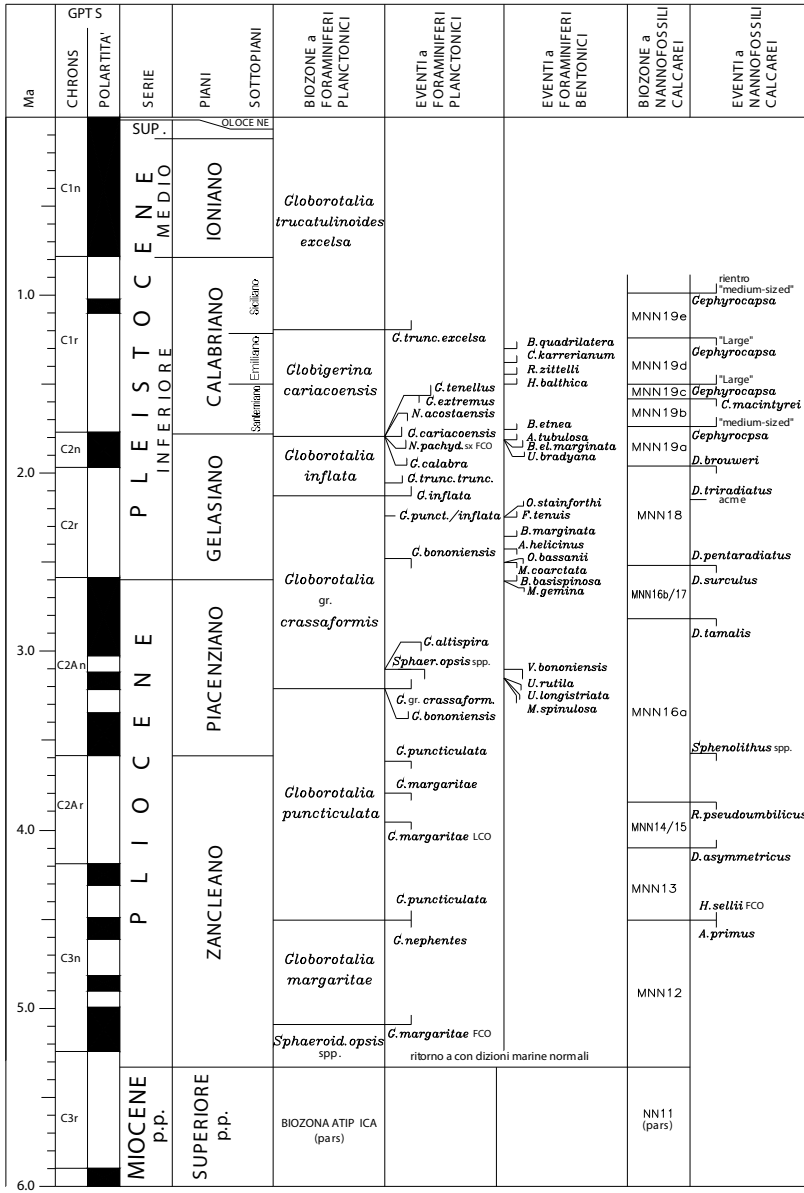


Fig.13 - *Schema bio - cronostratigrafico del Pliocene e del Pleistocene emendato secondo la revisione cronostratigrafia di* Gibbard et alii *(2010). Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent (1995). Biocronologia da Sprovieri (1993). Biozone a nannofossili calcarei da Rio* et alii *(1994).*

Un altro piccolo affioramento è presente alcuni chilometri più a S sempre lungo il margine orientale del Foglio in località Monticello.

Il Calcare Massiccio non mostra stratificazione ed appare di solito fratturato in blocchi. Da rilevare inoltre che negli affioramenti lungo la S. P. Amerina a quota 360 m s.l.m., nei pressi di Vaccarella a quota 225 m s.l.m. e di Monticello a quota 310 m s.l.m., sono presenti fori di litofagi connessi alla deposizione della formazione Chiani – Tevere e indicativi di diversi stazionamenti del livello del mare.

L'associazione paleontologica è qualitativamente poco diversificata: la parte inferiore, caratterizzata dalla presenza di *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Siphovalvulina variabilis* (Septfontaine), *Ammobacolites sp., Rivularia piae* (Frollo), Ostarcoda e frequenti Gastropoda, è riferibile alla biozona a Valvulinidae e Rivulariaceae dell'Hettangiano; superiormente ai fossili suddetti si aggiunge Paleodasycladus mediterraneus (PIA) e ciò permette di riferire questa parte dell'unità alla biozona a *Paleodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae* del Sinemuriano inferiore. Pertanto l'età è Hettangiano – Sinemuriano.

Lo spessore affiorante è di circa 110 m. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica *l.s.*

Hettangiano – Sinemuriano

5.2. - Corniola (**COI**)

Questa formazione comprende calcari marnosi grigi o biancastri con noduli e livelletti di selce, in genere in strati da sottili a spessi e calcari fango-sostenuti (*mudstones* e *wackestones*) scarsamente fossiliferi, talora finemente biodetritici, violacei o grigiastri, in strati da sottili a medi, con noduli di selce. La macrofauna, scarsa o assente, è rappresentata da rari frammenti di ammoniti.

Anche questa formazione si rinviene esclusivamente nel settore nord-orientale del foglio (propaggini sud-occidentali dei Monti di Amelia) in due piccoli affioramenti molto tettonizzati, a NE di Lugnano in Teverina in località Cappuccini e Monte Pulciano.

Il contatto con il Calcare Massiccio è di natura tettonica perché gli affioramenti di Corniola sono stati ribassati da una faglia diretta ad andamento appenninico e rigetto non valutabile.

Il contenuto paleontologico è sempre scarso dal punto di vista qualitativo e talvolta anche quantitativo: l'associazione paleontologica è rappresentata quasi esclusivamente da radiolari, spicole di spugna e rare *Nodosariidae*, mentre il biodetrito, quando presente, risulta composto in prevalenza da fini frammenti di echinodermi e molluschi.

Questa formazione è interamente riferibile alla biozona a Radiolari e spicole di Spugna del Sinemuriano superiore – Pliensbachiano.

Lo spessore affiorante è di circa 30 m. L'ambiente deposizionale è pelagico.

Sinemuriano superiore – Pliensbachiano

PROGETTO CARG

6. - UNITÀ DEL DOMINIO LIGURE

Queste unità affiorano estesamente in Toscana meridionale e nel Lazio nord-occidentale con le formazioni di Sillano, Santa Fiora, Tolfa, Canetolo e Pietraforte (Abbate & Sagri, 1970; Giannini *et alii*, 1971; Fazzini *et alii*, 1972; Civitelli & Corda, 1993; Bonazzi *et alii*, 1992).

Nell'area del Foglio sono presenti il Flysch della Tolfa e un'unità informale denominata arenarie di Poggio S. Benedetto nelle aree di Monterazzano e di Ferento. Questi affioramenti rappresentano il segmento meridionale dell'alto strutturale Castell'Azzara - Monterazzano, che, evidenziato anche dai dati gravimetrici (Servizio Geologico d'Italia, 1974; Barberi *et alii*, 1994), emerge dalle coperture vulcaniche appartenenti ai tre distretti cimino, vicano e vulsino di età pleistocenica (Conforto, 1954; Micheli, 1962; Bertini *et alii*, 1971a).

6.1 - Flysch Della Tolfa (**FYT**)

Il Flysch della Tolfa corrisponde alle unità delle Calcareniti e calcari, dei Calcari marnosi e marne, dei Calcari, calcareniti e brecciole del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970). Questa formazione è composta da diversi litotipi e comprende due membri: il membro del Fosso dell'Anitrella e il membro di Poggio Vivo sottostante il precedente. Nella zona di Monterazzano la ricostruzione della successione è stata eseguita ricollegando i singoli affioramenti in base alle giaciture degli strati. Lo spessore parziale affiorante può essere stimato in circa 195 m. L'unica sezione che è stato possibile misurare si trova in località Macchiarella al Km 5,95 S.P. Tuscanese, già descritta da Chiocchini & Madonna (2005). Gli strati immergono mediamente verso ONO con inclinazioni comprese tra 30° e 60°. Per entrambi i membri il probabile ambiente di sedimentazione è quello di piana sottomarina. Il membro di Poggio Vivo (**FYT_1**), spesso circa 70 m, affiora tra la S.P. Tuscanese e la località Bottino. Esso è composto nella parte basale, osservabile nella sezione in località Macchiarella al Km 5,95 S.P. Tuscanese (Chiocchini & Madonna, 2005; Fig. 14), da argilliti marroni, nelle quali si intercalano strati da medi a spessi di calcari marnosi giallastri, di calcareniti torbiditiche grigie con sequenze di Bouma T_{a-e} e T_{b-e}, e da marne e calcari marnosi rosa nella porzione superiore, simili a quelli della Scaglia umbro-marchigiana. Seguono strati da medio-sottili a spessi di calcari marnosi gialli e di argilliti marroni, grigie, rosse, giallastre e nere.

Il membro del Fosso dell'Anitrella (**FYT_2**), si riconosce tra la località Bottino, la Torre e Poggio della Ficona; comprende calcari marnosi di colore grigio chiaro e marne rosa in strati medio-spessi con sottili intercalazioni di argilliti scure nella parte basale, mentre nella porzione superiore prevalgono calcareniti torbiditiche medio-grossolane di colore grigio con sequenza di Bouma T_{b-e} e liste di selce bianca, calcari marnosi giallastri in strati da sottili a medio-spessi e marne rosa.

Lo spessore del membro del Fosso dell'Anitrella è di circa 125 m.

PROGETTO CARG

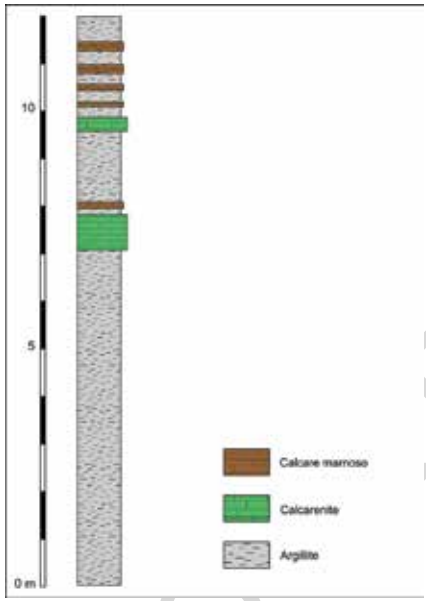


Fig.14 - *Sezione stratigrafica della base del membro di Poggio Vivo (FYT_1) del Flysch della Tolfa misurata in località Macchiarella al Km 5,95 della strada provinciale Tuscanese* (Chiocchini & Madonna, 2005).

Nella zona di Ferento è possibile riconoscere ancora i due membri nei dintorni dell'Edificio e del T. Vezza in località il Talone; lo spessore complessivo è di circa 150 m. I due membri sono dislocati da una faglia diretta con direzione SO-NE lungo l'incisione del T. Vezza. Qui FYT_2 è composto da argilliti marroni con intercalazioni di strati medi, spessi e molto spessi di calcareniti, con sequenze di Bouma T_{a-e} e T_{b-e}, e di calcari marnosi grigi; gli strati immergono di 20°-40° verso OSO. Lo spessore di FYT_2 è di circa 50 m.

Il FYT_1 affiora con una successione di strati spessi e molto spessi di calcareniti grigie e di arenarie a grana media di colore grigio-verdastro in facies C_1, con immersione verso OSO di 20°-35°. Questa successione, spessa circa 100 m, evidenzia quindi il passaggio graduale tra il FYT_2 del Flysch della Tolfa ed il sovrastante membro di Fosso Guzzarella delle arenarie di Poggio S. Benedetto (PSB_1).

Cretacico superiore – Eocene

6.2.- Arenarie Di Poggio S. Benedetto (**PSB**)

Questa unità, che affiora prevalentemente nella zona di Monterazzano, mentre nella zona di Ferento gli affioramenti sono più limitati, corrisponde alle arenarie tipo Macigno del Foglio 137 "Viterbo". Si tratta di un'unità torbiditica silicoclastica composta da due membri: il membro di Fosso Guzzarella (PSB_1), arenaceo-pelitico, nettamente prevalente, e il

membro di La Guardiola (PSB_2), pelitico-arenaceo. La successione, così come esposta a Monterazzano con uno spessore complessivo di circa 110 m, inizia alla base con PSB_1, composto da una litofacies arenaceo-pelitica, con arenarie a grana media di colore grigio ricche di mica in strati spessi, attribuibile alla facies C_1 di Mutti & Ricci Lucchi (1975); gli strati immergono verso N con inclinazione di 20°-35°. Lo spessore è di circa 60 m. Segue PSB_2, costituito dall'alternanza di argilliti marroni o nere e di siltiti giallastre in strati medio-sottili, identificabile con la facies D_2 di Mutti & Ricci Lucchi (1975); lo spessore è di circa 50 m. Anche nella zona di Ferento sono presenti i due membri sopra descritti. Lungo l'incisione del T. Vezza le giaciture degli strati, con immersione verso OSO di 30°-55°, sono concordanti con quelle del membro del Fosso dell'Anitrella (FYT_2), evidenziando la sovrapposizione del membro arenaceo-pelitico PSB_1 su questo ultimo. Purtroppo le fasce di contatto sono coperte da una vegetazione molto folta che non consente di fare osservazioni su di esse. Lo spessore delle arenarie di Poggio S. Benedetto è di circa 110 m dei quali circa 60 m attribuibili al membro di Fosso Guzzarella e 50 m al membro di La Guardiola.

L'ambiente di sedimentazione è di probabile piana sottomarina.

Oligocene superiore

6.2.1. - *Dati biostratigrafici*

Per definire l'età delle unità in esame è stato possibile prelevare nove campioni di peliti dalla zona di Monterazzano: due nel membro di La Guardiola PSB_2 (MR 53 e FVT046) delle arenarie di Poggio S. Benedetto, quattro nel membro di Poggio Vivo e tre nel membro del Fosso dell'Anitrella (MR 45, 46, 48, 49, 50, 51, 52).

I quattro campioni MR 45, 46, 48, 49 sono compresi nella sezione del km 5,930 della S.P. Tuscanese mentre gli altri tre (MR 50, 51, 52) provengono da affioramenti stratigraficamente più alti (circa 300 m da Casale Acqua Matta). Ad eccezione del campione MR 45, tutti gli altri sono risultati privi di foraminiferi, mentre per quanto riguarda i nannofossili calcarei due soli campioni (MR 45 e MR 53) sono fossiliferi. Il campione MR 45 contiene una associazione a foraminiferi planctonici costituita da *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* spp., *Heterohelix* sp. e rare *Rotalipora* sp. Il cattivo stato di conservazione non consente di fare determinazioni a livello specifico. La presenza di *Rotalipora* e di *Heterohelix* indicherebbe un'età compresa tra l'Albiano e il Cenomaniano. Per quanto riguarda i nannofossili calcarei lo stesso campione MR 45 contiene un'associazione tipica del Cretacico superiore con *Quadrum trifidum* (Stradner & Papp, 1961; Perch-Nielsen, 1985) *marker* del Campaniano superiore (Roth, 1978). Pertanto i foraminiferi planctonici possono essere considerati rimaneggiati e, in base ai dati sopra riportati, si può ritenere che il membro FYT_1 degli affioramenti esaminati abbia un'età cretacica superiore, senza escludere anche un'età eocenica, in accordo con quanto noto in letteratura (Micheli, 1962; Bertini *et alii*, 1971a; Fazzini *et alii*, 1972).

Il campione MR 53 del membro di La Guardiola (PSB_2) contiene nannofossili calcarei con

PROGETTO CARG

forme paleogeniche: *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER), la cui comparsa è stata utilizzata per definire una zona dell'Oligocene superiore (come riportato in PERCH-NIELSEN, 1985), e abbondanti *Zygrhablitus bijugatus* (DEFLANDRE). Pertanto PSB_2 è attribuibile all'Oligocene superiore.

6.2.2. - *Dati petrografici*

Gli unici dati sulla composizione delle unità torbiditiche sono quelli di MICHELI (1962) che riporta le analisi diffrattometriche su otto campioni di arenarie prelevati nella zona di Ferento. Secondo queste analisi il quarzo oscilla intorno al 35%, i feldspati (con prevalenti plagioclasi) tra il 20% ed il 25%, la calcite intorno al 20%. Tali dati, tuttavia, essendo di natura mineralogica, non danno alcuna informazione di natura petrografica e quindi hanno un valore puramente descrittivo dei minerali principali.

Sono stati prelevati cinque campioni di areniti per analisi in sezione sottile così distribuiti: tre nella zona di Poggio della Ficona, di cui uno di calcarenite del membro FYT_2 (MR 75) e due di arenarie del (MR 76 e 77) del membro PSB_1; due nella zona di Ferento (MR 83 e 84), relativi a quest'ultimo.

La calcarenite è composta da: frammenti di micriti arrotondate, talora con foraminiferi planctonici; rarissimi i frammenti di quarzo monocristallino e policristallino subarrotondato e di rocce metamorfiche a quarzo e muscovite. Molto abbondanti sono i fossili rappresentati da foraminiferi planctonici (*Ticinella* cf. *roberti*, *Rotalipora* cf. *appenninica* e *Hedbergella* sp.) del Cretacico inferiore e bentonici del Cretacico superiore (*Cuneolina, Nezzazata*, probabile *Rhapydionina, Rotalidae*), frammenti di molluschi, bivalvi, echinodermi e ippuritacea. Questi fossili indicano complessivamente un'età cretacica (Albiano-Cenomaniano). I foraminiferi bentonici e i frammenti di macrofossili appartengono ad un ambiente prossimo al margine esterno di piattaforma carbonatica e pertanto sono da ritenere rimaneggiati; anche i foraminiferi planctonici possono essere considerati rimaneggiati come le identiche forme rinvenute nelle peliti del membro FYT_2. La frazione interstiziale è costituita da abbondanti mosaici e plaghe di calcite spatica.

I quattro campioni di arenarie (MR 76, 77, 83 e 84) sono tutti molto male classati e mostrano una composizione molto simile. I componenti più abbondanti sono il quarzo e le miche, seguono i frammenti litici e i feldspati.

Il quarzo è presente sotto forma monocristallina, in frammenti angolosi ed arrotondati, e policristallina poligonale e suturata per lo più subarrotondata. Tra i feldspati prevalgono i plagioclasi di solito ben conservati ed angolosi, mentre il feldspato potassico è in genere alterato e rappresentato da ortoclasio, subordinatamente da microclino e da concrescimenti pertitici. I frammenti litici sono in prevalenza quelli metamorfici a quarzo e muscovite, a quarzo e K-feldspato, a quarzo-clorite-biotite, attribuibili a rocce di medio-basso grado, mentre i frammenti di tipo quarzitico sono rari. Frequenti sono i frammenti di rocce sedimentarie rappresentati, in ordine decrescente di abbondanza, da micriti, calcareniti, siltiti

PROGETTO CARG

ed argilliti e rara selce. Anche se in quantità minori, sono presenti frammenti arrotondati di rocce vulcaniche di tipo andesitico. Molto abbondanti le miche con i tipi muscovite e biotite, mentre le cloriti sono più rare. Tra i rarissimi minerali accessori sono presenti grani di colore verde, ossidi di ferro e staurolite. La matrice, in genere scarsa, è rappresentata da micrite. Il cemento è costituito da mosaici e plaghe di calcite in quantità subordinata.

Le arenarie esaminate sono composte quasi totalmente da extraclasti silicatici (quarzo, feldspati, frammenti litici, miche) e rientrano pertanto nel campo delle litareniti (Zuffa, 1980; Di Giulio & Valloni, 1992) ovvero delle arenarie vulcanoclastiche di Pettijohn *et alii* (1987).

In accordo con Chiocchini & Madonna (2005), che hanno riesaminato anche gli affioramenti di arenarie torbiditiche attribuite all'Oligocene nei pressi di Vetralla, di Sutri e di Tarquinia (Fazzini *et alii*, 1972) per un confronto con le facies arenacee delle due aree studiate, la composizione sopra illustrata indica che le arenarie torbiditiche in esame non sono correlabili con il Macigno ma derivano dall'erosione di rocce metamorfiche e sedimentarie e mostrano un subordinato ma significativo apporto da rocce vulcaniche di tipo andesitico.

Composizioni simili sono state descritte per il Flysch o Tufiti di Tusa della Sicilia (Ogniben, 1964, 1969; Wezel, 1973), della Lucania (Pescatore *et alii*, 1992), della Campania (Chiocchini, 2009) e di altre unità arenacee (Arenarie della Val d'Aveto, Arenarie di Petrignacola, ecc.) dell'Appennino settentrionale.

7. – UNITÀ DEL FOSSO DI SAN SAVINO (**SBM**)

Questa unità è stata definita nel Foglio 345 "Tarquinia" (Servizio Geologico d'Italia, in attesa di stampa) e corrisponde ai sedimenti pelitici grigi segnalati da Brandi *et alii* (1970). Nel Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1970) essa è indicata nei pressi di Bagnaia come Argille azzurre con intercalazioni di sabbie e ghiaie ed è attribuita al Pliocene medio. L'unità del Fosso di S. Savino corrisponde agli analoghi depositi del Bacino di Tarquinia e del Bacino Radicofani – Cimino (Baldi *et alii*, 1974), ovvero al primo ciclo di Barberi *et alii* (1994). Nelle aree dei fogli alla scala 1:50.000 "Tarquinia" e "Tuscania", questa unità è contenuta nel supersintema Spalle della Ciuffa (CF), le cui *unconformity* di base e di tetto non sono state tuttavia chiaramente individuate in affioramento nelle aree del Foglio "Viterbo".

L'unità del Fosso di S. Savino è composta da limi argillosi di colore grigio ed è stata individuata in un limitato affioramento lungo la via S. Maria della Grotticella nella zona orientale di Viterbo (Chiocchini, 2006) in uno scavo per la costruzione di alcuni edifici; in questa area infatti l'unità in esame è coperta da una spessa coltre di depositi eluvio-colluviali.

L'unità in esame è presente anche nei pressi di Bagnaia e in lembi relitti so-

PROGETTO CARG

pra i domi cimini, alcuni dei quali non cartografabili alla scala del Foglio. Essa inoltre è stata riconosciuta mediante sette perforazioni di sondaggio anche nel sottosuolo dell'area urbana di Viterbo dalla zona orientale di S. Maria del Paradiso fino almeno a Strada Bagni nella zona di S. Salvadore (Chiocchini, 2006).

Sono stati prelevati sei campioni dai carotaggi e tre campioni in affioramenti, di cui uno nei pressi di Bagnaia, due a via S. Maria della Grotticella.

L'analisi micropaleontologica, effettuata sui campioni citati, evidenzia un'associazione a foraminiferi che varia da abbondante a scarsa, quasi sempre priva di forme significative.

Lo stato di conservazione dei microfossili non è buono ed è evidente il rimaneggiamento di forme mioceniche (*Paragloborotalia* spp., *Globorotalia* gr. *menardii*). L'associazione bentonica è prevalente e contiene costantemente *Brizalina dilatata* (Reuss), *Bulimina aculeata* D'orbigny, *B. costata* D'orbigny, *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Lenticulina cultrata* (De Montfort), *L. rotulata* (Lamarck), *Ortomorphina tenuicostata* (Costa), *Pullenia bulloides* (D'orbigny), *Sphaeroidina bulloides* D'orbigny e *Uvigerina peregrina* Cushman. Sporadicamente presenti risultano *Anomalinoides helicinus* (Costa), *Planulina ariminensis* D'orbigny, *Gyroidina soldanii* (D'orbigny), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Uvigerina rutila* Cushman. Le forme planctoniche sono rappresentate per lo più da *Globigerina apertura* Cushman, *G. bulloides* D'orbigny, *G. falconensis* Blow, *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *G. obliquus* Bolli, *G. ruber* (D'orbigny) e *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow).

Le caratteristiche complessive dell'associazione sopra descritte, riscontrate nella maggior parte dei campioni, sembrano indicare un generico Pliocene inferiore. È stato possibile caratterizzare biostratigraficamente e cronostratigraficamente solo due campioni, uno che contiene *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez e *G. puncticulata* Deshayes, riferito alla biozona a *Globorotalia puncticulata* dello Zancleano e uno prelevato nei pressi di Bagnaia, riferito alla biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis* del Piacenziano per la presenza di *Globorotalia bononiensis* Dondi e di *Bulimina* cf. *basispinosa* Tedeschi & Zanmatti. Anche le associazioni a nannofossili presentano abbondanza e stato di conservazione variabile. Associazioni discretamente conservate si riconoscono in alcuni livelli pelitici provenienti dal sondaggio S. Carlo (campione VT/81) e da uno sbancamento nell'area urbana di Viterbo (campioni VT/93 e VT/94); le associazioni sono caratterizzate dalla presenza di Amaurolithus delicatus Gartner & Bukry, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. sellii* Bukry & Bramlette, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus* spp., che indicano la biozona MNN13 (Rio *et alii*, 1990) dello Zancleano. Orizzonti pelitici provenienti dal sondaggio Riello mostrano associazioni a nannofossili della biozona MNN16a, che differiscono da quella sopra descritta per

PROGETTO CARG

l'assenza di *R. pseudoumbilicus* e *Sphenolithus* spp. e per la presenza di *Discoaster tamalis* Kamptner e *Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner); l'età è riferibile al Piacenziano, in buon accordo con i dati a foraminiferi.

Dai dati di sottosuolo (Chiocchini, 2006) risulta che l'unità del Fosso di S. Savino è sovrapposta alle arenarie di Manciano (unità non affiorante nell'area del Foglio) e al Flysch della Tolfa con contatto inconforme e che inoltre essa è coperta in affioramento e nel sottosuolo dall'Ignimbrite Cimina WBA. Tuttavia in tali aree De Stefani & Fantappie' (1899), Di Stefano & Sabatini (1899) e Clerici (1900; 1908) descrivono argille e soprastanti calcari organogeni sabbiosi (calcareniti organogene) ricchi di macrofauna (bivalvi, gasteropodi, coralli, briozoi, Ditrupa) di ambiente litorale, che possono essere attribuiti agli identici depositi bioclastici del Piacenziano *p.p*. – Gelasiano *p.p.* del Macco nel Bacino di Tarquinia, delle Sabbie a *Flabellipecten* di Ambrosetti *et alii* (1987) e dell'Unità di Tenaglie - Fosso Martino di Mancini *et alii* (2003 – 2004) nel Bacino del Tevere. Pertanto si può ritenere che la superficie di inconformità al tetto dell'Unità del Fosso di S. Savino coincida con la superficie II di Mancini *et alii* (2003 – 2004).

Lo spessore non è definibile per mancanza di affioramenti significativi e l'ambiente deposizionale è di piattaforma fino a circalittorale.

Zancleano – Piacenziano p. p.

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

Definito per la prima volta nelle aree dei fogli n. 353 "Montalto di Castro" e n. 354 "Tarquinia" (Funiciello *et alii*, in attesa di stampa), nelle aree del Foglio "Viterbo" le superfici di *unconformity* di base e di tetto del supersintema sono di tipo erosivo. Le unità che si appoggiano sulla superficie di base segnano infatti la fine della sedimentazione in ambiente marino e la transizione verso ambienti continentali (cfr. "fase erosiva Acquatraversa"). La superficie di tetto è rappresentata dall'*unconformity* che si costruisce nel tempo al passaggio tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio, su cui si appoggeranno nel corso del Pleistocene medio-superiore, i prodotti vulcanici e continentali del supersintema Aurelio-Pontino.

Nelle aree del Foglio il supersintema Acquatraversa comprende il sintema Chiani-Farfa e il sintema Faggeta.

Pleistocene inferiore p.p – Pleistocene medio p.p.

8.1 – Sintema Chiani – Farfa (FCH)

In Mancini *et alii* (2003-04), le formazioni Chiani-Tevere e Giove in Teverina, affioranti nella media valle del Tevere, sono attribuite al sintema Chiani-Farfa, compreso tra le superfici erosive inconformi "II" (Fase dell'Acquatraversa) e "IV"

PROGETTO CARG

(Fase Cassio), e rappresentativo di un ciclo sedimentario che inizia nella parte alta del Gelasiano e termina nell'Emiliano basale.

Secondo questi Autori, all'interno del sintema è presente una superficie di tipo regressivo, paraconcordante, al tetto della formazione Chiani-Tevere (v. Fig. 11), che la separa dalla soprastante formazione di Giove in Teverina; la lacuna stratigrafica da essa rappresentata non dovrebbe essere ampia e probabilmente è compresa tra il Santerniano e l'Emiliano.

Pleistocene inferiore p.p.

8.1.1. - *Formazione Chiani-Tevere* (**CNH**)

La formazione Chiani-Tevere (Mancini *et alii*, 2003-2004), comprendente in parte le Argille sabbiose del Chiani-Tevere di Ambrosetti *et alii* (1987), è composta prevalentemente da litotipi argillosi e sabbiosi di ambiente marino e salmastro, e subordinatamente da depositi ghiaiosi e travertini di ambiente di transizione e continentale. Essa affiora diffusamente in tutta la media valle del Tevere ed è stata suddivisa in 5 membri che, dal basso verso l'alto, sono: membro di Castello Ramici (CNH_1); membro di Bassano in Teverina (CNH_2); membro di Poggio Grotteria (CNH_3); membro di Vaccaretto (CNH_4); membro di Podere Centi (CNH_5). Tale suddivisione è sostanzialmente in accordo con le unità definite da Mancini *et alii* (2003-2004) nell'ambito del programma tra APAT-Servizio Geologico d'Italia e C.N.R., "Progetto Cartografia Prototipale", sottoprogetto "Carta delle successioni continentali quaternarie: Bacino Tiberino e Media Valle del Tevere".

Ai fini biostratigrafici in questa formazione i campioni sono risultati poco fossiliferi; la microfauna a foraminiferi si presenta in cattivo stato di conservazione ed il rimaneggiamento, evidente soprattutto fra le forme planctoniche, è cospicuo e interessa prevalentemente l'intervallo Oligocene-Pliocene.

Gelasiano p.p. - Santerniano

8.1.1.1. - Membro di Castello Ramici(**CNH_1**)

Questo membro corrisponde alle Argille e sabbie argillose grigie del Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1.100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1970); è composto da peliti più o meno sabbiose di colore grigio con intercalazioni di strati medio–sottili di arenarie medio–fini, talora torbiditiche. La stratificazione è poco evidente e localmente nelle arenarie si possono osservare lamine piane orizzontali e stratificazione incrociata gibbosa. Il membro

PROGETTO CARG

di Castello Ramici costituisce la base della formazione Chiani – Tevere ed affiora diffusamente in tutta la media valle del Tevere, sia in destra che in sinistra idrografica. Nella parte basale di questo membro in località Costa della Stecca ad E di Graffignano affiora un corpo composito, comprendente sabbie a lamine piane e inclinate a basso angolo e omogeneizzate per bioturbazione, che appaiono incise da un corpo lenticolare costituito da un livello di ghiaie eterometriche clasto-sostenute a ciottoli calcarei e silicei alla base, cui seguono sabbie grigie e marroni medio-grossolane omogeneizzate per bioturbazione (Fig. 15). Questo corpo composito può essere attribuito ad un cordone sabbioso, intercalato nelle peliti, inciso da un piccolo canale ed interessato da intensa attività di organismi bentonici, in probabile ambiente di transizione piattaforma – spiaggia sommersa. In questo membro, correlabile con le Argille sabbiose di ambiente marino di Mancini *et alii* (2003-2004), è stata misurata una sezione stratigrafica in località Castello Ramici, esaminata anche dagli Autori suddetti, nella quale le argille sabbiose contengono un'intercalazione di ghiaie e sabbie.

Al tetto del membro in esame si rinviene il membro di Bassano in Teverina, che più a N risulta, almeno in parte, anche eteropico.

La macrofauna, generalmente abbastanza abbondante, è rappresentata in prevalenza da bivalvi e gasteropodi tra cui: *Ditrupa* sp., *Dentalium (Antalis) tossite, Corbula (Vericorbula) gibba, Natica tigrina, Archimediella spirata*. Essa è stata dettagliatamete descritta da Piccardi (1993), Santucci (1997), Mancini (2000) e Mancini *et alii* (2003-2004).

Nel membro in esame l'associazione a foraminiferi è meglio rappresentata, anche se si passa da campioni quasi sterili a campioni riccamente fossiliferi. Le forme bentoniche, che normalmente prevalgono su quelle planctoniche, sono per lo più rappresentate da *Brizalina* spp., *Bulimina* spp., *Cassidulina neocarinata* Thalmann, *Elphidium* spp., *Florilus boueanum* (D'Orbigny), *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), *Melonis* spp., *Valvulineria bradyana* (Fornasini). Il rimaneggiamento, notevole soprattutto tra i planctonici, interessa l'intervallo Oligocene-Pliocene (*Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. woodi* Jenkins, *Globigerinoides immaturus* Le Roy, *Globoquadrina praedehiscens* Blow & Banner, *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler), *G. gr. menardii, Paraglo-borotalia mayeri* (Cushman & Ellisor), *P. nana* (Bolli)). Nei campioni più fossiliferi i planctonici e i bentonici possono essere presenti nella stessa proporzione; tra gli ultimi sono ben rappresentate, oltre alle forme citate, quelle di ambiente più profondo (circalitorale-epibatiale) come *Cibicidoides* spp, *Gyroidinoides* spp, *Hoeglundina elegans* (D'Orbigny), *Planulina ariminensis* D'Orbigny.

Tra i planctonici risultano sempre presenti *Globigerina bulloides* D'Orbigny, *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny) e *Orbulina universa* D'Orbigny. Ad essi si ag-

PROGETTO CARG

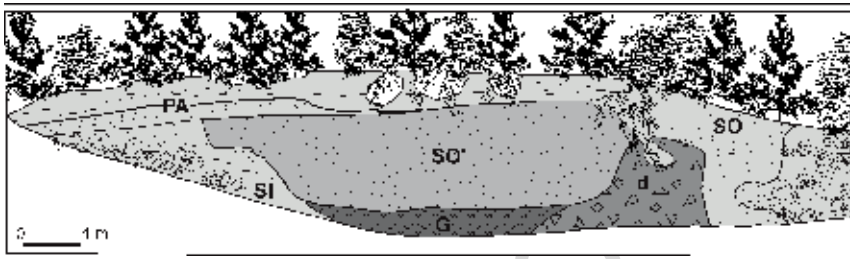


Fig.15 - *Corpo composito costituito da sabbie a lamine piane e inclinate a basso angolo (Sl) e omogeneizzate (SO) incise da un corpo lenticolare di sabbie omogeneizzate (SO') per bioturbazione, con alla base ghiaie (G) eterometriche clastosostenute con ciottoli calcarei e silicei. Al tetto si notano alternanze pelitico – arenacee (PA). Il corpo composito è intercalato nel membro di Castello Ramici della formazione Chiani – Tevere. d, detrito. Località Costa della Stecca.*

giungono, nei campioni più fossiliferi, *Globigerina apertura* Cushman, *G. calabra* Colalongo & Sartoni, *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *Globorotalia inflata* (D'Orbigny), *Neogloboquadrina pachiderma* (Ehrenberg).

La presenza di *Bulimina elegans marginata* Fornasini, di *B*. cf. *etnea* Seguenza, di *B. sublimbata* Panizza, l'elevata frequenza di *Brizalina alata* (Seguenza) e di *Bulimina marginata* D'Orbigny e tra i planctonici la presenza di *Globigerina calabra* Colalongo & Sartoni permettono di riferire questo membro al Gelasiano sommitale.

Anche le associazioni a nannofossili si presentano alquanto variabili, sia per abbondanza che per stato di conservazione. Molto elevata, in alcuni casi, la percentuale di specie rimaneggiate di età compresa tra il Cretacico e il Miocene. Le associazioni più complete contengono *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei, Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri, H. sellii, Gephyrocapsa* "small" (*sensu* Rio), *Geminilithella rotula* (Kamptner), *Pseudoemiliania lacunosa, Pontosphaera* spp., *Syracosphaera* spp. I Discoasteridi presenti, perlopiù rappresentati da *Discoaster asymmetricus* Gartner, *D. pentaradiatus, D. variabilis*, sono rari e in cattivo stato di conservazione, elementi che inducono a ritenerli rimaneggiati. L'associazione autoctona è pertanto verosimilmente da attribuire alla biozona MNN19a (Rio *et alii*, 1990) del Gelasiano superiore, età che concorda con i dati a foraminiferi.

Lo spessore massimo del membro in esame, probabilmente superiore a 150-200 m, viene raggiunto nelle zone di Alviano e di Attigliano - Lugnano in Teverina. Questo membro è quasi sempre soggetto ad intensi fenomeni di erosione di tipo calanchivo, soprattutto nei versanti orientali della valle del Tevere.

L'ambiente è di piattaforma circalitorale e di transizione piattaforma – spiaggia sommersa con episodi dovuti ad onde di tempesta.

Gelasiano p.p. - Santerniano

PROGETTO CARG

8.1.1.2. - Membro di Bassano in Teverina(**CNH_2**)

Questo membro, che corrisponde alle Sabbie e conglomerati poligenici del Foglio 137 "Viterbo" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1970), è composto di solito da sabbie gialle medio–fini, in strati da medi a spessi non sempre osservabili, talora con lamine piane e lamine incrociate, più spesso omogenee per bioturbazione.

Una delle migliori condizioni di esposizione è osservabile sulla sponda sinistra del Fosso di S. Maria di Monte Casoli (versante orientale di Monte Casoli)..

L'affioramento ha uno spessore di 8-10 m e si estende per circa 30-40 m. Nella parte centrale si osservano *set* di sabbie per lo più omogenee per bioturbazione con stratificazione incrociata concava e con intercalazione di un corpo lenticolare costituito da ciottoli di arenaria, passanti superiormente a sabbie con lamine piane inclinate (Fig. 16).

Sul lato destro dell'affioramento verso NE le sabbie mostrano *set* con lamine piane alternate a *set* omogenei per bioturbazione con stratificazione incrociata concava, mentre nella parte sinistra si notano sabbie con lamine piane e incrociate. La parte superiore dell'affioramento è caratterizzata da alternanze ritmiche di sabbie fini laminate e peliti in strati sottili e molto sottili con piccoli *ripple* simmetrici da onda, alle quali segue un *set* di sabbie omogenee per bioturbazione ed infine un set di sabbie a lamine piane.
La complessa successione verticale e laterale delle strutture sedimentarie suggerisce un ambiente deposizionale di spiaggia sommersa con evidente azione del moto ondoso ed elevata attività di organismi bentonici.

Un ulteriore affioramento è ubicato lungo la strada provinciale n. 86 Porchiano del Monte-Attigliano, nel quale si osservano *set* di sabbie gialle medio-fini, prevalentemente omogenee per bioturbazione, e di sabbie medio-grossolane a laminazione incrociata con *clay chips* di peliti grigie. Sono presenti pectinidi ed ostreidi con la concavità rivolta verso l'alto.

A Bassano in Teverina, si intercala una litofacies (CNH_{2a}) con geometria lenticolare costituita da ghiaie eterometriche clasto-sostenute con ciottoli calcarei e silicei (Fig. 17). Si tratta di una porzione di un più ampio corpo cuneiforme, costituito da sabbie e ghiaie, progradante e interdigitato ai depositi sabbiosi francamente marini del membro di Bassano in Teverina. I ciottoli delle ghiaie sono spesso forati da organismi litofagi. Localmente al tetto di questa litofacies sono presenti lenti di limi sabbiosi-argillosi grigiastri, nei quali Mancini *et alii*(2003-2004) segnalano la presenza di rari resti di *Bithynia* sp. e ostracodi di acque dolci e salmastre, come *Candona* sp., *Ilyocypris bradi*, *Cypridopsis vidua*, indicativi del Santerniano.

Nell'area del Foglio il membro di Bassano in Teverina è sovrapposto al membro di Castello Ramici, mentre nel settore nord-occidentale della media valle del Tevere si notano rapporti di eteropia evidenti, probabilmente non limitati solo alla parte inferiore dell'unità: sabbie di facies infralitorale si interdigitano con peliti sabbiose di facies circalitorale-infralitorale più profondo.

PROGETTO CARG

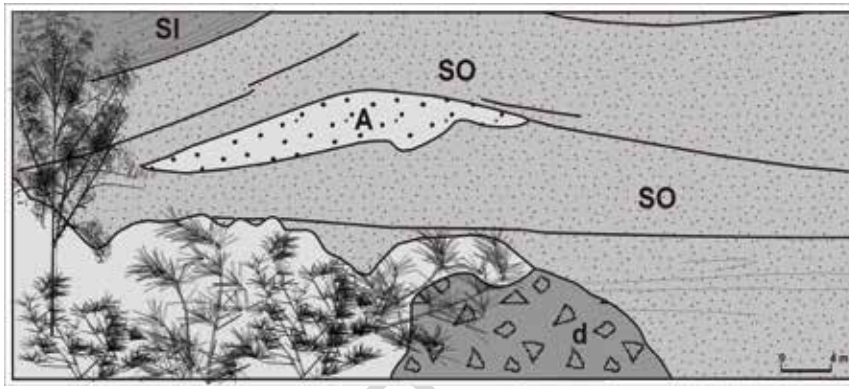


Fig.16 - *Particolare dell'affioramento del membro di Bassano in Teverina della formazione Chiani – Tevere sulla sponda sinistra del Fosso di S. Maria di M. Casoli affluente del T. Vezza (pendici orientali di M. Casoli). Si notano set di sabbie omogenee (SO) per bioturbazione con stratificazione incrociata concava, sabbie laminate (Sl) sulla sinistra e al centro un corpo lenticolare con clasti di arenaria (A). d, detrito*

Nel settore orientale della media valle del Tevere il membro di Bassano in Teverina risulta eteropico a facies di ambiente costiero, talora salmastro, con apporti di ghiaie e sabbie di origine fluviale e con passaggi ad ambienti di fronte e piana deltizi, comprendenti il membro di Podere Centi, il membro di Vaccaretto ed il membro di Poggio Grotteria. Tali facies ad E di Alviano, nella zona NE del Foglio, costituiscono il passaggio all'appoggio inconforme trasgressivo sul substrato mesozoico. Leggermente più a S di Lugnano in Teverina invece il membro sabbioso poggia direttamente sulle unità del substrato.

Le bioturbazioni sono molto frequenti e annoverano gli icnogeneri *Ophiomorpha, Thalassinoides, Scolicia* e *Skolithos*.

L'associazione macrofaunistica (Piccardi, 1993; Santucci, 1997; Mancini, 2000; Mancini *et alii* 2003 - 2004) è abbondante e costituita da *Venus (Ventricoloidaea) multilamella, Cardium hians, Cardites antiquatus pectinatus, Pinna tetragona, Panopea glycimeris, Ostrea lamellosa, Pecten jacobaeus, Chlamys varia, C. multistriata, C. flexuosa, Amusium cristatum, Callista chione, Chama placentina, C. gryphoides, Azorinus chamasolen, Glans intermedia, Spondylus sp., Pinna* sp., *Conus mediterraneus. Amyclina semistriata, Murex brandaris torularius, Gibbula brocchii, Nassarius chlatratus, N. mutabilis, Cladocora coespitosa*.

L'ostracofauna (Orsini, 1996; Berto, 1996; Valli, 1997; Mancini *et alii*, 2003-2004) è caratterizzata da *Loxoconca exagona, Carinocythereis antiquata, Semicytherura* aff. *S. inversa, Aurila interpretis, A. convexa, Cytheridea neapolitana, Xestoleberis dispar, X. communis, Leptocythere macella, L. rara, Loxoconca gibberosa, Bairdia* sp., *Neocytherideis* cfr. *N. fasciata, Eucythere curta*.

In questo membro l'associazione a foraminiferi è quasi sempre povera e in

PROGETTO CARG

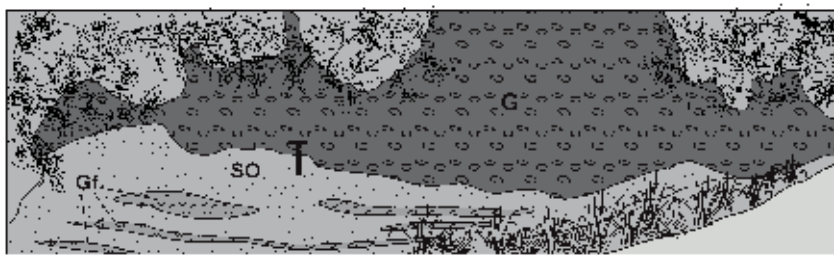


Fig.17 - *Litofacies CNH_{2a} composta da ghiaie clastosostenute eterometriche (G) con ciottoli calcarei e silicei intercalate nel membro di Bassano in Teverina della formazione Chiani – Tevere nei pressi dell'abitato di Bassano in Teverina. SO, sabbie omogenee; Gf, ghiaie fini.*

PROOF COPY

cattivo stato di conservazione. Prevalgono le forme bentoniche di ambiente infralitorale come *Ammonia beccarii* (Linné), *Asterigerinata planorbis* (D`Orbigny), *Florilus boueanum* (D`Orbigny), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Brizalina dilatata* (Reuss), *Bulimina aculeata* D`Orbigny, *B. marginata* D`Orbigny, *Cassidulina neocarinata* Thalmann, *Fursenkoina schreibersiana* Czjzek e *Valvulineria bradyana* (Fornasini). In alcuni campioni *Florilus* e *Cassidulina* possono costituire la quasi totalità dell'associazione. Le forme di ambiente più profondo come *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Karreriella bradyi* Cushman e *Cibicidoides* spp. non sono sicuramente in posto.

I planctonici autoctoni sono molto rari (*Orbulina universa* D`Orbigny, *Globigerinoides ruber* (D`Orbigny)); invece sono ben rappresentati quelli rimaneggiati dell'Oligocene-Miocene inferiore, come *Catapsidrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), *Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. tripartita* Koch, *G. woodi* Jenkins, *Paragloborotalia continuosa* (Blow), *P. mayeri* (Cushman & Ellisor), *P. siakensis* (Le Roy), *Globoquadrina altispira* (Cushman & Jarvis), e quelli del Pliocene come *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler).

La forma più significativa è *Bulimina marginata* D`Orbigny che permette di riferire questo membro al Gelasiano e forse anche a un intervallo più recente.

I nannofossili sono piuttosto scarsi e mostrano uno stato di conservazione mediocre. Molto elevata è la percentuale di rimaneggiamento e la frazione detritica spesso è dominante. L'associazione più recente e meglio conservata è costituita da *Calcidiscus macintyrei, Helicosphaera sellii, Pseudoemiliana lacunosa* e *Gephyrocapsa* "small", probabilmente da attribuire alla biozona MNN19a del Gelasiano superiore; risulta comunque difficile stabilire se si tratti di un'associazione in posto, pertanto non è da escludere un'età più recente.

Lo spessore massimo è di circa 150 m. L'ambiente di sedimentazione è di spiaggia sommersa e di battigia.

Gelasiano p.p. - Santerniano

8.1.1.3. - Membro di Poggio Grotteria (**CNH_3**)

Questo membro comprende limi travertinosi e travertini lapidei fitohermali in strati da spessi a molto spessi ed è correlabile con i limi calcareo-travertinosi di Mancini *et alii* (2003-2004), affioranti molto più estesamente nella zona a S di Amelia fuori dall'area del Foglio, ove sono ripetutamente intercalati alle sabbie siltose di ambiente salmastro (CNH_5), in prevalenza in prossimità del tetto della formazione Chiani -Tevere. I suddetti Autori riportano una malacofauna di ambiente salmastro e di ambiente dulcicolo del Santerniano.

Il membro di Poggio Grotteria rappresenta facies continentali (cfr. limi calcareo-travertinosi di Mancini *et alii*, 2003-2004) nell'ambito della più ampia transizione costituita dal membro di Podere Centi.

Durante questi periodi apporti di acque notevolmente ricche in bicarbonato di calcio hanno portato alla genesi dei travertini in ambienti costituiti da lagune e paludi. L'origine di tali acque è probabilmente da ricondurre ad estesi fenomeni di dissoluzione delle dorsali carbonatiche che bordano ad E il Bacino Chiani-Tevere.

Nell'area del Foglio questo membro è scarsamente rappresentato ed affiora solo nel settore nord-orientale, in prossimità dei rilievi mesozoici. I rapporti stratigrafici di questo membro come nel caso del membro di Podere Centi e del membro di Vaccaretto sono piuttosto articolati, soprattutto se inquadrati a scala più ampia, nell'ambito dei depositi della media valle del F. Tevere (Mancini *et alii*, 2003-2004). Verso O questo membro è almeno in parte eteropico del membro sabbioso (CNH_5).

Lo spessore massimo affiorante è di circa 10-20 m. L'ambiente deposizionale è di piana costiera.

Santerniano

8.1.1.4. - Membro di Vaccaretto (**CNH_4**)

Questo membro, che affiora solo a NO di Lugnano in Teverina, è costituito da depositi ruditici eterogenei ed eterometrici, con diverso grado di arrotondamento, generalmente grossolani e clastosostenuti, in strati molto spessi, tabulari o clinostratificati, talora con stratificazione incrociata concava. I clasti sono prevalentemente di natura calcarea.

La litofacies più diffusa è costituita da brecce con matrice argilloso-sabbiosa, ma sono presenti anche livelli privi di matrice ed orizzonti di ghiaie arrotondate e cementate.

Questo membro, verso E, probabilmente poggia direttamente sul substrato

PROGETTO CARG

mesozoico, anche se la presenza di una coltre di depositi di versante e di coperture eluvio-colluviali non permette di osservare direttamente il contatto; verso O è eteropico del membro di Podere Centi e rappresenta probabilmente un episodio di apporto di materiale clastico ad opera di corsi d'acqua provenienti dalle adiacenti dorsali carbonatiche.

Questi depositi corrispondono ai Detriti stratificati di Mancini *et alii* (2003-2004), che affiorano discontinuamente lungo il margine occidentale della dorsale di Amelia. Questi Autori segnalano la presenza di molluschi tipici del Villafranchiano superiore, quali: *Melanopsis affinis, Theodoxus groyanus, Viviparus belluccii, V. ampullaceus, Emmericia umbra, Neumayria priscillae, Micromelania zitteli, Prososthenia meneghiniana.*

Lo spessore massimo affiorante è di circa 50-60 m. L'ambiente deposizionale è probabilmente di delta-conoide.

Santerniano

8.1.1.5. - Membro di Podere Centi (**CNH_5**)

Questo membro comprende sabbie siltose costituite in prevalenza da quarzo e muscovite, che si presentano spesso bioturbate, passanti a sabbie limoso-argillose e limi sabbiosi spesso laminati. Raramente sono presenti intercalazioni lenticolari, non cartografabili, di ghiaie fini ben arrotondate.

Questi depositi corrispondono alla facies salmastra delle Argille sabbiose del Chiani-Tevere di Ambrosetti *et alii* (1987) e alle Sabbie siltose di ambiente salmastro di Mancini *et alii* (2003-2004).

Il membro di Podere Centi affiora esclusivamente nel versante occidentale della valle del F. Tevere, nella zona NE del Foglio, al di sopra dei membri di Vaccaretto e di Poggio Grotteria. Più in generale i tre membri CNH_3, CNH_4 e CNH_5 costituiscono una complessa sequenza di facies che rappresenta il passaggio, da O verso E, dalle facies più francamente marine del membro di Bassano in Teverina alla transizione verso facies da costiere a continentali, in appoggio inconforme sul substrato mesozoico.

L'unico campione prelevato in questo membro presenta un'associazione, sicuramente rimaneggiata, costituita da forme di piccole dimensioni, sia planctoniche che bentoniche ricristallizzate e in frammenti. Le forme planctoniche rinvenute si riferiscono sia al Miocene che al Pliocene, come *Paragloborotalia continuosa* (Blow), *P. mayeri* (Cushman & Ellisor), *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Globorotalia oscitans* Todd. Tra i bentonici figurano forme sia di ambiente profondo che di ambiente litorale come *Stilosto-*

PROGETTO CARG

mella spp., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny, *Valvulineria bradyana* (Fornasini), *Brizalina* spp., *Bulimina* spp. La presenza tra le forme rimaneggiate di *Globorotalia oscitans* e di *Bulimina marginata* indica che il campione è più recente del Gelasiano.

Ambrosetti *et alii* (1987) e Mancini *et alii* (2003-2004) riportano una ricca associazione fossile oligotipica composta da molluschi, ostracodi e foraminiferi che tollerano bassi valori di salinità delle acque.

I sedimenti di questo membro sono interpretati (Ambrosetti *et alii*, 1987; Mancini *et alii*, 2003-2004) come appartenenti sia a sistemi costieri di laguna e di piana deltizia, sia ad antichi fronti deltizi dominati da apporti sabbioso-limosi. I suoi rapporti stratigrafici sono abbastanza articolati e variano molto da settore a settore nell'ambito del Bacino Chiani - Tevere.

Lo spessore complessivo affiorante non supera 70-80 m, ma tende ad aumentare verso S. Infatti al di fuori dell'area del Foglio, facies analoghe sono molto diffuse nel settore orientale del Bacino Tiberino; esse a SO dei Monti di Amelia e di Narni (Mancini *et alii*, 2003-2004) presentano spessori superiori ai 250 m e si intercalano ripetute volte con lenti limoso-calcaree e travertinose riferibili al membro di Poggio Grotteria. L'ambiente deposizionale è di fronte deltizia, di piana deltizia e di piana costiera.

Gelasiano p.p. - Santerniano

8.1.2. - *Formazione di Giove in Teverina* (**TEV**)

Si tratta di un'unità composta da travertini fitoclastici lapidei in strati spessi con intercalazioni di limi calcarei. Alla base sono presenti conglomerati ben cementati con spessore di pochi metri.

Questa unità corrisponde ai travertini "t_1" del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970), in parte ai Travertini antichi di Ambrosetti *et alii* (1987) e alla omonima formazione di Mancini *et alii* (2003-2004). La formazione di Giove in Teverina affiora discontinuamente solo nella zona NE del Foglio, lungo il margine occidentale dei rilievi carbonatici mesozoici tra Alviano e Giove in Teverina ma, al di fuori del Foglio, affiora estesamente nella zona a S di Amelia (Mancini *et alii*, 2003-2004). Essa si rinviene in apparente continuità di sedimentazione al tetto del membro di Podere Centi della formazione Chiani - Tevere, mentre poggia con contatto inconforme sul substrato mesozoico verso E. Al tetto la formazione presenta un aspetto "terrazzato" in quanto limitata verso l'alto da una superficie sub-pianeggiante leggermente immergente verso SO. La base di questa formazione, debolmente ondulata, degrada da N verso S, da quota 350 m s.l.m. circa a NE di

PROGETTO CARG

Alviano, a quota 270 m s.l.m nella zona di Giove in Teverina. Mancini *et alii* (2003-2004) ritengono che ad essa corrisponda una significativa superficie di inconformità (inconformità III) e su tale base suddividono il sintema Chiani - Farfa in due subsintemi all'ultimo dei quali andrebbe riferita la formazione di Giove in Teverina. Gli stessi Autori segnalano malacofaune tipiche del Villafranchiano superiore indicative di un ambiente deposizionale che varia da fluviale a lacustre *l.s*. con apporti di acque molto ricche in carbonato di calcio provenienti dagli adiacenti rilievi carbonatici.

Lo spessore arriva fino ad un massimo di circa 50 m.

L'ambiente deposizionale è verosimilmente fluviale – lacustre, con apporti di acque ricche in $CaCO_3$ provenienti dai rilievi carbonatici mesozoici.

Pleistocene inferiore p.p.

8.2. - Sintema Faggeta (**FGT**)

La base del sintema Faggeta (Nappi *et alii*, 2016) è costituita da una superficie erosiva ad alto rilievo che taglia le unità del substrato sedimentario e coincide con la superficie topografica esistente prima dell'inizio dell'attività vulcanica. Tale superficie è molto articolata e, nell'area del Foglio "Viterbo", è chiaramente osservabile sul terreno ad E dell'abitato di Bagnaia, dove la superficie eterocrona che taglia le sabbie plio-pleistoceniche viene intrusa dal domo-lava di Montecchio. Si tratta della paleo-superficie topografica sollevata durante le fasi tardo- post-orogeniche, deformata dalla risalita dei magmi viscosi del Distretto Cimino; l'erosione che si imposta su questa superficie, subito dopo il sollevamento, incide in profondità le formazioni marine del substrato sedimentario. I depositi ignimbritici cimini e vicani colmano infatti paleovalli profonde anche più di 50 m.

Nelle aree distali del Distretto Cimino, dove le vulcaniti sono rappresentate prevalentemente dai depositi piroclastici della Ignimbrite Cimina, la *unconformity* di base del sintema è rappresentata dall'appoggio inconforme dei depositi ignimbritici sulle formazioni sedimentarie. Nell'area di Corviano (versante S della Valle del Torrente Vezza), infatti, la rupe sub-verticale, mostra l'appoggio inconforme dell'Ignimbrite Cimina su un paleosuolo potente circa 2 m, originato a spese della sottostante formazione Chiani-Tevere (CNH), che costituiva il bedrock pre-vulcanico (Fig. 18).

Il sintema Faggeta comprende i depositi continentali dell'unità di Civita Castellana e le unità vulcaniche riferibili alle manifestazioni eruttive del Distretto Vulcanico Cimino.

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

PROGETTO CARG

Fig.18 - *Appoggio inconforme della Ignimbrite Cimina (WBA) su un paleosuolo formato a spese del basamento pre-vulcanico (a,d); particolari del contatto (b,c). Località Corviano.*

8.2.1 - *Unità di Civita Castellana* (**ULE**)

Questa unità comprende ghiaie e conglomerati a stratificazione piana orizzontale o incrociata, con clasti eterogenei ed eterometrici ben arrotondati, in genere con abbondante matrice sabbiosa a prevalenti quarzo e muscovite, complessivamente riferibili ad un ambiente fluviale.

Nell'ambito del Foglio è presente un solo piccolo affioramento riferibile a

questa unità, a NO di Graffignano in località Montinaccio, lungo l'incisione del fosso Rio Chiaro, in appoggio inconforme sul membro di Castello Ramici della formazione Chiani-Tevere. Secondo Mancini *et alii* (2003-2004) questa unità rappresenta il terrazzo deposizionale più alto del corso attuale della media valle del Fiume Tevere. La differenziazione con i terrazzi successivi è infatti dovuta alla quota più elevata dell'unità di Civita Castellana (225 – 250 m s.l.m.) rispetto alla quota massima di circa 200 m s.l.m. dell'unità di Graffignano (UGF, v. oltre) ad O di Graffignano. Nel lavoro citato una superficie di inconformità a scala regionale (inconformità IV) separa questa unità (afferente al Sintema di Civita Castellana) dalle sottostanti formazioni del Sintema Chiani – Farfa.

Tale unità al di fuori del Foglio 345 Viterbo affiora estesamente in varie zone della media valle del Tevere. Non si segnalano rapporti stratigrafici diretti con le vulcaniti cimine, tuttavia Brandi *et alii* (1970) segnalano la presenza di alcuni ciottoli vulcanici al tetto dell'unità.

Lo spessore affiorante è inferiore ai 10 m.

L'ambiente è fluviale a canali intrecciati (*braided plain*).

Pleistocene inferiore p.p. – Pleistocene medio p.p.

8.2.2. - *Lave di Canepina* (**KCA**)

L'unità è costituita da lave compatte, di colore dal grigio scuro al rosa-vinato, in domi e tozze colate. I domi sono morfologicamente ben conservati e caratterizzano in modo netto la topografia dell'area dei Monti Cimini, formando rilievi di forma sub-conica abbastanza regolare, con fianchi ripidi e pendenza uniforme (v. Fig. 2). Sulla sommità di alcuni domi è possibile osservare estrusioni a forma di guglie (Fig. 19). La base dei rilievi conici è spesso mascherata da ampie falde di detrito, generalmente a grossi blocchi, o da corpi di frana da ribaltamento o crollo delle lave sommitali, a luoghi stratificate, del domo.

Le corte e spesse colate, prodotte da lave molto viscose, derivano talvolta dallo sventramento delle strutture duomiformi iniziali, che in questo caso presentano fianchi concavi e pendenza decrescente dal centro alla periferia. Talora, come a nord del domo del M. Turello, si espandono colate il cui fronte, osservabile presso la fermata Fornacchia della linea ferroviaria Roma-Civita Castellana-Viterbo, si presenta con una superficie a blocchi, probabilmente a causa di fenomeni di autobrecciazione legati all'elevata viscosità. Le colate appartenenti a questa unità formano sovente dei lobi sui fianchi o alla base della struttura domiforme (es. il domo di Montalto).

A scala macroscopica le lave mostrano una grana medio-grossolana, con megafenocristalli di Sa (fino a 10 cm) e fenocristalli di Pl, Px e Bt, in una pasta di fondo ge-

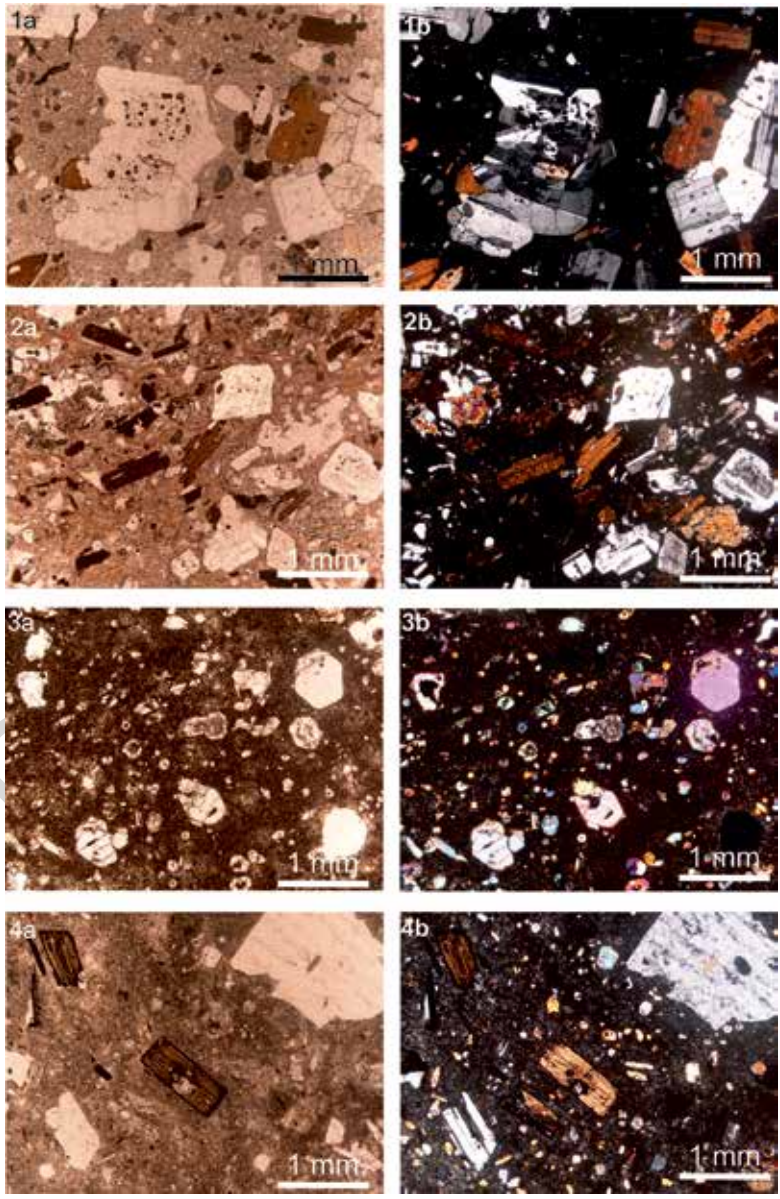
PROGETTO CARG

neralmente rosata; le lave sono talora fortemente alterate fino a disgregarsi in depositi sabbiosi grossolani e incoerenti ad elementi monomineralici di pochi mm.

In alcuni casi i domi presentano invece una grana più minuta, senza evidenti megafenocristalli di Sa, con struttura quasi olocristallina e aspetto macroscopico simile a quello della Ignimbrite Cimina, ma al microscopio privi della tessitura vetrosa fluidale tipica di quest'ultima e provvisti di un subordinato vetro a struttura perlitica. Questa facies si riscontra nelle rocce di alcune zone quali, ad esempio, la piana in località Castagneto Grande (a S di Montalto), le pendici sud-orientali del domo di Montalto (e la sella a N-O dello stesso), il ripido versante occidentale del Monte Cimino e le sue pendici nord-orientali (loc. S. Egidio e presso l'antica Chiesa tra Fondo di Paterno e Fosso della Trinità), nonché a N di M. Vitorchiano e sulla sella meridionale di M. S. Antonio.

Al microscopio le lave di Canepina (tav. 1) presentano tessitura fortemente porfirica, a luoghi granofirica, con fenocristalli di Pl, Sa, Bt, Opx e Cpx, in una massa di fondo con Pl, Bt, Px, Mag, Ap e Zrn. Un domo affiorante presso Fondo di Paterno presenta una microstruttura particolare, con fenocristalli di Pl, Sa, Bt, Opx e Cpx immersi in una massa di fondo vetrosa perlitica, alla quale si interdigita una microfacies caratterizzata dalla presenza di numerosi cristalli estremamente fram-

Fig.19 - *Aspetto di una cima di domo. Quota 759 m s.l.m. a nord del M. Cimino.*



Tav. 1 - *Microfotografie in sezione sottile (a, solo polarizzatore; b, polarizzatori incrociati) di campioni rappresentativi delle unità cimine: 1, lave di Canepina; 2, Ignimbrite Cimina; 3, lave di Poggio Orlando; 4, lave di Poggio S. Venanzio.*

mentati. In base alle composizioni petrografica e chimica le lave di Canepina sono classificate come trachiti, con un solo campione che si colloca appena all'interno del campo delle latiti.

Le lave di Canepina sono riferibili all'attività effusiva iniziale del Distretto Vulcanico Cimino (cfr. "Peperino delle Alture"; Sabatini, 1912a; Mattias & Ventriglia, 1970), che si è manifestata con la messa in posto di numerosi domi-lava, sia riconoscibili in superficie, sia sepolti. I domi di questa unità affiorano nell'area dei Fogli 345 "Viterbo" e 355 "Ronciglione"; nel Foglio Viterbo sono localizzati nel settore centro-meridionale, dove costituiscono i rilievi di Monte La Palanzana, che si solleva fino a circa 300 metri dal piano campagna (802 metri s.l.m.), M. Vitorchiano (573 m s.l.m.), Montecchio (550 m s.l.m.), Montalto (786 m s.l.m.), Monte delle Rocchette (677 m s.l.m.), M. S. Valentino (713 m s.l.m.), M. S. Antonio (617 m s.l.m.), Roccaltìa (712 m s.l.m.), M. Turello (628 m s.l.m.), M. Ciliano (569 m s.l.m.), Soriano nel Cimino (509 m s.l.m.), Monte Cimino (1052 m s.l.m.), Castagneto Grande (700 m s.l.m.), Sterpeto del Signore (759 m s.l.m.) ed altri minori.

Ad est dell'abitato di Bagnaia il domo di Montecchio intrude il substrato sedimentario. Presso la vecchia fornace ad est di Bagnaia, affiora una voluminosa breccia (Fig. 20), costituita da blocchi di domo-lava di questa unità, che può essere interpretata come il carapace esterno brecciato di un domo i cui blocchi si mischiano con quelli dei sedimenti argillosi preesistenti termicamente metamorfosati (Cimarelli & De Rita, 2006b), oppure come una breccia risultante dalla esplosione di un domo.

Durante la campagna di rilevamento sono stati trovati lembi di argilla sui domi, probabilmente residui del substrato sollevato durante le fasi di intrusione magmatica.

In due siti è stato osservato l'appoggio di colate laviche provenienti da due domi di questa unità sui depositi dell'Ignimbrite Cimina *Auctt*.; il primo è visibile sulla Strada Sorianese al Km 4 (tra le fermate Fornacchia e S. Lucia della linea ferroviaria Roma-Civita Castellana-Viterbo), dove su una superficie orientata N30°E, pendenza 6°N, la lava si appoggia sul deposito ignimbritico, superiormente alterato e più compatto verso il basso; l'altro appoggio stratigrafico si trova sul versante occidentale del domo di Montalto (loc. Piantanesi - Fosso di Caldano) dove, con una superficie lievemente ondulata, le lave di Canepina, con evidenti fenocristalli di Sa, si sovrappongono all'ignimbrite. A parte questi due casi, dal rilevamento non sono emersi altri rapporti stratigrafici evidenti tra questa unità e l'Ignimbrite Cimina *Auctt*. D'altronde non è neanche possibile stabilire nei rapporti individuati se effettivamente la messa in posto dei domi possa essere considerata coeva alle colate laviche degli stessi.

Superiormente queste lave sono ricoperte dalle lave di Poggio Orlando (KPO) e da quelle di Poggio S. Venanzio (KPV), anch'esse di provenienza cimina, o dai

PROGETTO CARG

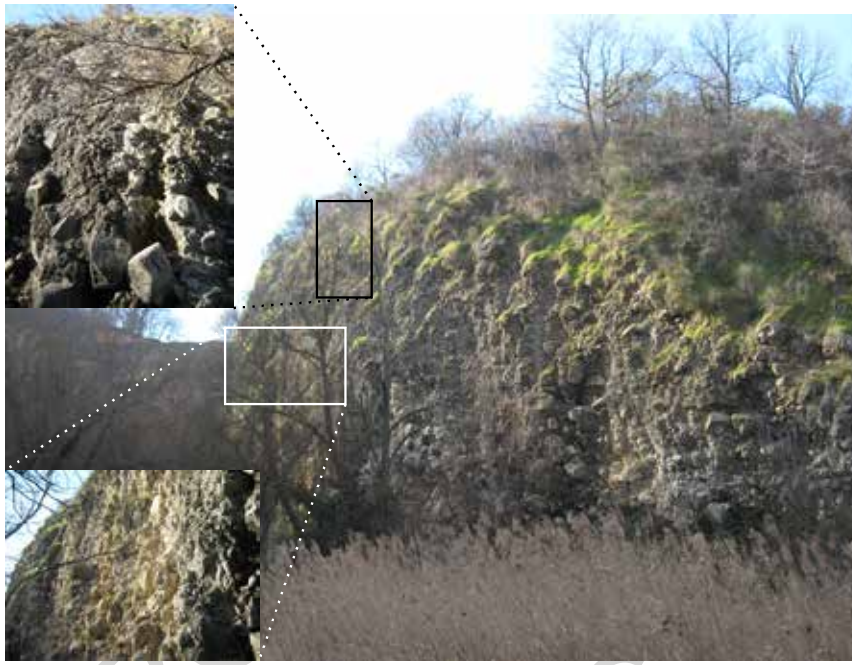


Fig. 20 - *Affioramento presso Bagnaia costituito da massi di lava di domo in matrice argillosa (loc. Le Fornaci).*

prodotti della più recente attività del Vulcano di Vico: lava di Campo Farnese (KCF), Ignimbrite A Locardi (WIA) e Tufo Rosso a Scorie Nere vicano (WIC).

In letteratura, le lave di Canepina sono note anche come "Lave quarzolatitiche in domi" nel Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, mentre vengono indicate come "Duomi lavici del I, II e III ciclo" in Lardini & Nappi (1987).

Le sei analisi ^{40}Ar-^{39}Ar eseguite per il Foglio geologico, unitamente ad un dato recente ^{40}Ar-^{39}Ar di LaBerge *et alii* (2005, 2011) variano tra 1363 ± 11 (±2σ an)/19 (±2σ tot) e 1290 ± 10/18 ka, con i due campioni estremi posti fuori Foglio, rispettivamente presso la S.P. 32 (tra Soriano e Canepina) e a N dell'abitato di Canepina.

Le età più recenti che sono state ottenute sui domi (1290 ± 10/18 ka presso l'abitato di Canepina e 1295 ± 10/19 ka sul M. Cimino) sono nominalmente più giovani, pur sovrapponendosi al limite dell'errore, alle età ottenute sulle unità dell'Ignimbrite Cimina in depositi distali (1307 ± 8/18 ÷ 1304 ± 8/17 ka).

Questi dati sono in linea con alcune evidenze di campagna in base alle quali

si può affermare l'esistenza di almeno un gruppo di domi (tra cui Montalto e M. Turello) le cui colate devono essere state successive a quelle dell'Ignimbrite e trarre la conclusione che la fase di formazione dei domi non sia esclusivamente antecedente all'evento ignimbritico, come già ipotizzato da Micheluccini *et alii* (1971), Lardini & Nappi (1987), Conticelli *et alii* (2013). Tutte le età ^{40}Ar-^{39}Ar ottenute recentemente (v. tab. 3), per quanto non coprano l'intero numero di domi presenti, sono sostanzialmente coerenti fra di loro e si discostano in modo significativo dal dato K/Ar di Nicoletti (1969), 1,06 ± 0,03 Ma su sanidino (media e deviazione standard di due misure), la cui datazione risulta essere circa 0,23 Ma più giovane dell'età più recente ottenuta invece per i domi in questo lavoro.

Pleistocene inferiore p.p.

8.2.3. - *Ignimbrite Cimina Auctt.* (**WBA**)

L'Ignimbrite Cimina (Micheluccini *et alii*, 1971; Nappi, 1985) è costituita da un deposito da colata piroclastica di colore grigio chiaro o rosato, a grana fine e grado di compattezza variabile, che comprende almeno due unità di flusso sovrapposte. Il deposito è generalmente massivo, litoide per saldatura primaria, passante nelle aree distali ad una facies pomicea non litificata. Sono presenti fenomeni di pseudostratificazione dati da linee di addensamento in litici non continue lateralmente. La facies litoide presenta spesso una fessurazione prismatica verticale; il deposito è a grana relativamente fine ed è caratterizzato da una struttura pipernoide a tipiche fiamme nere, costituite da brandelli vitrofirici stirati. I costituenti fondamentali sono rappresentati da piccoli cristalli (fino a 0,5 cm) di Sa e Bt. A luoghi il deposito si mostra molto alterato e si trasforma in un ammasso sabbioso sciolto.

Al microscopio presenta generalmente una tessitura vitroclastica formata da un insieme caotico di cristalli intensamente fratturati con liste vetrose con caratteri fluidali (tav. 1). I fenoclasti sono di Pl, Sa, Bt, Opx e Cpx e sono immersi in una matrice vetrosa con microliti di Pl, Bt, Px e minerali opachi. Nella matrice sono spesso presenti evidenti strutture fluidali ondulate e sinuose, con i brandelli vetrosi che aderiscono plasticamente ai bordi dei cristalli; in questi casi il vetro è limpido e le fasi minerali appaiono ben conservate. Le fiamme nere contengono cristalli intensamente fratturati di Pl, Sa, Bt, Opx e Cpx, immersi in una massa di fondo formata da sottili e lunghi filamenti vetrosi con andamento ondulato e sub-parallelo alla base del deposito. In base alle composizioni petrografica e chimica, la frazione juvenile dell'Ignimbrite Cimina è classificabile come trachite, con un campione che si colloca appena all'interno del campo delle latiti.

Anch'essa di provenienza cimina (cfr. "Peperino Tipico"; Sabatini, 1912a),

PROGETTO CARG

Tab. 3 - *Quadro riassuntivo dei nuovi dati analitici geocronologici relativi alle unità cimine ricavati dalle analisi ^{40}Ar-^{39}Ar (da: Laurenzi, 2013). Sigle: Ignimbrite Cimina (VT188, VT 189, VT 285b); lave di Canepina (VT32, VT144bis, VT234, 12R, 74R); lave di Poggio San Venanzio (VT 17bis, VT151bis); lave di Poggio Orlando (VT40ter, VT152ter); n: numero di analisi utilizzate per il calcolo delle età rispetto al totale; mp: media pesata; is: isocrona; K/Ca: intervallo di variazione di questo rapporto nelle analisi effettuate.*

Sigla	Unità	Tipo	Località	Coordinate	Elevazione m	Età (±2σ analitico/totale) Ka	Note
VT-17bis	lave di Poggio S. Venanzio (**KPV**)	colata lavica	Poggio del Persiano	42°27'16"N - 12°14'49"E	268	1287 ±10/ ±18	#
VT-185	lave di Poggio S. Venanzio (**KPV**)	colata lavica	versante S del M.te Cimino, Strada Sorianese (F. 355)	42°23'34"N - 12°12'50"E	745	1288 ±10/ ±18	•
VT-278	lave di Poggio S. Venanzio (**KPV**)	colata lavica	Poggio S. Venanzio	42°24'04"N - 12°14'10"E	557	1289 ±16/ ±22	□
74R	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	Canepina, loc. S.Giuseppe (F. 355)	42°23'00"N - 12°14'21"E	488	1290 ±10/ ±18	#
VT-152ter	lave di Poggio Orlando (**KPO**)	colata lavica	versante N del M.te Cimino	42°25'13"N - 12°12'28"E	705	1291 ±9/ ±18	#
VT-234	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	M.te Cimino	42°24'23"N - 12°11'51"E	937	1295 ±10/ ±19	#
VT-151bis	lave di Poggio S. Venanzio (**KPV**)	colata lavica	versante N del M.te Cimino	42°25'16"N - 12°12'18"E	745	1296 ±13/ ±20	□
VT-285b	Ignimbrite Cimina *Auctt.* (**WBA**)	ignimbrite	cava presso P.te della Femmina Morta	42°27'10"N - 12°11'14"E	337	1304 ±8/ ±17	#

PROGETTO CARG

VT-189	Ignimbrite Cimina *Auctt.* (**WBA**)	ignimbrite	Bassano in Teverina	42°27'56"N - 12°18'42"E	300	1304 ±8/ ±17	#
VT-40ter	lave di Poggio Orlando (**KPO**)	colata lavica	Spinacceto	42°26'19"N - 12°11'00"E	439	1306 ±9/ ±18	□
VT-188	Ignimbrite Cimina *Auctt.* (**WBA**)	ignimbrite	Bassano in Teverina	42°27'56"N - 12°18'42"E	298	1307 ±8/ ±18	#
VT-144bis	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	Coste di Montalto	42°24'56"N - 12°11'16"E	670	1308 ±10/ ±18	#
VT-283	lave di Poggio Orlando (**KPO**)	colata lavica	Piangoli	42°24'06"N - 12°11'22"E	759	1308 ±16/ ±22	•
VT-32	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	M.te Vitorchiano	42°26'16"N - 12°10'30"E	486	1328 ±11/ ±19	#
VT-296	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	M.te La Palanzana	42°24'32"N - 12°08'58"E	697	1357 ±17/ ±24	#
12R	lave di Canepina (**KCA**)	domo-lava	Sasso le Mine, Strada Sorianese (F. 355)	42°23'40"N - 12°12'55"E	748	1363 ±11/ ±19	#

Note
•: step-heating su pasta di fondo
□: fusione totale su popolazione di sanidini
λ= 5.543x10-10 a-1 (STEIGER & JÄGER, 1977)

#: fusione totale di cristallo singolo di sanidino
monitor di età: TCRs (28.34±0.16Ma, RENNE *et alii*, 1998

PROGETTO CARG

l' "Ignimbrite Cimina" (Nappi, 1985; Lardini & Nappi, 1987) è nota in letteratura anche come "Ignimbrite quarzolatitica" (Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000). Affiora estesamente in tutto il settore meridionale del Foglio 345 "Viterbo", dove si rinviene soprattutto in corrispondenza delle maggiori incisioni fluviali. I suoi contatti di base sono osservabili ad oriente dell'abitato di Bagnaia, dove l'Ignimbrite Cimina poggia sulle lave di Canepina (M. La Palanzana) o sui depositi del substrato sedimentario come, ad esempio, a N di Bassano in Teverina, tra Poggio Zucco e Poggio Moroni, dove si osserva l'appoggio sulle argille con ostree (CNH_{2a}). Anche a Casale Tre Camini (lungo la S.P. Sorianese a sud della loc. Il Pallone), in cava la base del deposito spesso circa 60 m si appoggia sul substrato argilloso della formazione Chiani-Tevere.

All'interno dell'abitato di Bassano in Teverina è possibile inoltre riscontrare la presenza di un deposito cineritico laminato che separa due unità di flusso della Ignimbrite Cimina (Fig. 21). Un altro esempio dell'esistenza di almeno due unità di flusso che costituiscono i depositi dell'Ignimbrite Cimina si può osservare presso il fosso tra l'abitato ed il cimitero di Vitorchiano, dove un livello vitrofirico scuro e compatto di ca. 10 cm separa due unità di flusso ignimbritiche.

Ad est di Bomarzo, nelle rupi che costituiscono i versanti di Poggio Morello e di Poggio Rocchette, l'Ignimbrite Cimina presenta la facies pomicea, con grada-

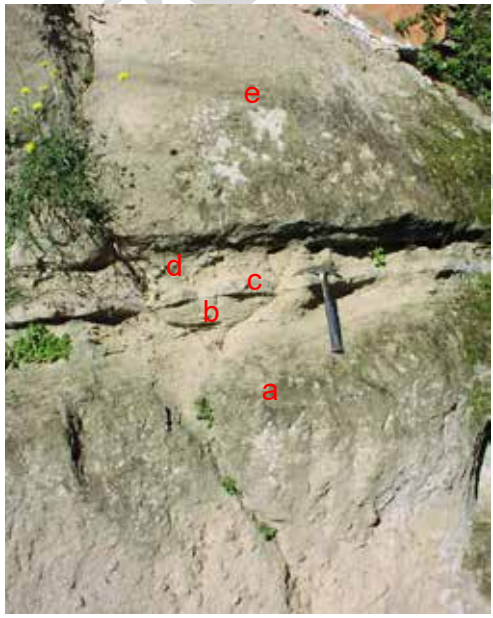


Fig. 21 - *Deposito cineritico intercalato tra due unità di flusso della Ignimbrite Cimina (Bassano in Teverina). Dal basso si osservano: l'ignimbrite "inferiore" in facies pomicea (a); un livello di ca. 15 cm con abbondanti cristalli sciolti di Sa immersi nel deposito laminato a grana fine (b); un livello cineritico compatto di ca. 5 cm che passa verso l'alto ad un livello laminato della potenza di 15 cm contenente piccoli litici (c); un livello del medesimo spessore a granulometria più grossolana con cristalli sciolti di Sa (d); un deposito ignimbritico"superiore" in facies litoide passante ad una facies pomicea meno saldata (e).*

PROGETTO CARG

zione diretta dei litici ed inversa delle pomici, passante gradualmente verso l'alto ad una facies più saldata, con le pomici dal contorno più ellissoidale.

In località Caldano, a NO di Montalto, l'Ignimbrite Cimina, visibile spesso in grotte artificiali, affiora con una facies brecciata a blocchi metrici. Talora la facies a grossi blocchi si può riscontrare non alla base ma ad una certa altezza del deposito affiorante come, ad es., nella cava di peperino presso Fosso Sanguetta, profonda ca. 35 m, dove la breccia affiora a ca. 10 m dal p.c., o ancora al Conventino di Vitorchiano, dove un livello di breccia eterometrica poligenica matrice-sostenuta si intercala al deposito ignimbritico.

A SO di M. Ciliano (presso Soriano nel Cimino), sulla scarpata destra di Fosso del Vessuccino è possibile osservare una breccia matrice-sostenuta formata da blocchi di domo alterato delle dimensioni fino a mezzo metro, biancastri, prismatici, a spigoli smussati; verso l'alto tale breccia, di probabile natura co-ignimbritica, fa passaggio ad una facies ignimbritica a matrice cineritica.

Lungo il versante meridionale della Valle del Torrente Vezza si osserva il costante appoggio della Ignimbrite Cimina sulle peliti della CNH, contraddistinto dall'intercalazione di uno spesso paleosuolo (v. Fig. 18). In questa zona si generano fenomeni franosi indotti dallo scalzamento alla base della rupe litoide per erosione delle argille sottostanti e si forma una spessa falda di detrito con enormi blocchi (Selva di Malano e Selva del Sasso). In alcuni casi, porzioni della originaria rupe si ritrovano a diverse quote sulla scarpata tra l'alveo del Torrente Vezza e le pendici della valle; ad esempio a Selva di Pietreto, i megablocchi formano speroni e balze allineate in contropendenza (i loro piani sommitali sono rivolti a reggipoggio di circa 10°-15°), che sembrano trasportate per scivolamento rotazionale. Tuttavia la presenza di una grande faglia lungo questo tratto di valle potrebbe aver giocato un ruolo rilevante nella formazione di questi gradoni (cfr. capitolo VI.2). L'Ignimbrite Cimina superiormente è ricoperta dalle altre unità di provenienza cimina (lave di Poggio Orlando KPO, lave di Poggio S. Venanzio KPV) e dai prodotti piroclastici riferibili all'attività del vulcano di Vico (Tufi Stratificati Varicolori vicani Auctt. XFP, lava di Campo Farnese KCF, Tufo Rosso a Scorie Nere vicano WIC). Ad esempio, a Fosso Castello, a SE di Lamarelle (presso il ponte di Chia), si può osservare l'appoggio erosivo della breccia basale di WIC sulla Ignimbrite Cimina, che qui presenta una facies rosata e sfuma verso l'alto in un paleosuolo.

L'appoggio di KPO si può osservare in diversi punti, sul versante SO del M. Cimino, tra le località Catino e La Rinchiusa, o sul versante nord, dove la lava olivin-latitica di KPO appoggia direttamente sull'Ignimbrite Cimina (scarpata bordiera di Pian Ciliano).

La potenza dell'Ignimbrite Cimina è molto variabile, in funzione della morfologia pre-ignimbritica. Gli spessori massimi osservabili sul terreno variano da 20-40 m in affioramenti naturali a 80-100 m in cava (Fig. 22); dati di sondaggi effettuati in aree comprese nel Foglio (presso Soriano nel Cimino) hanno rivelato potenze fino a 200 m.

Secondo Laberge *et alii* (2009), sulla base di uno studio sulla AMS (*Aniso-*

PROGETTO CARG

Fig. 22 - *Una delle cave di "Peperino" (Ignimbrite Cimina, WBA) nei dintorni di Vitorchiano.*

tropy of Magnetic Susceptibility) condotto su sezioni verticali affioranti presso la Torre di Chia, la messa in posto della Ignimbrite Cimina è avvenuta con meccanismi da flusso di correnti di densità piroclastica meandriformi. A tali conclusioni gli Autori arrivano considerando la grande variabilità, sia a grande che a più piccola scala, nelle direzioni di flusso piroclastico, che confermerebbero nelle prime fasi la formazione di *thalweg* da correnti di densità piroclastiche che con il procedere della deposizione evolvono verso canali meandriformi ad alta velocità o migranti lateralmente.

Le due misure ^{40}Ar-^{39}Ar eseguite sui sanidini delle unità di flusso dell'Ignimbrite Cimina in facies distale hanno dato età sovrapponibili nell'errore, comprese tra 1307 ± 8/18 Ka (unità di flusso inferiore) e 1304 ± 8/17 Ka (unità di flusso superiore). Inoltre una terza misura, effettuata su un campione raccolto in un deposito saldato prossimale, ha fornito un'età di 1304 ± 8/17 Ka. Tutti i nuovi dati concordano con le età di 1,30 ± 0,01 Ma ottenute con lo stesso metodo geocronologico da Laberge *et alii* (2005, 2011). Le analisi K/Ar condotte da Nicoletti (1969) attribuivano all'Ignimbrite Cimina un'età di 1,39 ± 0,06 Ma su Sa (media e deviazione standard di 2 misure) e 1,22±0,05 Ma su Bt. La biotite ha un contenuto percentuale

in K basso, probabile indice di alterazione, ed entrambe le misure hanno errori molto più elevati rispetto ai dati recenti. Per questo motivo si farà riferimento soltanto alle età ^{40}Ar-^{39}Ar di più recente acquisizione (v. tab. 3).

Pleistocene inferiore p.p.

8.2.4. - *Lave di Poggio Orlando* (**KPO**)

Questa unità è costituita da colate laviche generalmente molto compatte, di colore da grigio scuro a grigio chiaro, talora molto vescicolate. Quando alterate queste lave assumono l'aspetto di una roccia grigio-chiara, terrosa e friabile, con una fratturazione cipollare (Fig. 23). Si presentano da sub-afiriche fino a porfiriche, per fenocristalli di Sa (1-2 cm) e minerali femici di dimensioni millimetriche, talora isoorientati secondo la direzione di scorrimento delle colata, in qualche caso evidenziata anche dalla presenza di vescicole pluricentimetriche (Fig. 24). La vescicolazione può talora essere così intensa da dare un aspetto spugnoso a

Fig. 23 - *Fratturazione cipollare nelle lave olivin-latitiche di Poggio Orlando (KPO) in località Poggio Pero (Soriano nel Cimino).*

tutto il corpo lavico (Spinaceto). La direzione di scorrimento può inoltre essere evidenziata dalla presenza di lobi e di corde (La Rinchiusa). Talvolta si notano delle strutture tabulari simili a dicchi (Pian Ciliano, Molinaccio), o fessurazione prismatica (Spinaceto).

Al microscopio (tav. 1) mostrano una tessitura porfirica seriata nella quale si notano due generazioni di cristalli. La prima è costituita da fenocristalli di Pl e Ol fortemente riassorbiti e spesso scheletrici, associati a Cpx, con subordinati K-feldspati spesso con evidenze di reazione con la massa di fondo e golfi di riassorbimento (xenocristalli). La seconda è composta da abbondanti Cpx ed Ol, con minori quantità di Pl, Sa, Bt, Opx e Mag, spesso in condizioni di forte disequilibrio. La massa di fondo è olocristallina, talora con allineamenti di microliti di feldspato che danno luogo a locali tessiture trachitiche, o con isoorientazione delle vescicole. In base alle analisi petrografiche e chimiche la composizione delle lave di Poggio Orlando varia da latitica a shoshonitica, con una netta prevalenza dei termini latitici. Le osservazioni al microscopio evidenziano infatti una ampia gamma di tipi composizionali, che fanno da transizione petrografica fra le lave latitiche dell'unità KPV (lave di Poggio S. Venanzio) e le lave olivin-latitiche di KPO, motivo per cui in campagna non sempre il riconoscimento e la distinzione fra queste due unità laviche è stato immediato, soprattutto nelle facies di KPO più porfiriche.

Come l'unità precedente, anche queste lave hanno provenienza cimina e affiorano nell'area meridionale del Foglio. Le colate si distribuiscono radialmente rispetto al centro del distretto rappresentato dal M. Cimino e raggiungono grandi distanze, probabilmente per l'elevata fluidità. Le olivin-latiti più elevate in quota si rinvengono fin dalla sommità del monte, occupando il suo versante meridionale (Piangoli, Crociali, Cozzano).

Sono stati altresì rinvenuti piccoli e sporadici lembi di lava shoshonitica: tra quota 520 e 600 sul versante settentrionale del domo di Roccaltìa, sui versanti del M. Cimino (presso Fontana Grillara a q. 700 circa e a q. 730 s.l.m.) a poco più di 1,5 km a NE della cima del monte e presso il Fosso di Vessuccino. Si presenta come una lava compatta ma molto scoriacea, dall'aspetto spugnoso e di color vinaccia, a luoghi con superficie a crosta di pane, con abbondanti fenocristalli millimetrici di pirosseno, trasparenti e di colore verde brillante, che la caratterizzano. La presenza di shoshoniti è segnalata anche da Conticelli (2013) con campioni provenienti dal M. Cimino. Questa unità lavica di composizione shoshonitica non è singolarmente cartografabile e pertanto è stata inclusa nell'unità litostratigrafica delle olivin-latiti. Tuttavia è stato individuato in campagna un rapporto stratigrafico tra le due, in cui la shoshonite si trova sottoposta alla Ol-latite attraverso l'interposizione di un livello arrossato pedogenizzato di spessore decimetrico.

Le lave di Poggio Orlando corrispondono alle colate olivinlatitiche di Miche-

PROGETTO CARG

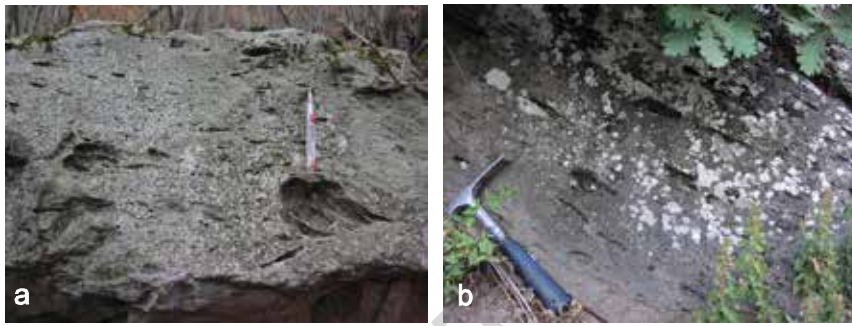


Fig. 24 - *Intensa vescicolazione in una colata olivin-latitica (KPO) in località Cozzano (Soriano nel Cimino) (a); vescicole nella direzione di flusso di una colata olivin-latitica (KPO) in località Spinaceto (Vitorchiano) (b).*

PROGETTO CARG

LUCCINI *et alii* (1971). In letteratura questa formazione era nota anche come "Lava trachitico-latitica olivinica" (Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000) o "Lava olivin-latitica finale" (LARDINI & NAPPI, 1987). Le lave di Poggio Orlando scorrono in colate allungate aggirando i domi delle lave di Canepina, si trovano in appoggio sull'Ignimbrite Cimina (Fig. 25) e sono a loro volta ricoperte dai prodotti vicani. Più problematica la definizione dei rapporti con le lave di Poggio S. Venanzio, per le evidenze non sempre univoche descritte al paragrafo successivo. Generalmente infatti non sono visibili appoggi diretti tra le due unità laviche; le morfologie sembrano suggerire in taluni casi l'appoggio delle KPO sulle KPV, in altri il contrario, come nel caso della colata latitica di Pian delle Colti - S. Giorgio, che sembra intersecare un più antico braccio lavico olivinlatitico. Da segnalare inoltre la posizione dei presunti punti di emissione delle colate KPO, che si disporrebbero anularmente rispetto ai fronti di scorrimento delle colate KPV, a quote minori rispetto a queste, ovvero a mezza costa dei versanti del Cimino. Fa eccezione la colata di Piangoli, che invece nasce dalla cima di M. Cimino e a quote poco più basse sembra appoggiarsi intorno alla latite precedentemente messa in posto, probabilmente alimentata dal medesimo punto di emissione. Questa situazione potrebbe anche far ipotizzare l'esistenza di due momenti di attività olivin-latitica, una precedente l'emissione delle lave di Poggio S. Venanzio ed una successiva.

La potenza delle lave di Poggio Orlando nell'area del Foglio raggiunge i 10 m.

Datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar eseguite su tre campioni di questa unità raccolti durante la campagna di rilevamento hanno fornito età comprese tra 1308 ± 16/22 e 1291 ± 9/18 ka (v. tab. 3).

Pleistocene inferiore p.

Fig. 25 - *Appoggio delle lave di Poggio Orlando (KPO) sull'Ignimbrite Cimina presso Soriano nel Cimino.*

8.2.5. - *Lave di Poggio S. Venanzio* (**KPV**)

Le lave di Poggio S. Venanzio sono compatte, di colore grigio - da scuro o nerastro (più raramente violaceo) a grigio chiaro con bandature violacee (Sterpeto del Signore), in colate sovrapposte di notevole spessore. Formano bancate metriche con strutture da flusso che creano una pseudo-stratificazione (Fig. 26). La vescicolazione è in genere ridotta; un carattere macroscopico molto evidente è rappresentato dalla presenza di megafenocristalli di Sa, con dimensioni di 4-5 cm, (anche se in percentuale minore rispetto a quelli presenti nelle lave di Canepina) e fenocristalli di Pl e Bt. L'alta porfiricità di queste lave conferisce loro un'elevata viscosità, che ha fortemente condizionato la loro estrusione.

Spesso queste lave si presentano alterate e con i grandi cristalli di Sa anche fratturati. In diverse zone di affioramento (M. Cimino e, più ad est, Pian delle Colti) è frequente la presenza di inclusi litici, delle dimensioni di qualche cm, a grana medio-fine, olocristallini e con colore grigiastro.

Al microscopio (tav. 1) le lave mostrano tessitura porfirica seriata con fenocristalli di Pl, Sa, Bt, Cpx e, subordinati, Opx ed Ol; Bt, Opx, Ol e Sa mostrano quasi sempre profonde evidenze di disequilibrio con la mesostasi, mentre il Cpx

Fig. 26 - *Colate laviche latitiche (KPV) pseudo-stratificate in località Costa di Traino (M. Cimino).*

appare sempre in bei cristalli euedrali. La massa di fondo talora si mostra ipocristallina, talvolta olocristallina, localmente con carattere trachitico dato da piccole lamelle di feldspato fittamente allineate; i microliti in massa di fondo sono di Pl, Bt, Px, Zrn, Mag ed Ap. In base alle composizioni petrografica e chimica, le lave di Poggio S. Venanzio (KPV) sono classificate come latiti.

Riferibili all'attività del Distretto Cimino, le lave latitiche di Poggio S. Venanzio si ritrovano su vaste aree sommitali del M. Cimino (Faggeta, Costa di Traino, Basso della Sega) e sui suoi versanti (Fig. 27), con spesse colate i cui affioramenti, nel settore nord-orientale del monte, si interrompono in corrispondenza dell'inizio di quelli delle lave olivin-latitiche di Poggio Orlando, che si presentano con colate di maggiore lunghezza. Questa morfologia riflette la maggiore viscosità delle lave KPV rispetto a quelle dell'unità KPO. A est del versante orientale del M. Cimino la lava latitica forma la collina di S. Giorgio e più a sud, verso il bordo meridionale del Foglio, affiora diffusamente tra la strada della Faggeta e Poggio S. Venanzio.

Le lave di Poggio S. Venanzio corrispondono alle "Lave trachitico-latitiche" del Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, alle "Lave

latitiche" di Micheluccini *et alii* (1971) ed alle "Lave latitiche finali" di Lardini & Nappi (1987). I rapporti stratigrafici con le lave di KPO (v. § precedente) non sono chiaramente deducibili da evidenze di terreno, in quanto morfologie e affioramenti sembrano suggerire a luoghi che la messa in posto di alcune colate olivin-latitiche sia precedente a quella delle latiti KPV (es. la colata di KPV di S. Giorgio, le colate delle due unità affioranti a S.Egidio e in generale quelle dei versanti settentrionale e orientale del M. Cimino), in altri casi (a sud del Cimino) le colate di KPO sembrano partire dalla cima del monte e sovrapporsi a quelle di KPV o aggirarle; a questo si deve aggiungere che, come hanno rivelato le analisi petrografiche condotte su diversi campioni, alcune colate laviche del M. Cimino hanno caratteri intermedi tra i litotipi afferenti alle due unità. A NE della cima del M. Cimino sono presenti corpi lavici lineari dicchiformi, orientati N-S e SO-NE. Lo spessore dell'unità può essere stimato attorno a 20 m. Sulla rupe che borda ad ovest Coste delle Macchiete, al bordo meridionale del Foglio, si può osservare al di sotto di una bancata lavica di qualche metro, che fa da cornice, una potente colata costituita da due unità decametriche di flusso sovrapposte ma separate fra loro da una facies scoriacea.

Quattro misure ^{40}Ar-^{39}Ar eseguite su lave di questa unità (un campione dei

Fig. 27 - *Tipico affioramento in netto rilievo di una colata di KPV lungo un versante del M. Cimino.*

quali ricade nel Foglio 355 Ronciglione) hanno dato un intervallo di variazione estremamente ristretto (1296 ka – 1287 ka; v. tab. 3). La datazione K/Ar di Nicoletti (1969) attribuiva dubitativamente a queste lave, denominate 'Ciminiti', un'età molto più giovane, di 0,96±0,2 Ma1; l'elevato errore è dovuto alla bassa resa di $^{40}Ar_{rad}$ del campione. Anche in questo caso, la notevole differenza tra il dato vecchio e quelli più recenti, e la mancanza di età così giovani tra i dati recenti, fanno considerare dubbia l'attendibilità del dato di letteratura.

Pleistocene inferiore p.p.

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

La superficie di discontinuità di base di questo supersintema è una superficie erosiva che segna l'instaurarsi di condizioni di continentalizzazione a seguito della caduta del livello del mare nell'area della costa tirrenica (De Rita *et alii*, 2002; Funiciello & Giordano, 2008). In accordo con i suddetti Autori, anche per Palladino *et alii* (in stampa) l'inizio di questa fase dovrebbe corrispondere allo stadio isotopico 22 della curva $\delta^{18}O$ (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995); mentre secondo Mancini *et alii* (2003-2004) la fase di sollevamento regionale inizia già nel corso del Pleistocene inferiore *p.p.* e porta come conseguenza durante il Pleistocene medio-superiore alla emersione della regione della media valle del Tevere e di quelle limitrofe, al progressivo spostamento della linea di costa verso OSO e al *downward shift* delle facies costiere e all'erosione a monte per il controllo eustatico indiretto sulle incisioni vallive. All'interno del supersintema sono state riconosciute e cartografate numerose unità litostratigrafiche; alcune di esse si trovano inserite in due unità stratigrafiche a limiti inconformi di minore rango riconosciute, che sono il sintema Fiume Fiora e il sintema Fiume Marta.

La superficie di tetto è attualmente rappresentata dalla superficie topografica naturale.

Pleistocene inferiore p.p. - Olocene

9.1. - Gruppo di Civita Di Bagnoregio (**XV**)

(cfr. unità della Gabelletta *p.p.* del Foglio 344 Tuscania)

Il gruppo di Civita di Bagnoregio rappresenta una successione di depositi piroclastici di caduta e di flusso, localmente anche risedimentati, riferibili all'attività del Distretto Vulcanico Vulsino. Esso è costituito, nei settori prossimali agli apparati eruttivi del Paleo-Bolsena e del Bolsena, da un'alternanza di banconi di pomici, strati di pomici e scorie, banconi metrici compatti a matrice micropomicea mal

PROGETTO CARG

classati e mal gradati, orizzonti di ceneri grossolane, livelli di ceneri litoidi, strati di ceneri a lapilli accrezionali separati da paleosuoli. Nei settori più distali questi depositi passano a livelli di pomici minute sciolte, orizzonti di piccole scorie, ceneri grossolane, ceneri fini incoerenti, cineriti litoidi a lapilli accrezionali. I depositi sono talvolta separati da superfici di erosione o da paleosuoli che individuano pause nell'attività eruttiva.

La base della successione è costituita da un bancone di pomici trachitiche bianche sciolte contenenti fenocristalli di Sa, Pl e, subordinati, Bt e Mag. La vescicolazione delle singole pomici è minuta ed omogenea, la densità è compresa tra 0,48 e 0,65 g/cm^3. Nella matrice sono presenti cristalli sciolti di Sa e Px e frammenti litici costituiti da marne, calcari e lave afiriche. Questo orizzonte, a Civita di Bagnoregio (F. 334 "Orvieto" alla scala 1:50.000), è caratterizzato da una gradazione diretta con spessori dell'ordine di 2 metri, ed il volume complessivo del deposito è dell'ordine dì circa 10 km^3. La vulcanite di base poggia direttamente sul substrato sedimentario, dal quale è separata da un paleosuolo, e risulta esposta nei settori periferici nord-orientale, orientale e sudorientale del Distretto Vulsino.

Questo livello di pomici, di età K/Ar 576 ka (Santi, 1991) rappresenta il prodotto dell'attività esplosiva iniziale di tipo pliniano del Paleo-Bolsena (Nappi *et alii*, 1987). La forma sub-circolare delle isopache ed isoplete, con centro nel settore più settentrionale del Lago di Bolsena, indica che la colonna eruttiva che ha generato il deposito è risalita proprio in quella località e la sua altezza è stata stimata in 30 km (Fig. 28). Le eruzioni pliniane nel Distretto Vulsino sono numerose ed i loro depositi rappresentano degli ottimi livelli guida nell'ambito delle ricostruzioni stratigrafiche di tutto il Distretto Vulsino. Immediatamente sovrapposti alle pomici basali, nel settore orientale del Distretto Vulsino si osservano altri due banconi di pomici trachitiche, separati dal livello di base (e tra di loro) da paleosuoli, anch'essi riferibili all'attività esplosiva parossistica iniziale del Paleobolsena. Tra le pliniane del Paleobolsena e quelle del Bolsena sono intercalati altri orizzonti pliniani non riferibili al centro eruttivo di provenienza.

Inoltre localmente sono presenti nei depositi di XV intercalazioni di livelli pliniani di provenienza vicana, quale ad es. il *marker Vico α*, con età ^{40}Ar-^{39}Ar di 419±6 ka (Barberi *et alii*, 1994).

Un altro livello di pomici, utilizzato come livello guida, si rinviene nella parte centrale della serie stratigrafica del gruppo di Civita di Bagnoregio. Si tratta del *livello del Ponticello* (Nappi *et alii*, 1994a), riferibile ad una delle eruzioni pliniane del Bolsena. La frazione juvenile del deposito è costituita da pomici trachitiche bianche, ben classate e a gradazione diretta, e da pomici grigie o bandate nella parte alta del deposito. Le pomici sono porfiriche (IP = 8–9 % in volume) con numerosi cristalli di Sa, Cpx, Bt e subordinata Mag. I rari litici sono costituiti da lave trachitiche, fonolitiche e leucititiche. La forma delle isopache e delle isoplete, con asse

PROGETTO CARG

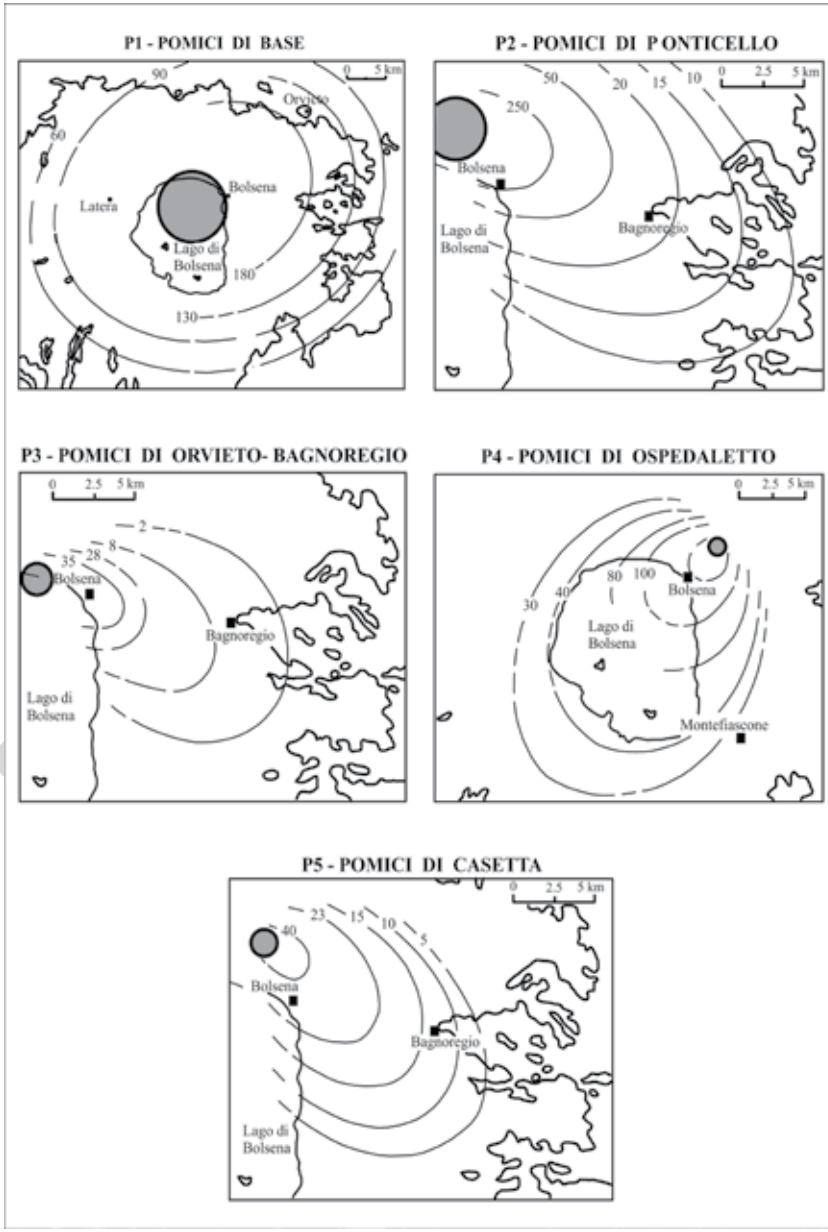


Fig. 28 - *Isopache (in cm) dei principali depositi di pomici pliniane del Distretto Vulsino.*

maggiore diretto E-O, indica l'esistenza di un centro eruttivo ipotizzabile nel settore settentrionale del Lago di Bolsena (cfr. Fig. 28). Questo livello è stato già individuato ed indicato come un orizzonte pliniano da VAREKAMP (1979, 1980), NAPPI *et alii* (1982), NAPPI & MARINI (1986a), MATTIOLI (1992). Il deposito affiora nel settore orientale del Distretto Vulsino con uno spessore massimo di 2,5 m nelle zone prossimali, dove è sovrapposto ad un deposito da flusso piroclastico, mentre nei settori distali si osserva intercalato a sottili livelli di ceneri e lapilli separati da paleosuoli. Tutti questi depositi di pomici mostrano uno spessore ed una granulometria decrescenti con la distanza dal centro di emissione, che per tutte le pliniane del Paleobolsena e del Bolsena è localizzabile nel settore settentrionale della caldera di Bolsena.

I banchi di scorie intercalati al gruppo di Civita di Bagnoregio sono più numerosi e più potenti almeno nei settori prossimali dei centri eruttivi. I depositi da flusso piroclastico, a parte il Nenfro che rappresenta una unità cartograficamente distinguibile e di cui parleremo subito dopo, sono molto scarsi. Nel settore settentrionale affiora una ignimbrite che si può osservare nella tavoletta Celleno, in località Voltinelle e nel Fosso della Ferriera, dove raggiunge 4 metri di spessore. La base dell'ignimbrite è grigio-scura pozzolanacea, sciolta, con grosse pomici nere a Sa; nella parte alta diventa litoide tipo *sillar* per zeolitizzazione, con piccole pomici bianche e, nella matrice micropomicea, si osservano dei fenoclasti di Lct analcimizzata, Sa e Bt.

Sono stati rinvenuti depositi pomicei da caduta attribuibili al Paleo-Bolsena, intercalati a depositi rimaneggiati, nelle località Pian delle Monache e Poggio S. Martino, a SO dell'abitato di Grotte S. Stefano. Essi presentano una caratteristica colorazione ruggine per ossidazione e, localmente, le pomici sono saldate da una mineralizzazione impregnante che forma una patina brunastra. In parete sono visibili fratture coniugate e una piccola faglia inversa con direzione 30°O che disloca i depositi per poco più di un metro (Fig. 29).

A N di Vallebona fino a Montecalvello si riscontrano di frequente livelli cineritici compatti al tetto della successione piroclastica affiorante di XV, con diffusa presenza di frustoli carboniosi dalla struttura ben conservata. Analoga situazione si riscontra in località Pian Auta (Fig. 30), dove i frustoli sono orientati probabilmente secondo la direzione di flusso.

I paleosuoli presenti nel gruppo di Civita di Bagnoregio mantengono spessori più o meno costanti dell'ordine di 50 cm; a volte si tratta di suoli molto evoluti, altre volte la pedogenizzazione non è molto spinta ed il deposito, spesso cineritico, conserva in parte le caratteristiche della piroclastite originaria. Intercalati, inoltre, soprattutto nella parte inferiore della serie ed immediatamente sopra al Nenfro, si trovano livelli di farine fossili (diatomiti) e strati o banconi di travertino. In alcuni di questi depositi diatomitici sono stati rinvenuti resti di grossi mammiferi (TREVISAN, 1947; MANCINI *et alii*, 2003-2004). Nella parte basale del gruppo di Civita di Bagnoregio sono presenti molto spesso, come vedremo in seguito, intensi processi di mineralizzazione, come nel Fosso di P. Mecone e nel Fosso delle Macchie a nord, e nel Fosso della Ferriera, nel Fosso Infernaccio e nel

PROGETTO CARG

Fig. 29 - *Affioramento di piroclastiti (XV) riferibili all'attività paleo-vulsina, in loc. Piano delle Monache (Grotte S. Stefano).*

Fig. 30 - *Frustoli orientati nella probabile direzione di flusso all'interno di un deposito cineritico in località Pian Auta (Grotte S. Stefano).*

Fosso dell'Acqua Rossa a sud, settori attualmente interessati dalla presenza di sorgenti minerali ed esalazioni gassose di cui il principale componente è l'anidride carbonica.

Intercalati alla successione primaria di XV sono compresi livelli piroclastici risedimentati, laminati o sottilmente stratificati, per lo più cineritici, di colore grigio chiaro o biancastro. Questi depositi, in cui sono presenti anche livelli diatomitici, sono il frutto della sedimentazione in bacini palustri dei prodotti vulcanici in gran parte distali. Sono principalmente frequenti nel settore sud-orientale del Foglio. Quando di estensione significativa tali depositi sono sono stati cartografati come unità a sé stante (unità del Torrente Vezza, TZV). Il gruppo di Civita di Bagnoregio affiora estesamente nel settore orientale del Foglio e corrisponde alle successioni piroclastiche note in letteratura come "Tufi Basali" nelle Note Illustrative del Foglio 137 "Viterbo" (Bertini *et alii*, 1971a) e diventano "Tufi Leucititici Basali" nella legenda dello stesso Foglio. Nel sovrastante Foglio "Orvieto" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1969) questo gruppo corrisponde ai "Tufi Stratificati Inferiori". Nell'area orientale del Foglio "Viterbo" alla scala 1:50.000, esso rappresenta l'unità con la più ampia distribuzione areale del Distretto Vulsino, con uno spessore che può raggiungere i 50 m (Fosso dell'Infernaccio) per ridursi a pochi centimetri negli affioramenti più distali (Lucignano in Teverina).

Nell'area di Vallebona, a NE di Grotte Santo Stefano, tra le piroclastiti attribuite in carta al gruppo XV si osserva una predominanza di depositi cineritici e pomicei da caduta, costituiti da pomici minute grigie o verdognole e scorie grigie o nere con abbondantissimi pirosseni sciolti e scarsa analcime, mentre nell'area a N e a SE del medesimo abitato i depositi presentano caratteri di maggiore prossimalità rispetto al centro di emissione, essendo presenti livelli di scorie verdastre.

Sempre presso Vallebona (Fontana Vecchia), si riscontra un deposito, correlabile con analoghi livelli affioranti a S di Grotte S. Stefano, costituito da pomici da caduta e caratterizzato dalla presenza di scorie a Lct e litici lavici e argillosi "cotti". Le pomici, a gradazione simmetrica (con un livello più fine centrale), sono centimetriche (fino a 4 cm), di colore beige, molto vescicolate, sub-angolose, porfiriche per Bt, Px e Anl; abbondanti anche le scorie nere. Il deposito, mal classato, sfuma verso l'alto in un paleosuolo, che fa da base per l'appoggio del Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, mentre in basso un deposito cineritico argillificato lo separa da un sottostante livello, probabilmente il *marker Vico α*.

In tutta l'area tra Grotte S. Stefano e Sipicciano verso NE, e la valle del Torrente Vezza, nelle incisioni vallive affiora un altro deposito piroclastico, compreso in carta nel gruppo XV, con spessori che aumentano in direzione SO, con una netta gradazione inversa delle pomici basali (a chimismo trachitico) che, insieme ad altri elementi peculiari, lo caratterizza (Fig.31). In particolare a Torre Scorcoli si può osservare il deposito nella sua interezza, costituito dal basso da un livello cineritico giallastro laminato di circa 10 cm, poi da un livello di pomici di *fall* co-

PROGETTO CARG

lor avana a gradazione inversa di circa 80 cm e un soprastante deposito cineritico rosato da flusso di circa due metri di spessore, con lapilli pomicei e scoriacei. Dalla stratigrafia di più affioramenti (Troscione, Vallebona, Grotte S. Stefano, ecc.), questo deposito *marker* risulta successivo sia alla deposizione del Nenfro (WNE, v. oltre) sia a quella dei *fall* vicani α e β, ma precede la messa in posto dell'Ignimbrite Basale di Montefiascone (WIM, v. oltre), come mostrato in figura 32.

Datazioni effettuate su depositi piroclastici appartenenti a questo gruppo han-

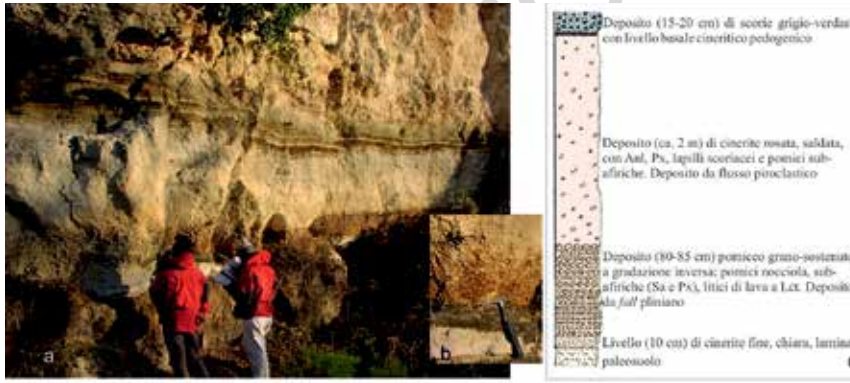


Fig. 31 - *Affioramento del deposito piroclastico da caduta e da flusso attribuibile ad XV che affiora con discreta continuità nel settore nord-orientale del foglio a) in località Troscione, a E di Vallebona b) particolare dell'affioramento; c) sezione stratigrafica del deposito misurata nei pressi della località Scorcoli, circa 1 km a E di Grotte Santo Stefano.*

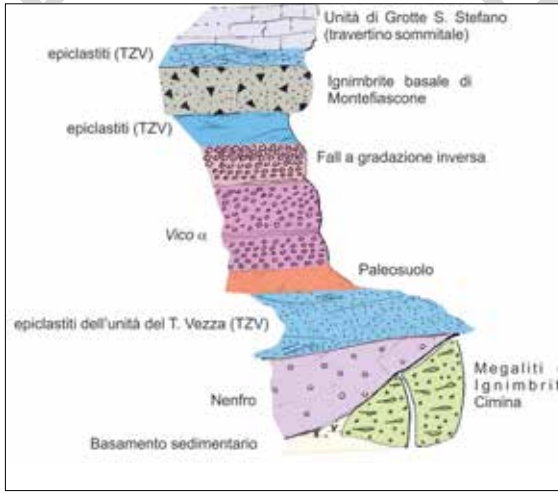


Fig. 32 - *Successione stratigrafica osservabile in parete a sud della località Colonna (settore a NO di Bomarzo).*

no fornito età $^{40}K/^{40}Ar$ di 576,1±6.5 ka per il bancone di pomici basale, e 351,7 ± 4 ka per il *livello del Ponticello* (ricalcolate in Nappi *et alii*, 1995, da Santi, 1991); età ^{40}Ar-^{39}Ar di 589+/-8 ka (Barberi *et alii*, 1994)

Pleistocene medio p.p.

9.2. - Unità Di Graffignano (**UGF**)

Questa unità è composta da depositi ruditici costituiti da ghiaie a stratificazione incrociata piana e concava, con ciottoli eterogenei ed eterometrici in genere ben arrotondati ed abbondante matrice sabbiosa grossolana e corrisponde ai Conglomerati continentali del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970). I clasti più grossolani, con diametro fino a 20-30 cm, sono ben arrotondati e spesso con forma lamellare o comunque appiattita; pur prevalendo clasti di natura calcarea o silicoclastica, non mancano ciottoli di origine vulcanica, soprattutto pomici, e di travertino. Localmente sono presenti strati molto spessi di ghiaie costituite quasi esclusivamente da pomici rimaneggiate e intercalazioni sabbiose e pelitiche con geometria lenticolare. La matrice e le intercalazioni sabbiose sono abbastanza ricche in quarzo ed in minerali femici.

Per questa unità sono state descritte due sezioni stratigrafiche in località Fontana Riccia e a Graffignano (figg. 33 e 34), quest'ultima evidenziata anche da Mancini *et alii* (2003-2004). Questi Autori hanno riconosciuto un ricco contenuto fossilifero con malacofaune del Pleistocene medio e resti fluitati di *Elephas antiquus* alla cava di Graffignano.

Soprattutto nella parte superiore dell'unità sono localmente presenti, ad es.nella zona di Graffignano, livelli pelitici, paleosuoli, livelli travertinosi e livelli epiclastici che testimoniano il passaggio da facies di canale attivo a facies di piana alluvionale con episodi palustri.

Questa unità affiora diffusamente sia lungo i bordi dell'attuale valle del Tevere che nelle valli dei suoi principali affluenti, soprattutto in destra orografica. Essa poggia con evidente contatto inconforme sia sul membro di Castello Ramici che sul membro di Bassano in Teverina della formazione Chiani-Tevere (CNH) e sull'unità di Civita Castellana (ULE) (Mancini *et alii*, 2003-2004). Questi depositi costituiscono un corpo terrazzato la cui superficie superiore, che si estende ben oltre i limiti del Foglio, si segue da N, presso Castiglione in Teverina alla quota di circa 210 m s.l.m., a S presso Fiano Romano fino a circa 65 m s.l.m. (Mancini *et alii*, 2003-2004).

Lo spessore affiorante arriva fino ad un massimo di circa 50 m. L'ambiente deposizionale è di canale fluviale e di piana alluvionale.

Pleistocene medio p. p.

PROGETTO CARG

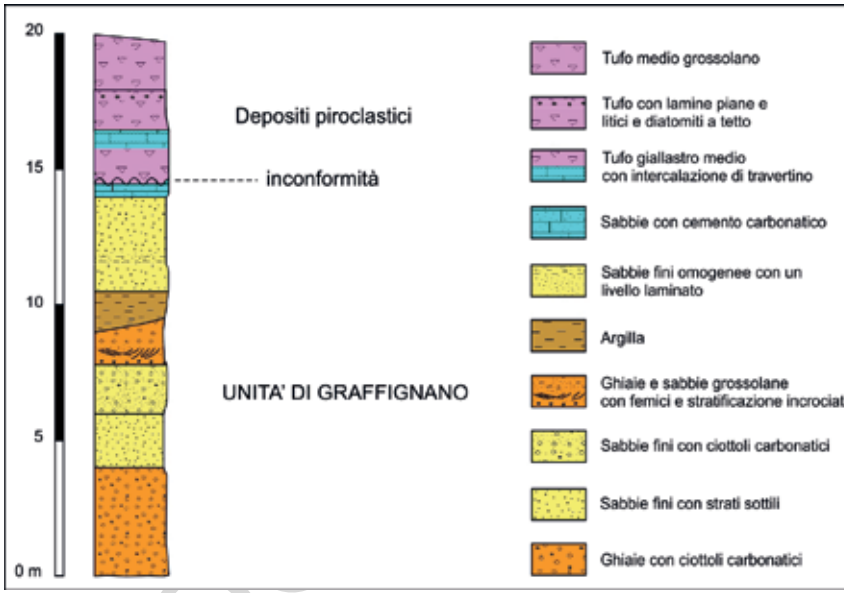


Fig. 33 - *Sezione stratigrafica dell'unità di Graffignano misurata in località Fontana Riccia.*

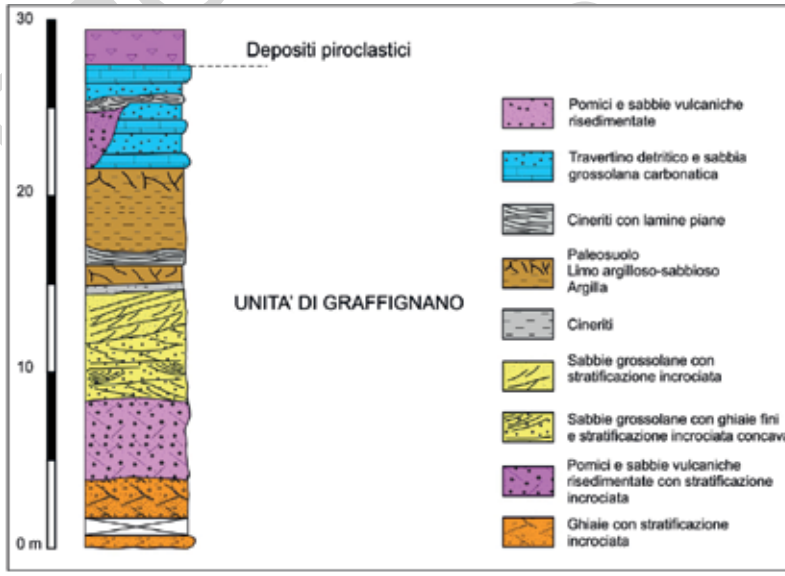


Fig. 34 - *Sezione stratigrafica dell'unità di Graffignano misurata in località omonima. Modificata da* Mancini et alii (2003-2004)

9.3. - Unità Del Torrente Vezza (**TZV**)

L'unità del Torrente Vezza è rappresentata da una potente successione di depositi sedimentari di natura prevalentemente vulcanoclastica, generalmente stratificati, di colore grigio chiaro – giallastro (Fig. 35). Spesso gli strati mostrano una laminazione piano-parallela, a luoghi incrociata (in facies *braided*); talora i depositi si presentano invece in banconi massivi o più raramente in lenti. Questa successione è formata da un'alternanza di ceneri fini e grossolane, lapilli scoriacei e pomicei, e ciottoli. È frequente la presenza di livelli diatomitici (Fig. 36) e di livelli travertinosi (anche sotto forma di impregnazioni), organizzati in strati, lenti e orizzonti massivi, spesso con impronte di frustoli vegetali. Questi depositi travertinosi si presentano anche in facies fitoclastica con strutture aggettanti da cascata, che si intercalano a varie altezze, e sono riferibili a fenomeni di precipitazione chimica in un ambiente associato a idrotermalismo (Mancini *et alii*, 2003-2004). Tali travertini intercalati alla successione sono attribuibili a UGS, in parziale eteropia con l'unità TZV, ma nonostante possano dar luogo anche a bancate tabulari spesse alcuni metri, non sono cartografabili come unità a sé stante alla scala della carta. Il meccanismo di precipitazione che ha generato i depositi travertinosi ha finito col prevalere nel corso del Pleistocene medio nella parte alta della successione (Fig. 37), dove è stato cartografato come UGS (v. oltre).

All'interno della successione, descritta in letteratura come *Complessi tufacei con lenti diatomitiche, con sovrapposti banchi di travertino* (Servizio Geologico d'Italia, 1970), si intercalano a diverse altezze stratigrafiche anche strati e

Fig. 35 - *Alternanza di depositi vulcanoclastici risedimentati e primari in strati piano-paralleli in una delle esposizioni in sinistra idrografica del Torrente Vezza (loc. Rinchiusa Sasseto)*

PROGETTO

lenti di materiale piroclastico primario (essenzialmente pomiceo e cineritico) da caduta e da flusso, non sempre cartografabili. Essi sono riferibili principalmente all'attività del Distretto Vulsino, in gran parte prodotti attribuibili al gruppo di Civita di Bagnoregio XV (o *Tufi basali* in letteratura), ma sono presenti nella parte inferiore dell'unità anche livelli piroclastici da caduta di origine vicana, tra cui gli orizzonti pliniani *marker Vico α* (età ^{40}Ar-^{39}Ar 419±6 ka, Barberi *et alii*, 1994) e *Vico β* (non distinti in carta). Il deposito da *fall* attribuito a *Vico α* è stato utilizzato come livello guida per la comprensione dei rapporti stratigrafici tra i vari depositi e la ricostruzione di un areale di affioramento nell'area orientale del Foglio. Verso l'alto della successione si intercalano i depositi attribuibili ad almeno due unità di flusso piroclastico dell'Ignimbrite Basale di Montefiascone (WIM; Fig. 32).

I depositi di TZV rappresentano il prodotto della deposizione avvenuta in bacini sedimentari in cui l'arrivo di apporti extra-bacinali era discontinuo e legato essenzialmente all'emissione di materiale vulcanico nelle fasi di attività esplosiva. Tali bacini si sviluppavano in ambiente palustre o lacustre, o a luoghi fluvio-lacustre, come dimostrano le impronte di foglie nei banconi cineritici

Fig. 36 - *Livelli diatomitici di TZV che si intercalano alle vulcanoclastiti (loc. Poggio S. Martino, nei pressi di Grotte S. Stefano).*

compatti e la presenza frequente di livelli diatomitici, i quali testimonierebbero intervalli di tempo con assenza di disponibilità di nuovo materiale di origine vulcanica; le cause potrebbero essere molteplici: o per stasi di attività o perché i relativi depositi non hanno raggiunto quelle distanze o hanno preso altre direzioni, ecc.. L'ambiente fluvio-lacustre, sviluppatosi probabilmente ai margini di questi bacini, è sporadicamente rappresentato (ad esempio dai depositi vulcanoclastici a laminazione incrociata e a festoni, ecc.,) e manifesta il dinamismo dei corsi d'acqua nella ricerca del loro profilo di equilibrio a seguito dell'accumulo di nuovo materiale vulcanico.

La successione dei depositi di questa unità è ben esposta con continuità e con notevole spessore sul versante settentrionale della valle del Torrente Vezza, che nelle zone a sud di Grotte S. Stefano e di Sipicciano, si estende in direzione circa antiappenninica con asse principale da OSO a ENE, sviluppando con i suoi affluenti un reticolo idrografico che si può definire nel complesso rettangolare evolvente a meandriforme presso la confluenza, più a est, col F. Tevere.

Questa unità si ritrova in appoggio inconforme sul basamento sedimentario plio-pleistocenico. Al *top* l'unità è ricoperta dai depositi travertinosi della unità di Grotte Santo Stefano (UGS) e verso il basso è in rapporto di eteropia con UGF. Lo spessore massimo affiorante della successione (loc. L'Arenara) è di circa 70 m.

Pleistocene medio p.p.

9.4. – Nenfro *Auctt*. (**WNE**)

Il Nenfro (o "Nenfri") è un deposito ignimbritico litoide a matrice micropomicea di colore da grigio scuro a giallo, a base saldata. La formazione tipo, osservabile a Civitella d'Agliano, è caratterizzata, alla base, da un livelletto di pomici di caduta pliniane, seguito da depositi riferibili ad aggradazione progressiva da flusso piroclastico. Il livello di pomici basali non supera i 5 cm di spessore ed è quasi sempre presente alla base dell'ignimbrite. Il corpo ignimbritico inizia con un deposito da *ground surge*, costituito da ceneri grossolane laminate di colore grigio. Segue la base dell'ignimbrite che è quasi sempre di colore grigio-scuro, in quanto costituita in prevalenza da pomici scure collassate, iso-orientate e saldate. Questa facies passa verso l'alto ad una facies di colore grigio-chiaro a fiamme nere immerse in una matrice micropomicea, che rappresenta l'aspetto tipico del Nenfro. Nelle parti superiori del deposito la vulcanite assume le caratteristiche tipiche di un *sillar*. Le pomici scure basali saldate sono molto dense, mostrano una vescicolazione molto grossolana e contengono fenocristalli di Sa e Lct analcimizzata. Dalla facies saldata e lapidea di base si passa ad una facies

PROGETTO CARG

compatta a granulometria grossolana con pomici gialle o bianche rotondeggianti, a vescicolazione minuta ed omogenea, immerse in una matrice cineritica. La matrice contiene, inoltre, fenoclasti sciolti di Sa e frammenti litici costituiti da lave afiriche di tipo fonolitico e xenoliti del substrato sedimentario. Questa facies è compatta in quanto cementata per zeolitizzazione e spesso presenta nella parte alta dell'affioramento fumarole senza radici con addensamento di lapilli e litici nella fessura di degassazione.

Il Nenfro, al microscopio, mostra una struttura vitroclastica ed una tessitura fluidale, conferitagli dalle liste vetrose allungate o flesse attorno ai fenoclasti, costituiti da Sa, Pl, Cpx e Bt. Il Sa rappresenta il minerale predominante, mentre il Pl forma, con Cpx e Bt, agglomerati glomeroporfirici. Il vetro, che rappresenta l'8% della roccia, ha una composizione che varia da trachifonolitica, alla base, a fonolitica nella parte alta (Aurisicchio *et alii*, 1992).

Il Nenfro affiora solo nei settori periferici del Distretto Vulsino e si può osservare nell'estremo settore centro-settentrionale del foglio, nei dintorni di Castel Cellesi, e nel settore SE del Foglio, a sud di Grotte S. Stefano, lungo la valle del

Fig. 37 - *Banchi di travertino (UGS) formanti vasti pianori alla sommità della successione TZV (loc. Scoglio Morto, a est di Grotte S. Stefano).*

Torrente Vezza (Fig. 38). Questi ultimi affioramenti, mai segnalati prima, rappresenterebbero in tal caso le zone più distali raggiunte dalla colata nel settore sud-orientale della zona del Paleobolsena come definita da Nappi *et alii* (1995). Esso presenta una distribuzione areale di tipo radiale rispetto alla caldera di Bolsena, in accordo anche con i dati dei pozzi (Varekamp, 1979; Cioni, 1993). Sabatini (1911a) cita il Nenfro tra le rocce che rientrano nella categoria di "lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave". In seguito fu riconosciuto per la prima volta come prodotto da un flusso piroclastico da Nappi (1969a,b) ed è stato studiato nelle sue caratteristiche petrografiche (Trigila *et alii*, 1971) e strutturali (Varekamp, 1979).

Il Nenfro corrisponde alla "Ignimbrite trachitica della Cartiera di Canino" di Alberti *et alii* (1970), alla "Formazione di Civitella d'Agliano" di Aurisicchio *et alii* (1992). Riguardo all'unità del Nenfro si confrontino anche le unità di San Pantaleo (PNO) e de La Rocca (RRA) distinte nei Fogli 344 Tuscania e 354 Tarquinia. Lo spessore medio di circa 10 m di questa ignimbrite (che però raggiunge uno spessore massimo osservato di circa 30 m) e la sua distribuzione areale (circa 1.500 km^2) fanno ipotizzare (Cioni, 1993) un volume dei prodotti emessi di 13 km^3. Questa eruzione rappresenta lo scenario eruttivo più ricco di energia di tutto il Distretto Vulsino. Considerando, infine, la distribuzione areale delle pomici di base è ipotizzabile che la colonna eruttiva che ha generato il Nenfro sia venuta a giorno dalla struttura del Paleobolsena, struttura localizzabile nel settore più settentrionale dell'attuale caldera di Bolsena (cfr. Fig. 28). L'altezza della colonna eruttiva deve aver raggiunto in poche ore i 30 km, il che non avrebbe permesso la genesi di un deposito di caduta pliniano consistente per il collasso immediato della stessa.

Datazioni effettuate sui cristalli di Sa hanno fornito età $^{40}K/^{40}Ar$ di 505,2±5,7 (ricalcolate in Nappi *et alii*, 1995, da Santi, 1991), tuttavia esistono varie misure di età riferibili a questa unità (cfr. Barberi *et alii*, 1994). Inoltre in Laurenzi & Deino (1996) l'età ^{40}Ar-^{39}Ar media dei campioni diversi 497,8±1,9ka

Pleistocene medio p.p.

9.5.- Diatomiti di Poggio Mecone (**KME**)

Questa unità è rappresentata da prodotti che si sono depositati all'interno di una depressione vulcano-tettonica, susseguente alla messa in posto del Nenfro. Si tratta di un bacino vulcano-sedimentario che si estende per circa 3 km in direzione E-O e 2 km in direzione N-S nel settore centro-settentrionale del Foglio 345 "Viterbo". Dal punto di vista paleoambientale per questa unità si riscontrano analogie con i depositi dell'unità del Torrente Vezza da cui si è tenuta distinta per le sue peculiarità geologiche.L'unità di Poggio Mecone è costituita prevalentemente da livelli di diatomiti con intercalazioni di noduli e/o livelli di siderite.

PROGETTO CARG

Le diatomiti sono spesso impure, perché associate a resti vegetali o minerali fluitati nel bacino deposizionale. Esse si presentano in strati spessi da qualche centimetro fino a 2 metri e sono in eteropia di facies con la sequenza stratigrafica delle vulcaniti. Le intercalazioni sideritiche si trovano alla base dei depositi vulcano-sedimentari e si presentano sia in noduli che stratificate in sottili lenti e/o livelli con scarsa continuità laterale. I noduli hanno dimensioni da 1 a 10 centimetri e sono caratterizzati da forma prevalentemente ovale. Le lenti si allungano fino a qualche metro, con uno spessore che non supera i 5 centimetri. I depositi diatomitici di Poggio Mecone poggiano stratigraficamente sul Nenfro o sulle pomici di base o, in alcuni casi, direttamente sul substrato sedimentario; sono sottostanti all'Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio. I depositi di questa unità sono distribuiti nel settore centro-settentrionale del Foglio 345 "Viterbo", e sono osservabili tra Fosso della Ferriera e Poggio Mecone, nei pressi di Celleno. Essa affiora con uno spessore complessivo che raggiunge i 20 metri.

Nell'unità di Poggio Mecone sono state riconosciute due litofacies, una di breccia (KME_a) ed una lavica (KME_b).

La litofacies KME_a è costituita da una breccia lapidea di colore dal grigio al marroncino ad elementi eterogenei e di grosse dimensioni. I litici sono costituiti da clasti calcarei a spigoli vivi del substrato carbonatico, frammenti di lave grigio-scure a Lct e piccole scorie nere che potrebbero essere riferite al fuso magmatico juvenile. La matrice è formata da un cemento carbonatico che ingloba Pl, Px e cenere composta da minutissime scoriette. Il deposito mostra una gradazione diretta dei litici, che da 4 cm di diametro alla base passano a 0,5 cm al tetto, e presenta uno spessore dell'ordine

Fig. 38 - *Affioramento in parete di WNE a sud della località Pozzati (circa 2 Km a sud dell'abitato di Grotte S. Stefano). Si può osservare la tipica fessurazione prismatica dell'unità.*

PROGETTO

dei 5 metri. La breccia è intercalata ai livelli pliniani del Paleobolsena e rappresenta il prodotto di una eruzione locale monogenica di tipo idromagmatico, sviluppatasi dopo il collasso subìto dal settore orientale del Distretto Vulsino. Tale breccia si è generata in seguito allo squilibrio idrogeologico conseguente al collasso, con interazione di acqua e magma all'interno delle strutture sottostanti. Successivamente, all'interno del bacino si è sviluppata una intensa attività fumarolica con la risalita di convogli mineralizzatori tardivi che hanno determinato la precipitazione della siderite.

La litofacies è situata alla base dell'unità di Poggio Mecone ed affiora nel settore centro-settentrionale del Foglio 345 "Viterbo", a N di Celleno, in fondo al Fosso della Ferriera dove, essendo più resistente all'erosione rispetto ai livelli di base del Gruppo di Civita di Bagnoregio a cui è intercalata, origina attualmente una cascata.

Lo spessore massimo di questa litofacies raggiunge i 5 m.

La litofacies KME_b è rappresentata da un minuscolo affioramento lavico situato alla base del deposito vulcano-sedimentario del bacino del Fosso della Ferriera. La lava è grigio-scura, compatta, con fenocristalli di Lct e Pl. In sezione sottile mostra una tessitura porfirica (IP = 5 % in volume) con fenocristalli di Cpx, Lct e scarso Pl; la massa di fondo è ipocristallina e contiene Lct, Pl, Bt con orlo opacitico e rara Ol. La lava si presenta sempre molto alterata per cui non è stato possibile prelevare campioni per analisi chimiche; tuttavia, in base alla composizione petrografica, questa vulcanite può essere classificata come una tefrite a Lct.

La lava affiora in maniera molto limitata soltanto nel settore centro-settentrionale del Foglio 345 "Viterbo", a NO di Celleno, in fondo al Fosso della Ferriera, dove è alla base dei depositi vulcano-sedimentari.

Lo spessore massimo della colata non supera i 2 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.6. - Lava di Campo Farnese (**KCF**)

Le lave di questa unità sono rappresentate da colate laviche di colore grigio chiaro, da debolmente a mediamente vescicolate, spesso incoerenti per l'intensa alterazione e la facile disgregabilità meccanica (cfr. "Petrisco"; Sabatini, 1912a). Dalla matrice spiccano grossi fenocristalli di Sa (fino a 3 cm), Bt e fenocristalli di Lct generalmente analcimizzata. L'indice porfirico è variabile ed è compreso fra il 14% ed il 22%. Al microscopio mostrano tessitura porfirica olocristallina intergranulare o ipocristallina pilotassitica; i fenocristalli risultano rappresentati da Sa e, in minore percentuale, Pl, Cpx e Bt. Talvolta si osservano cristalli tondeggianti di Anl; Cpx e Pl sono spesso zonati. La massa di fondo microcristallina è costituita dalle stesse fasi presenti in fenocristalli. In base alle composizioni petrografica e chimica la roccia è classificata come trachite.

PROGETTO CARG

Le lave di Campo Farnese rappresentano i più vecchi prodotti affioranti relativi all'attività effusiva iniziale dell'apparato vicano e corrispondono alle "Lave tefritico-fonolitiche" del Foglio 143 "Bracciano" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Bertini *et alii*, 1971b). Affiorano nel settore meridionale del foglio in vasti espandimenti a N e a E della città di Viterbo. Queste lave poggiano direttamente sui prodotti dell'apparato Cimino e risultano coperte dai depositi di caduta dei Tufi Stratificati Varicolori vicani o dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano.

La potenza delle colate di questa unità raggiunge i 10 m.

Pleistocene medio p.p.

9.7. - Tufi Stratificati Varicolori Vicani *Auctt.* (**XFP**)

L'unità dei Tufi Stratificati Varicolori Vicani (Mattias & Ventriglia, 1970) è costituita da un'alternanza di livelli di pomici, lapilli scoriacei e ceneri, con intercalazioni di paleosuoli di colore variabile da marrone a nero. I livelli di pomici sono formati da pomici grigio chiare, frammenti litici di rocce laviche e rari xenoliti delle unità del substrato sedimentario, inglobati in una scarsa matrice costituita da cristalli sciolti di Sa, Px e rara Lct. La granulometria delle pomici e lo spessore degli strati diminuiscono progressivamente passando dai settori meridionali del foglio a quelli più settentrionali. I livelli pomicei sono costituiti da pomici evolute prodotte da una serie di eruzioni pliniane che si sono succedute nel tempo a volte con pause anche molto lunghe, come dimostrano i paleosuoli intercalati. Nei settori prossimali (non affioranti nell'area del foglio "Viterbo"), dove sono presenti anche depositi da flussi piroclastici turbolenti con distribuzioni areali molto limitate, la parte superiore dell'unità è costituita in prevalenza da livelli pomicei caratterizzati da un progressivo arricchimento verso l'alto di scorie e pomici scure, cui si intercalano livelli di pomici chiare.

Nell'ambito di questa unità sono stati riconosciuti e caratterizzati due livelli di pomici pliniane, utilizzati come *marker* stratigrafici per separare i depositi piroclastici basali vicani dai depositi piroclastici coevi distali sabatini e vulsini. Questi due livelli corrispondono agli orizzonti noti in letteratura come *Vico α* e *Vico β* (cioni *et alii*, 1990).

Il *Vico α* si distribuisce prevalentemente nel settore settentrionale del vulcano di Vico. Negli affioramenti prossimali a questo il *Vico α* è rappresentato da una serie formata da un livello basale dello spessore di 1 m di pomici trachitiche a cui si accompagnano abbondanti cristalli sciolti di Sa, scorie juvenili e rari litici; il tetto del livello è di colore grigio scuro e fa passaggio verso l'alto ad una facies cineritica di colore rosa, seguita da un deposito da flusso piroclastico; la serie si conclude con un livello spesso 2 m di pomici a composizione latitica con fenocristalli di Sa e Px in una matrice di cristalli sciolti di Sa, Px e litici. Nell'area del

PROGETTO CARG

Foglio sono presenti i relativi depositi di caduta con spessori ridotti. Affioramenti distali attribuibili al livello guida *Vico α* sono stati rinvenuti in varie località, come nei dintorni di Grotte S. Stefano fino a Vallebona, dove il deposito è stato riscontrato nel taglio di una cava (Fig. 39).

Il *Vico β* nei settori prossimali al vulcano di Vico è invece costituito da un'alternanza di livelli decimetrici di pomici grossolane e livelli centimetrici di ceneri; la base è costituita da pomici chiare a composizione riolitica, mentre la parte alta è formata da pomici scure trachitiche a Lct e rare scorie di colore verdastro. Anche in questo caso nel deposito sono presenti abbondanti cristalli sciolti di Sa con più scarsi Amf e Px. I Tufi Stratificati Varicolori Vicani *Auctt*. sono riferibili all'attività esplosiva iniziale del Distretto Vicano e corrispondono alle successioni piroclastiche note anche in letteratura come "Rio Ferriera formation" (Perini *et alii*, 1997). Affiorano in tutta l'area sud-orientale del Foglio, compresa tra Soriano e la valle del Torrente Vezza; nell'area di Grotte S. Stefano va segnalata la presenza di una ampia coltre cineritica e piroclastica rimaneggiata e alterata, che potrebbe attribuirsi all'attività vicana precedente la messa in posto delle coltri ignimbritiche *sensu* Locardi.

Una delle esposizioni più complete di questa unità affiora nell'area NE del limitrofo Foglio 355 "Ronciglione", nei pressi del Fosso di Piedilupo, ad E di Vignanello. Nell'a-

OGETTO

Fig. 39 - *Una cava presso Vallebona: è evidente un deposito bianco di pomici da caduta (presumibilmente il livello guida Vico α) intercalato alla successione piroclastica affiorante al di sopra delle unità sedimentarie e chiusa verso l'alto dal Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano.*

rea SE del Foglio Viterbo l'unità affiora con buona continuità a Fosso Aliano, dove raggiunge lo spessore massimo (pari a circa 18 m) riscontrato nelle aree di questo Foglio (Fig. 40). Un affioramento di spessore di 15 m lo si può osservare anche nei pressi di Bagnaia (a circa 18 km dal recinto calderico del vulcano di Vico). Un'altra successione piroclastica, potente circa 7,5 m, è stata riscontrata ad ovest dell'abitato di Bomarzo, dove si rinvengono livelli di caduta pomicei, cineritici, e di cristalli sciolti, separati da diversi livelli pedogenizzati e da potenti paleosuoli, che dimostrano come l'unità si sia formata a seguito di eventi piroclastici che si sono succeduti in un ampio intervallo di tempo.

Datazioni effettuate sui livelli pomicei intercalati in questa unità hanno fornito età ^{40}Ar-^{39}Ar di 419±6 ka per il *Vico α* e 403±6 ka per il *Vico β* (Barberi *et alii*, 1994).

Pleistocene medio p.p.

9.8. - Scorie di Fontana del Cunicchio (**KMA**)

Le scorie di Fontana del Cunicchio costituiscono un deposito di scorie nere, dense e vacuolari, immerse in una matrice di ceneri grossolane. Il deposito è riferibile ad un cono di scorie parzialmente eroso ed è costituito da banconi di scorie mal classate a gradazione diretta. Inglobate nelle scorie sono presenti bombe di varie dimensioni, costituite da proietti lavici che hanno agglutinato magma juvenile. Pertanto, le bombe risultano formate da un nucleo lavico a spigoli vivi con un'accrezione di magma che forma un involucro dello spessore di qualche centimetro. Sono inoltre presenti litici di grosse dimensioni del substrato sedimentario, costituiti da elementi argillosi parzialmente cotti. In sezione sottile, le scorie mostrano una vescicolazione variabile ed una tessitura porfirica (IP = 5-10 % in volume), con fenocristalli di Cpx e Lct immersi in una massa di fondo da oloialina a ipocristallina con microliti di Cpx, Lct e raro Pl. Sulla base dei dati petrografici queste rocce sono classificabili come leucititi. Le scorie della Fontana del Cunicchio affiorano in modo molto limitato nell'area settentrionale del Foglio, a E di Celleno, a N dell'abitato di Monte S. Angelo. Bombe riferibili all'attività esplosiva di questo centro sono state ritrovate anche a qualche chilometro di distanza dall'apparato, al di sopra del livello di pomici del Ponticello, il che ha permesso di collocare stratigraficamente l'unità. Il cono di scorie è situato in corrispondenza di una faglia che attraversa il substrato sedimentario. Il deposito è stato successivamente interessato dalla circolazione di acque carbonatiche che hanno depositato strutture ovali ad accrescimento concentrico di siderite di colore giallastro (note come "bambole" o *poupée*).

Lo spessore complessivo del deposito è massimo nei settori prossimali al centro eruttivo, dove poggia direttamente sul substrato sedimentario e non supera i 5 m di potenza.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.9. - Lava di Campi Nuovi (**KPN**)

La lava di Campi Nuovi ha un colore variabile dal grigio-scuro al nero, è compatta, e mostra evidenti fenocristalli di Cpx. Essa forma un esiguo *plateau* a SE dell'abitato di Castel Cellesi dove risulta costituito da più colate sovrapposte. La lava talora presenta una peculiare esfoliazione cipollare e localmente, solo alla base, può esibire una tipica struttura a *pillow*. In sezione sottile mostra una tessitura fortemente porfirica (IP = 30-35% in volume) con fenocristalli di Cpx, Lct (spesso in aggregati glomeroporfirici) e, subordinati, Pl e Ol. La massa di fondo è ipocristallina e contiene Lct, Cpx, Pl e Opq. Sulla base dei dati petrografici questa lava è classificata come tefrite a Lct.

La lava di Campi Nuovi affiora nel settore nord-orientale del Foglio, dove rappresenta una delle prime manifestazioni effusive, lungo la fessura alimentatrice profonda diretta E-O. Questa lava, nel Foglio 137 "Viterbo" in scala 1:100.000, è cartografata solo parzialmente ed è stata associata alle "Scorie e lave leucititico-tefritiche di Monterado" (Bertini *et alii*, 1971a). Lungo il Torrente Rio Chiaro, che taglia la colata, la lava poggia sui livelli piroclastici di base (gruppo di Civita di Bagnoregio), che la separano solo di qualche metro dal Nenfro.

Mostra uno spessore complessivo che, al massimo, raggiunge i 20 metri. Tuttavia, in località Campo del Piano, esso si riduce ad una decina di metri in quanto il deposito è formato da una singola colata.

Pleistocene medio p.p.

9.10. - Lava di Fosso del Maltempo (**KFM**)

La lava di Fosso del Maltempo ha un colore grigio-scuro, è compatta e a grana fina; la matrice della lava è grigia ed è ricca di fenocristalli di Cpx e Lct, anche in individui di notevoli dimensioni (fino a 1 cm). Al microscopio si presenta poco vescicolata (5-10 %) e mostra una tessitura fortemente porfirica (IP = 40 % in volume), con fenocristalli di Lct e Cpx, spesso con microstrutture di tipo coronitico caratterizzate da piccoli individui di Cpx che circondano completamente cristalli di Lct. La massa di fondo è ipo-criptocristallina ed evidenzia microliti di Cpx, Lct e, subordinati, Pl e Opq. Sulla base dei caratteri petrografici, questa lava è classificata come leucitite.

La lava di Fosso Maltempo affiora nell'estremo settore nord-occidentale del Foglio, tra la SS Cassia e la linea di spiaggia del Lago di Bolsena, e lungo il Fosso Maltempo. Essa corrisponde alle "lave leucititico-tefritiche" di Bertini *et alii* (1971a) ed è riferibile alle lave di varia natura intercalate alla serie superiore settentrionale dei prodotti vulsini. Il tetto della colata, negli affioramenti

PROGETTO CARG

Fig. 40 - *Log della successione piroclastica attribuita a XFP in località Fosso Aliano (spigolo SE del Foglio).*

più meridionali, è sempre intercalato ai depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio, mentre più a N, in aree esterne al foglio, questa unità è ricoperta dalle lave di Podere S. Antonio. La lava di Fosso Maltempo si espande da N a S e, dalla forma dell'affioramento, si deduce che, come per le altre lave basali della zona di Bolsena, anche per questa si può ipotizzare una risalita attraverso una fessura diretta E-O che taglia il bordo orientale della caldera. Lo spessore totale della lava non è definibile almeno lungo la spiaggia in quanto la base è sempre ricoperta dalla sabbia della riva del lago; in affioramento, comunque lungo il fosso si osserva uno spessore di almeno 3 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.11. - Lave di Podere S. Antonio (**KSA**)

Le lave di Podere S. Antonio formano una serie di colate sovrapposte. Ciascuna colata mostra una base lapidea molto compatta ed omogenea ed un tetto microvescicolato passante, a volte, a una scoria di tetto di colore dal grigio-scuro all'avana. Queste lave mostrano una matrice microgranulare di colore grigio-scuro nella quale si evidenziano fenocristalli verdi di Cpx e più scarsi fenocristalli bianchi di Lct analcimizzata. Al microscopio presentano una tessitura porfirica (IP = 40% in volume) con fenocristalli di Cpx e Lct, spesso circondata da microliti di Pl. La massa di fondo è quasi completamente olocristallina, con vetro molto scarso e sempre interstiziale; è costituita da Pl e, subordinatamente, da Lct e Cpx; rara Bt ed Opq. Sulla base della composizione petrografica queste lave sono classificate come tefriti a Lct.

Le lave di Podere S. Antonio sono riferibili alla "Formazione delle Leucititi" di Alberti *et alii* (1970) e affiorano lungo il bordo orientale del lago di Bolsena, tra la linea di spiaggia e la SS Cassia, in località S. Antonio. Le colate sono allungate E-O all'interno degli sgradinamenti circumcalderici che hanno guidato la risalita del fuso magmatico che le ha generate. Esse poggiano, stratigraficamente, sui depositi piroclastici del Paleobolsena e, spesso, fenomeni di alterazione idrotermale hanno obliterato le caratteristiche primarie della colata che, nella zona di S. Antonio, si presenta come un ammasso alterato, biancastro e completamente caolinizzato. Anche queste colate sono riferibili alla risalita di fusi silicatici in corrispondenza della discontinuità del substrato mesozoico. Inoltre i convogli mineralizzatori tardivi che hanno metasomatizzato evidenziano un'attività esalativa anche attuale.

Esse mostrano uno spessore complessivo che, al massimo, è di circa 30 metri.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.12. - Lave di Ferento (**KFT**)

Le lave di Ferento sono costituite da diverse colate compatte, a grana fine, di colore grigio-scuro, nella quale risaltano fenocristalli di Lct e Cpx. La base delle colate, quando è visibile, mostra sempre una caratteristica fessurazione prismatica colonnare; la parte alta, invece, è compatta ed omogenea. Al microscopio queste lave mostrano una tessitura porfirica, con fenocristalli costituiti prevalentemente da Lct presente in tre generazioni. La prima è rappresentata da individui a maggiore sviluppo, ricchi di inclusioni di Px e Mag; una seconda generazione presenta uno sviluppo medio ed una terza è costituita da minuti individui nella massa di fondo. Tra i fenocristalli sono presenti, inoltre, abbondanti Cpx e, subordinati, Mag e Ap. La massa di fondo è ipocristallina ed è costituita da Lct, Pl e Cpx. In base alla composizione petrografica queste lave sono classificate come leucititi.

Le lave di Ferento sono distribuite nel settore centrale del foglio (a N della città di Viterbo) e affiorano nei dintorni delle rovine romane di Ferento, lungo la SS Tiberina, lungo il Fosso dell'Acqua Rossa ed ai lati del torrente Vezza. Corrispondono alle "Lave leucititiche" di Bertini *et alii* (1971a). Le singole colate poggiano sui depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio, e mostrano uno spessore variabile da un metro a un massimo di 10 metri, come in località Sangemini. Per quanto riguarda la genesi delle colate, De Fino & Mattias (1965) ne ipotizzano la provenienza da un centro locale, impostatosi su fessure di alimentazione corrispondenti a fratture esistenti al limite sud della massa sedimentaria calcareo-argillosa di M. Pianozzo.

Pleistocene medio p.p.

9.13. - Lave di Rio Malnome (**KRM**)

Le lave di Rio Malnome comprendono più colate di colore grigio-scuro, compatte e microvescicolate, con fenocristalli di Lct e Cpx. In sezione sottile le lave mostrano una tessitura fortemente porfirica (IP = 30-35 % in volume) con fenocristalli di Lct e Cpx in una massa di fondo ipocristallina con microliti di Lct e Cpx, Opq e scarso Pl. In base alla composizione petrografica e chimica queste lave sono classificate come leucititi tefritiche.

Le lave di Rio Malnome sono distribuite nel settore centrale del Foglio 345 "Viterbo", nell'area compresa tra Monte Varecchia e il paese di Grotte S. Stefano, ed affiorano all'interno di incisioni fluviali dirette prevalentemente N-S ed NO-SE. Sono riferibili alle lave leucitiche (Λ_5) della formazione "Scorie e lave leucitiche" di Bertini *et alii* (1971a). Tuttavia, la colata che dà il nome a questa unità non risultava cartografata nella vecchia edizione del Foglio n. 137 Viterbo in scala 1:100.000 del-

PROGETTO CARG

la Carta Geologica d'Italia. Stratigraficamente, tutte le lave risultano intercalate ai depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio e sono riferibili, quindi, alle manifestazioni iniziali del Distretto Vulsino nel suo settore meridionale. In passato, esse sono state erroneamente interpretate come coeve ai "Tufi mediani idromagmatici di Montefiascone" (Bertini *et alii*, 1971a); esse rappresentano, invece, un'attività fissurale iniziale che si sviluppa attraverso una faglia alimentatrice diretta circa NO-SE che, partendo da M. Moro, attraversa M. Varecchia, Montisola e la caldera di Montefiascone. L'attività che ha alimentato i centri eruttivi allineati lungo la fessura è stata di tipo stromboliano, con modeste colate laviche. Questa attività si è ripetuta, oltre che nella fase 3, anche nelle fasi 8 e 10 della storia evolutiva del Distretto Vulsino (Nappi *et alii*, 1998). La colata che si allunga tra P. Musone e Poggio dell'Ulivo, all'interno del Fosso Malnome, risulta caratterizzata da una notevole alterazione.

Le lave di Rio Malnome mostrano spessori che superano di poco i 3 metri nelle colate dirette NS, mentre quelle dirette EO presentano spessori anche dell'ordine di 15 metri come nel Fosso dell'Infernaccio, dove è presente la più lunga e la più potente di esse.

Pleistocene medio p.p.

9.14. - Lave di Commenda (**KCM**)

Questa formazione raggruppa diverse colate laviche sovrapposte, di colore grigio scuro, disposte in lunghi espandimenti. Presentano una porfiricità variabile per Cpx e Lct analcimizzata. Sono stati riconosciuti due membri sulla base della posizione stratigrafica e delle caratteristiche chimico-petrografiche.

9.14.1. - *Membro di Fosso Lemme* (**KCM$_1$**)

Si tratta di un vasto espandimento lavico che forma un *plateau*. La lava è di colore grigio-scuro, compatta, a grana molto fine, con rari fenocristalli di Lct e Cpx. Al microscopio mostra una tessitura poco porfirica (IP = 5 % in volume) con fenocristalli di Lct, Cpx e scarsa Ol. La massa di fondo è ipocristallina con microliti di Cpx, Lct e, subordinati, Pl e Ol. In base alle composizioni petrografica e chimica, questa lava è classificata come leucitite tefritica.

Questa colata è stata cartografata e classificata come basanite da Mattias (1965). Successivamente, Alberti *et alii* (1970) la riferiscono al complesso delle "Lave leucititiche (Λ_4)" del settore sud-orientale del Distretto Vulsino, mentre anche secondo Antonelli (1989) andrebbe considerata una basanite.

Il *plateau* lavico è localizzato nell'estremo settore occidentale del Foglio Vi-

PROGETTO CARG

terbo, a sud dell'abitato Commenda, ed affiora per circa 5 km lineari da Piano Cardeto, dove è sottoposto alle colate del membro di Piano del Morto, fino alla confluenza dei Fossi Leia e Lemme che, in località Capannone, delimitano la colata. In aree esterne al foglio Viterbo, lungo la riva sinistra del Fosso Leia e in destra del Fosso Lemme, la colata è ricoperta dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano. La propaggine più meridionale della colata si può osservare a Piano delle Conche.

L'accentuato allungamento N-S di questo *plateau* ne suggerisce una provenienza legata all'attività effusiva iniziale, alimentata da fessure dirette E-O localizzate a sud della caldera di Bolsena.

Questo vasto espandimento meridionale è precedente alla genesi della caldera di Montefiascone; la colata, infatti, è ricoperta dai prodotti piroclastici sincalderici e dal *plateau* delle lave KCM_2 di Piano del Morto, mentre poggia sui depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio. L'espandimento lavico mostra uno spessore medio di circa 7 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.14.2. – *Lave di Piano del Morto* (**KCM_2**)

Questo membro è costituito da più colate laviche sovrapposte che formano un esteso *plateau*. Mostrano un colore grigio-scuro, vescicolazione variabile e grana fine, con rari fenocristalli millimetrici di Cpx e Lct. Spesso mostrano una minuta puntinatura biancastra dovuta alla presenza di Lct analcimizzata che, quando diventa prevalente, conferisce alla roccia un tipico colore grigio-chiaro; nei settori più distali la colata diventa incoerente e friabile. Al microscopio la lava è caratterizzata da una tessitura da poco porfirica a subafirica (IP = 2-5% in vol.), con fenocristalli di Cpx e Ol. La massa di fondo è ipocristallina e mostra numerosi microliti di Cpx, associati a rara Lct, Opq, Pl, Ol spesso alterata e Phl. In base alla composizione petrografica e chimica queste lave sono classificate come basaniti.

Le lave del membro di Piano del Morto affiorano a S del bordo meridionale delle caldere di Bolsena e di Montefiascone, ad O di Commenda, lungo il bordo occidentale del Foglio 345 "Viterbo".

Il *plateau* lavico si allunga verso sud fino all'abitato di Commenda per circa 5 km, con una larghezza variabile tra i 50 e i 600 m tra Piano del Morto a N e Piano Cardeto a S. Queste lave, nel settore più settentrionale, sono ricoperte dal gruppo di Zepponami (XS); a sud, invece, si adagiano chiaramente sui prodotti del gruppo di Fastello (XM).

La messa in posto del *plateau* è da riferire all'attività fissurale post–calderica del settore meridionale della Zona di Montefiascone (Nappi *et alii*, 1998), attraverso fessure alimentatrici dirette E-O (Mattias, 1965; Varekamp, 1979). Pertanto strati-

PROGETTO CARG

graficamente questo membro è molto più recente del membro sottostante. Nel Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, questa formazione viene riferita alla formazione delle "Leucititi di Commenda" (Bertini *et alii*, 1971a).

Il loro spessore medio è dell'ordine di 7-8 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.15. - Lava di Acquafredda (**KAF**)

La lava di Acquafredda è formata da pseudo-banconi metrici di una lava molto compatta e scarsamente vescicolata; si presenta poco fratturata ma molto alterata in superficie. Mostra un colore grigio-scuro, con fenocristalli verdi di Cpx e Ol. Al microscopio presenta una tessitura porfirica (IP = 20% in volume) con fenocristali di Cpx ed Ol in grossi individui euedrali. La massa di fondo è criptocristallina ed è costituita da Cpx, Lct, Pl, Ol, Opq e rara Bt. In base alla composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come basanite.

La lava di Acquafredda affiora nel settore centro-settentrionale del Foglio, a nord di Fastello, presso il Fosso delle Macchie. Stratigraficamente, essa poggia sui depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio (XV) ed è ricoperta da alcuni prodotti (non cartografabili) del cono di scorie di Poggio delle Troie. Nel settore occidentale del Fosso la colata risulta molto alterata assieme alle piroclastiti del gruppo di Civita di Bagnoregio, dalle quali non è più distinguibile per effetto dell'intensa attività fumarolica che metasomatizza entrambe le rocce.

Lo spessore stimato della colata è dell'ordine dei 15 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.16. - Litosoma di Poggio delle Troie (**KPT**)

Si tratta di un ammasso di scorie che forma uno dei più potenti apparati dei Vulsini orientali. Il cono di scorie è esposto grazie alla presenza di una cava impostata al suo interno. La parte mediana del cono è costituita da scorie molto dense, vescicolate solo sulla superficie esterna. I singoli elementi scoriacei mostrano in superficie un colore avana con fenocristalli di Cpx e minuti inclusi biancastri, mentre il nucleo della scoria è grigio-scuro, compatto, poco vescicolato ed omogeneo. Le dimensioni delle scorie più dense vanno dai 3 cm ai 30 cm di diametro; ad esse si accompagnano blocchi lavici del condotto, frammenti juvenili e rare bombe ovoidali le cui dimensioni massime raggiungono i 70 cm. Sempre in corrispondenza del settore mediano e centrale dell'apparato si osservano banconi irregolari a granulometria variabile, formati sia da depositi metrici di grosse scorie

PROGETTO CARG

sciolte in scarsa matrice, che da scorie minute intensamente saldate od agglutinate. A differenza del settore mediano, sia la parte alta che la parte bassa del deposito si mostrano stratificate. In particolare, la parte basale dell'apparato evidenzia strati e livelli di scorie centimetriche ben vescicolate con un andamento degli strati che suggerisce un possibile condotto iniziale situato nel settore nord del cono. La parte superiore dell'apparato, invece, è caratterizzata da banconi metrici di scorie meno dense di quelle del settore centrale, di piccole dimensioni e sciolte. Nella parte superiore e centrale del cono, sempre all'interno della cava, è possibile osservare una copertura di depositi piroclastici idromagmatici chiari che colmano un incavo; essi, molto probabilmente, costituiscono il riempimento del cratere finale dell'apparato. Al disotto dell'incavo si osserva, inoltre, una variazione verticale del colore delle scorie, che diventano biancastre, probabilmente per effetto della risalita di fasi gassose tardive che avrebbero fumarolizzato la parte centrale dell'apparato. Malgrado l'intenso sfruttamento, l'escavazione non arriva alla base del cono, per cui non è possibile osservare l'appoggio del cono sui prodotti sottostanti.

Le scorie di questo centro, al microscopio, mostrano una vescicolazione molto spinta (55 %) e una tessitura fortemente porfirica (IP = 30% in volume), con prevalenti fenocristalli di Cpx (fino 25 mm) e subordinati Lct, Ol e Pl. La massa di fondo è ipocristallina-criptocristallina e presenta microliti di Cpx, Lct, Pl e Opq. Sulla base dei caratteri petrografici, le scorie sono classificate come leucititi tefritiche.

Il centro del Poggio delle Troie è situato nell'area centro-settentrionale del Foglio, ad ovest dell'abitato di Celleno. Dal punto di vista stratigrafico lungo il fosso delle Macchie, che scorre a qualche centinaio di metri dall'apparato, è possibile osservare un bancone di scorie appoggiato alla lava di Acquafredda (KAF). Tra la lava e le scorie sovrastanti si osserva una superficie di erosione che separa le due vulcaniti. È probabile, quindi, che il cono di scorie del Poggio delle Troie poggi sulla lava di un centro eruttivo locale più antico ed è sicuramente sottostante all'Ignimbrite basale di Montefiascone (WIM), che lo ricopre parzialmente.

Lo spessore massimo osservato raggiunge oltre 60 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.17. - Unità di Grotte S. Stefano (**UGS**)

Questa unità è costituita da travertino lapideo in facies fitoclastica prevalente, con subordinate facies fitoermali e pisolitiche e da sabbie composte da $CaCO_3$ in strati spessi e molto spessi fino a megastrati; localmente sono presenti strutture aggettanti da cascata.

Nella zona tra le località Santa Maria e Casa delle Monache è presente un livello spesso circa 3 m costituito da limi diatomitici nei quali si intercalano piroclastiti epiclastiche grossolane, talora di colore scuro, spesse circa 40 cm, con strutture

PROGETTO CARG

ondulate da flusso riconducibili a *ripple* simmetrici, corpi lenticolari di limi travertinosi e piccole tasche lenticolari con ciottoli di travertino e ossa di vertebrati.

Mancini *et alii* (2003-04) hanno istituito questa unità e vi hanno rinvenuto malacofaune terrestri caratteristiche di substrati calcarei come *Monacha cantiana, Pupilla muscorum, Pomatias elegans* e *Pseudoamnicola moussoni*. Sono stati riconosciuti anche resti di vertebrati come *Elephas* sp. e *Rhinoceros kirchbergensis* (ex *R. merck*i) a Roccalvecce presso Celleno (Clerici, 1895).

Questa unità corrisponde ai travertini "t_2" del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970).

L'unità di Grotte S. Stefano forma *plateau* e terrazzi deposizionali affioranti diffusamente in destra del Tevere, in modo relativamente discontinuo nel settore settentrionale e con maggior continuità più a S, nel settore compreso tra Sipicciano ed il T. Vezza (Fig. 37). L'ampia area a sud e qualche chilometro più a est di Grotte S. Stefano (Pian Macaco, Pian della Colonna, zona Santa Maria, Piano Pranzovico e Arenara) si evidenzia per la morfologia pianeggiante degli strati tabulari di travertino, che è qui generalmente coperto da un'estesa coltre di depositi eluviali pedogenizzati, il cui spessore è mediamente 1,5 – 2 m.

Nel settore settentrionale, tra Civitella d'Agliano e Graffignano, e nell'area a S di Grotte S. Stefano, litofacies simili a quelle dell'unità in esame si intercalano nei depositi piroclastici, come evidenziato dalla sezione stratigrafica che Mancini *et alii* (2003-04) hanno studiato in località l'Arenara, lungo la S.P. del T. Vezza, per definire l'unità di Grotte S. Stefano, comprensiva anche dei depositi vulcanoclastici che nel Foglio sono trattati come unità a sé stante (TZV). Pertanto alcuni livelli di UGS non cartografabili alla scala della carta e intercalati in eteropia con TZV sono stati inglobati in tale unità. Secondo questi Autori "*i travertini dell'unità di Grotte S. Stefano non sono direttamente collegati ai cicli di incisione e aggradazione dei sistemi fluviali del Tevere e dei principali affluenti"*. L'origine dei travertini probabilmente è riconducibile a sistemi palustri-lacustri di piana alluvionale e alla presenza di emergenze di acque termali connesse a faglie e fratture ai margini dei complessi vulcanici.

Per questi depositi Borghetti *et alii* (1981) individuano sistemi di faglie distensive con direzione antiappenninica, legati probabilmente alla intrusione acida del Distretto Cimino, con movimenti verticali di sollevamento ad ampio raggio compresi tra il T. Vezza a N e il F. Tevere a E. L'entità di questi movimenti è relativamente modesta, con valori dell'innalzamento di alcune decine di metri: ad essi sono legate manifestazioni termali e zone di alterazione idrotermale che hanno generato i depositi di travertino.

L'ambiente deposizionale è di piana alluvionale con apporti da sorgenti termali.

Lo spessore affiorante arriva fino ad un massimo di circa 40 m.

L'età dell'unità è tratta da Mancini *et alii* (2003-04), che individuano per essa un intervallo di deposizione correlabile agli *stage* isotopici 10 e 8 della curva del $\delta^{18}O$.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.18. - Ignimbrite di Orvieto - Bagnoregio *Auctt*. (**WOB**)

L'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio è costituita da due facies, una basale formata da un livello di pomici pliniane ed una superiore costituita prevalentemente da depositi di flusso piroclastico (Nappi *et alii*, 1982).

Il livello di pomici è sempre presente alla base dell'ignimbrite ed è composto da pomici trachitiche parzialmente arrotondate, ben vescicolate, con diametro medio di circa 2 cm, a gradazione normale con scarsi litici. L'orizzonte pomiceo mostra uno spessore massimo di 40 cm ad E della città di Bolsena, dove è ricoperto da una breccia co-ignimbritica. Il livello pomiceo, in base alle isopache ed isoplete, mostra una distribuzione areale ad est della caldera di Bolsena, con una dispersione orientata ESE. Il volume del deposito di caduta pomiceo è stato calcolato in 0,2 km^3 (Nappi *et alii*, 1994b). Nei settori più prossimali si osserva una breccia co-ignimbritica spessa circa 2 m e costituita da frammenti spigolosi di lave del substrato vulcanico, di dimensioni non superiori ai 50 cm di diametro, rari frammenti plutonici e del substrato sedimentario; questo deposito si osserva in località Il Giglio di Bolsena, dove la breccia è dislocata da faglie normali che bordano il settore NE del recinto calderico di Bolsena (Nappi *et alii*, 1991).

Il deposito superiore, che rappresenta il corpo ignimbritico vero e proprio, è composto da un *ground surge* di base, sempre presente nell'ambito della distribuzione areale dell'ignimbrite, seguito da una serie di depositi da unità di flusso prossimali e da un potente deposito ignimbritico il cui flusso risulta controllato dalla morfologia.

I livelli basali dell'ignimbrite tendono a drappeggiare la topografia e sono osservabili solo nei settori prossimali. La granulometria dei singoli livelli è cineritica fine, la gradazione è inversa. L'unità superiore, che rappresenta in prevalenza la formazione nei settori distali, è un deposito di tipo *sillar* di pomici bianche e grigie a Lct e Sa, immerse in una matrice micropomicea che contiene fenoclasti di Lct e Cpx.

Il deposito è fortemente zeolitizzato, ha un colore dal giallo al limonato ed è generalmente litoide, anche se non mancano facies sciolte. I litici inglobati sono costituiti da lave a Lct mentre gli elementi sicuramente juvenili del deposito sono rappresentati da pomici grigio-scure, ricche di fenocristalli di Sa e Lct analcimizzata. Il vetro della massa di fondo delle pomici mostra una tessitura pseudo-fluidale con un processo di devetrificazione avanzato. I microliti presenti sono rappresentati da Pl, Cpx e Bt. In base ai dati ottenuti dalle analisi chimiche l'ignimbrite risulta zonata con una composizione che varia da latitica a trachifonolitica.

L'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio affiora in maniera molto limitata solo

PROGETTO CARG

nel settore settentrionale del Foglio, tra il recinto calderico di Bolsena e Celleno. Bertini *et alii* (1971a) riconoscono, per la prima volta, il deposito piroclastico come un'ignimbrite e la classificano come trachifonolite, la cui messa in posto sarebbe riferibile ad un'eruzione tangenziale rispetto alla caldera di Bolsena e localizzabile tra Bolsena e Bagnoregio. Altri autori, invece, (es. Sparks, 1975) sostengono che la Orvieto-Bagnoregio rappresenti l'espandimento più orientale di una delle ignimbriti di Latera.

Secondo Varekamp (1979) si tratterebbe di più depositi derivanti da flussi piroclastici di diversa provenienza, per cui uno sarebbe il *Lubriano ash flow*, l'altro l'*Orvieto ash flow*. Nappi *et alii* (1994b) hanno modellizzato l'evento eruttivo che ha generato l'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio, riferendolo ad un'eruzione parossistica pliniana sviluppatasi nel settore nord-orientale del Lago di Bolsena.

Il deposito si è generato dal collasso di una colonna eruttiva alta 16 km per quanto riguarda l'orizzonte pliniano di base (Nappi *et alii*, 1994a).

Lo spessore massimo dell'ignimbrite, nell'area del Foglio, raggiunge i 5 m.

L'età del deposito, da datazioni $^{40}K/^{40}Ar$ effettuate sulle pomici di base è di 333 ± 3,8 ka (ricalcolata in Nappi *et alii*, 1995, da Santi, 1991), da datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar risulta di 319±4 (barberi *et alii*, 1994).

Pleistocene medio p.p.

9.19. - Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auctt*. (**WIM**)

L'Ignimbrite Basale di Montefiascone è costituita da un deposito lapideo di colore variabile dal grigio-chiaro al grigio-scuro, con una matrice cineritica, microvescicolata, costituita per il 50% da vetro. La matrice della vulcanite contiene fenoclasti di Cpx, Bt e Pl, associati a frammenti litici a spigoli vivi nei settori prossimali (fino a 15 cm) e rotondeggianti nei settori distali (circa 2 cm). I litici sono riferibili a lave leucitiche, a frammenti di rocce sedimentarie, quali calcari, arenarie grigie a grana fine, marne ed argille. Il deposito è caratterizzato da più unità di flusso con un *ground surge* basale.

Nel settore orientale le unità di flusso sono due e sovrastano un paleosuolo che le separa dai depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio. Entrambe le unità di flusso sono caratterizzate, alla base, da un *ground surge* con notevoli capacità erosive. L'unità inferiore mostra una granulometria più fine con una matrice prevalentemente cineritica, quella superiore ha una matrice più grossolana con litici di maggiori dimensioni. Nei settori più distali, dove è possibile osservare la base, il deposito risulta caratterizzato da più unità di flusso (fino a quattro), ognuna generalmente con un *ground surge* basale (Fig. 41). L'unità più bassa

PROGETTO CARG

è composta da piccoli inclusi arrotondati con lamine di flusso planari a gradazione inversa e mostra, a tetto, un deposito da *air fall*. Ad essa, sovrapposte, si osservano due unità di flusso molto sottili (70 cm), che si mostrano più massive, con gradazione diretta dei litici e vescicolazione della matrice litoide. Chiude la formazione una quarta unità spessa poco più di un metro. In uno degli affioramenti distali (Castelvecchio) sono presenti due unità di flusso: quella inferiore, spessa 4 m, poggia su una superficie erosiva del substrato sedimentario.

La matrice è composta da frammenti litici, fenoclasti di pirosseno e mica. La base è grossolana ed evidenzia, verso l'alto, fenomeni di erosione prodotti dall'alta energia posseduta dal flusso, che ha determinato la messa in posto di lapilli a gradazione inversa. L'unità risulta ricoperta da un deposito di ceneri di caduta. Un *ground surge* a granulometria grossolana apre la seconda unità di flusso, del tutto simile a quella inferiore. Entrambe le unità sono attraversate da fumarole senza radici con filoncelli a granulometria grossolana, che testimoniano una messa in posto delle due unità di flusso quasi contemporanea e a temperature ancora elevate, malgrado la distanza di 20 km dal centro di emissione.

Durante la campagna di rilevamento è stato rinvenuto l'affioramento più distale di questa unità sui tornanti della strada provinciale bomarzese in località Guadalupo (Fig. 41) dove presenta uno spessore di circa 3 m, due unità di flusso sovrapposte, e appoggia in inconformità sulle ghiaie dell'unità di Graffignano UGF. Inoltre, in tutta la scarpata settentrionale della valle del Torrente Vezza e dei suoi affluenti, da Pian Auta fino al versante che guarda ad est il F. Tevere, l'Ignimbrite Basale di Montefiascone si ritrova intercalata ai depositi diatomitici e alle epiclastiti dell'unità del Torrente Vezza TZV (Fig. 41e).

Al microscopio la roccia mostra una tessitura cataclastica scarsamente fluidale, con fenoclasti di Px, Lct, Pl aciculare, Ol e scarsa Phl, in una massa di fondo vetrosa. I clasti sono costituiti da frammenti di rocce magmatiche e sedimentarie, frammenti vetrosi e cristalli sciolti. La matrice si presenta vacuolare. Tra i frammenti di rocce magmatiche sono diffusi i clasti olocristallini che Varekamp (1979, 1980) distingue in *skarn*, derivanti da ricristallizzazione del bordo della camera magmatica, e in inclusi che rappresentano prodotti di cristallizzazione del fuso.

I cristalli sciolti sono rappresentati da Cpx, Pl e Bt, a volte di grosse dimensioni. Le analisi chimiche eseguite sulla frazione juvenile vetrosa evidenziano una composizione basica con un contenuto in Mg elevato, e permettono di classificare la roccia come basanite.

L'Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auctt*. è riferibile alle "Ignimbriti leucititiche" del settore circostante Montefiascone di Bertini *et alii* (1971a), al "Peperino di Montefiascone" *Auctt*. di Varekamp (1979) e presumibilmente

PROGETTO CARG

all'"Ignimbrite di Case Pratalano" (IgP) di Vernia *et alii* (1995). L'Ignimbrite Basale di Montefiascone è venuta a giorno da un condotto localizzabile all'interno dell'attuale caldera di Montefiascone (Nappi & Marini, 1986b; Marini & Nappi, 1986), all'incrocio di una faglia orientata NO-SE ed intersecante la camera magmatica con fratture circumcalderiche (Caldera di Bolsena) dirette N-S. La brusca depressione all'interno della camera magmatica, contenente un magma in fase di raffreddamento, avrebbe determinato l'improvviso rilascio della fase gassosa e la conseguente espansione della stessa. Attraverso le pareti frammentate della camera magmatica una notevole quantità di acqua a contatto con il magma avrebbe innescato una eruzione esplosiva a carattere idromagmatico.

Lo scenario eruttivo è in accordo con l'evidenza di una messa in posto impulsiva, ritmica e rapida, delle varie unità di flusso riferibili alla messa in posto di flussi piroclastici turbolenti di origine idromagmatica. Questa eruzione termina con il collasso del tetto della camera magmatica, con conseguente genesi della caldera di Montefiascone.

Questo deposito occupa una superficie di 70 km^2 e si distribuisce prevalentemente ad est della caldera di Montefiascone, dove si espande fino a circa 20 km dal bordo della caldera nel settore orientale, mentre si rinviene fino a 10 km dal bordo calderico nel settore meridionale. Gli affioramenti dell'ignimbrite, nel settore settentrionale, sono presenti solo nelle aree prossimali, tra la linea di spiaggia del lago e la SS Cassia.

Il volume totale dell'ignimbrite ammonta complessivamente ad 1 km^3 e lo spessore complessivo nei settori prossimali non supera i 25 m, mentre nei settori distali lo spessore medio osservato arriva a circa 3 m (località Poggio delle Troie, Castelvecchio e Bomarzo).

Durante il rilevamento è stato rinvenuto, all'interno di una delle unità di flusso ignimbritico (lungo la S.P. Bomarzese, all'inizio del tornante che dal pianoro di S. Vito scende verso la valle del Tevere), un frammento di diafisi ed epifisi distale di metatarso compatibile con le misure e la morfologia di *Dama clactoniana* (v. Fig. 41d), Cervidae estinto, appartenente allo stesso Genere dell'attuale daino. La sua diffusione è ascrivibile ad un intervallo di tempo compreso tra circa 550ka (Unità Faunistica di Isernia) e 300ka (Pleistocene medio *p.p.*), con acme della diffusione nell'interglaciale riferibile a 350 - 380ka, in corrispondenza dello stadio 9 della curva isotopica $\delta^{18}O$ (com. verb. C. Petronio, 2013). Il dato è sufficientemente in accordo con la collocazione temporale nota per l'unità che potrebbe essere intorno a circa 292 ka con un largo margine di errore di incertezza analitica; per approfondimenti sulle età attribuibili a questa unità si rimanda al Titolo VIII sulla cronostratigrafia.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

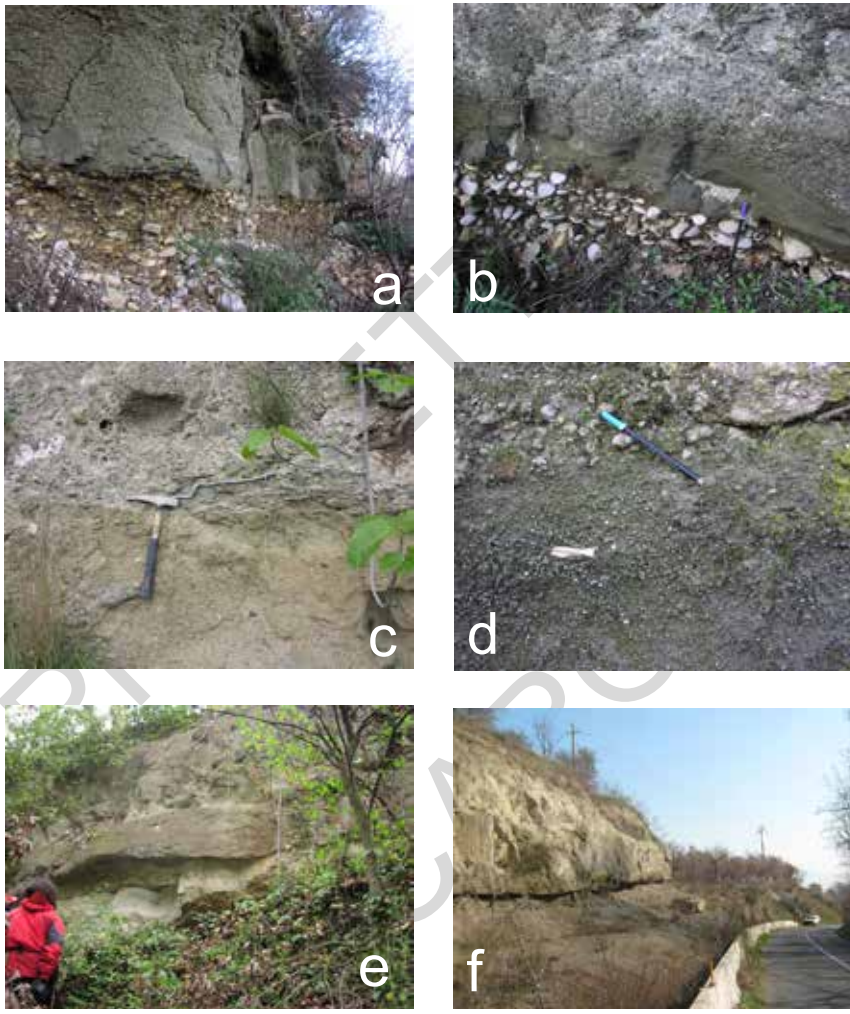


Fig. 41 - *Affioramenti di WIM sulla strada bomarzese in località Guadalupo: in appoggio sulle ghiaie di UGF (a); particolare dell'appoggio in cui è visibile il* ground surge *basale (b); fossile di frammento osseo di* Dama Clactoniana *ritrovato nel deposito ignimbritico (d); panoramica di alcune delle unità di flusso di WIM (f). Altri affioramentidi WIM a sud della località Colonna (settore a NO di Bomarzo): due unità di flusso di WIM a contatto (c); bancone di WIM in rilievo per erosione differenziale sui depositi vulcanoclastici di TZV su cui appoggia (e).*

9.20. - Gruppo di Fastello (**XM**)

Il gruppo di Fastello è rappresentato da depositi piroclastici di origine prevalentemente idromagmatica. Si tratta di una successione piroclastica stratificata la cui deposizione inizia successivamente a quella dell'Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auct*. (WIM) e termina prima della messa in posto dell'orizzonte di pomici pliniane di *Ospedaletto* (Nappi *et alii*, 1994a). Il gruppo XM è costituito da cineriti in banconi massivi, metrici, di colore grigio-chiaro, talora litoidi e ricchi di lapilli accrezionali. Questi prodotti sono costituiti dai depositi prossimali e distali dell'attività esplosiva sviluppatasi nella zona di Montefiascone durante la formazione della caldera. Dalle fratture che avevano causato il collasso calderico venivano emessi prodotti idromagmatici costituiti prevalentemente da sottili livelli di ceneri bagnate o asciutte, con strutture planari o massive, talora con intercalazioni di modesti depositi da flussi piroclastici turbolenti.

L'analisi strutturale, almeno nei depositi basali, evidenzia una variazione ciclica dell'energia eruttiva, condizionata dalla variazione del rapporto acqua/magma. Sono evidenziati due cicli eruttivi posteriori a due pause, conseguenti la prima alla messa in posto dell'ignimbrite WIM, l'altra all'ignimbrite WGL.

L'estrema polverizzazione delle ceneri, i litici inglobati piccoli ed arrotondati e l'assenza di inclusi del substrato sedimentario suggeriscono una genesi da esplosioni molto superficiali, in conseguenza dell'interazione acqua-magma all'interno del condotto. A questa attività segue la messa in posto di depositi cineritici bianchi con lapilli accrezionali a struttura massiva i quali risultano ricoperti, nel settore nord-orientale del recinto calderico, da banchi di scorie e minuscole colate di lava riferibili all'attività magmatica dei centri di Pantano e Cerquetella. L'attività circumcalderica continua con la messa in posto della formazione ignimbritica di Ciuccara (WCU) che è posta al tetto della successione del gruppo di Fastello e segna l'inizio delle fasi esplosive finali . Subito dopo la deposizione di WCU segue la messa in posto quasi coeva dei livelli *marker* di Ospedaletto (Nappi *et alii*, 1994a; 1995) e della formazione di Canino, che segnano la separazione tra le sequenze del gruppo di Fastello (XM) e quelle superiori del gruppo di Zepponami (XS). Dati di letteratura indicano, per il livello *marker* di Ospedaletto in località Turona (ad est del lago di Bolsena, fuori Foglio), un'età $^{40}K/^{40}Ar$ di 246,7±2,9 ka (Nappi *et alii*, 1995). Nel Foglio il livello di Ospedaletto non è cartografabile.

I depositi piroclastici di Fastello sono estesamente distribuiti, in modo radiale, attorno alla caldera di Montefiascone, nel settore centro-occidentale del Foglio Viterbo, ed affiorano nei settori prossimali della caldera, fino a distanze che raramente superano i 15 km dalla caldera stessa (Poggio Tondo, a sud di Sipicciano, dove il deposito, di circa 50 cm, è costituito da una cinerite grigio-chiara grossolana compatta). Sono riferibili ai "Tufi mediani di Montefiascone" di Bertini *et alii* (1971a), ai "Tufi Mediani" di Nappi *et alii* (1993) e ai "Prodotti intermedi di Montefiascone" di vernia *et alii* (1995).

Lo spessore massimo di questa unità raggiunge i 30 metri.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.21. - Lava di Petrignella (**KGE**)

Si tratta di una lava compatta, alquanto fratturata, di colore grigio, caratterizzata da una vescicolazione minuta ed omogenea, con fenocristalli di Cpx. Al microscopio mostra una tessitura porfirica (IP = 10% in volume), con fenocristalli di Cpx e Ol. La massa di fondo è ipocristallina ed è costituita da microliti di Cpx, Ol, Opq e, subordinato, Pl. In base alle composizioni petrografica e chimica questa lava è classificata come trachibasalto.

La Lava di Petrignella affiora nel settore centro-occidentale del foglio, formando un espandimento di qualche km^2 a sud-ovest dell'apparato di Monte Iugo. Nel Foglio 137 "Viterbo" della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, questa lava è associata alle "Scorie e lave leucititiche" della fase finale dell'attività di Montefiascone (Λ_6; Bertini *et alii*, 1971a). Essa è, inoltre, riferibile ai "Trachibasalti di Fosso delle Mogliane e della Petrignella" di Vernia *et alii* (1995). Dal punto di vista stratigrafico questa lava poggia sull'Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auct*. e sui depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio ed è ricoperta, a N, da una piroclastite che potrebbe essere ricondotta alla Ignimbrite a Gocce Lava. L'espandimento, in base alla sua distribuzione areale e alla pendenza, proviene da NE: potrebbe quindi rappresentare una fase iniziale dell'attività dell'apparato di M. Jugo. I prodotti di questa fase sono stati parzialmente obliterati dalle scorie e dalle piroclastiti delle fasi successive a carattere sottosaturo.

Lo spessore complessivo della colata non supera i 7 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.22. - Ignimbrite a Gocce di Lava *Auctt*. (**WGL**)

L'Ignimbrite a Gocce di Lava è costituita da un deposito pomiceo a matrice cineritica che presenta caratteristici frammenti lavici juvenili vescicolati, arrotondati e di dimensioni dell'ordine di 1-2 cm, probabilmente emessi assieme alle pomici. L'ignimbrite è costituita da più unità di flusso; all'interno della caldera sono due, mentre a Poggio Mucini ed in località Stallone, affioramenti più distali, le unità di flusso presenti sono quattro, separate tra loro da *ground surge*.

Al microscopio la tessitura di questa ignimbrite è decisamente cataclastica, con una massa di fondo molto omogenea, completamente vitrofirica con una vacuolarità del 15%. Gli inclusi sono minuti, con bordi poco netti, talora arrotondati per fenomeni di riassorbimento; le diffuse evidenze di "saldatura" tra vetro ed inclusi sono indicative di una temperatura di messa in posto molto elevata. La facies saldata, comunque, è presente solo nei settori prossimali, mentre in quelli distali la vulcanite è incoerente. Tra i cristalli sciolti sono presenti feldspati (Sa e Pl),

PROGETTO CARG

Cpx (spesso alterato), Lct e Bt. Gli inclusi sono costituiti da noduli olocristallini e da frammenti litici rappresentati principalmente da lave a Lct.

L'Ignimbrite a gocce di Lava è presente solo nell'estremo settore occidentale del foglio all'interno della caldera di Montefiascone e si distribuisce, verso NE, fino a 5 km dal recinto calderico, mentre verso S affiora solo sporadicamente lungo le maggiori incisioni, a qualche km dal recinto. Questa unità è riferibile alla parte alta della formazione di Montefiascone di Varekamp (1979) e corrisponde alla "*lava drop Ignimbrite*" di Marini & Nappi (1986). L'ignimbrite, all'interno della caldera, è intercalata ai depositi del gruppo di Fastello mentre all'esterno, come ad es. a Poggio Mucini, giace sull'Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auctt*. ed è, da essa, separata da un paleosuolo di colore bruno, spesso circa 40 cm. Nei settori distali è sempre ricoperta dalla successione piroclastica del gruppo di Fastello. La messa in posto di questa ignimbrite è avvenuta in seguito ai molteplici collassi di una colonna eruttiva non molto alta e poco sostenuta, come dimostra la limitata distribuzione areale della vulcanite. Il flusso piroclastico, caratterizzato da densità media ed altezza limitata, veniva condizionato dalla topografia, come evidenziato dagli spessori massimi osservati solo nei settori più distali. I noduli olocristallini presenti sono la testimonianza di esplosioni profonde determinate all'interno della camera magmatica.

Questa unità presenta uno spessore medio dell'ordine di 5 metri.

Pleistocene medio p.p.

9.23. - Formazione del Fosso del Bucino (**KBC**)

La formazione del Fosso del Bucino è costituita dai prodotti di una serie di coni di scorie situati tra la Cassia Nuova e la Cassia Antica, tra il km 105 e 106,5 della prima strada. Essa comprende numerosi centri eruttivi sviluppatisi all'interno degli sgradinamenti finali del settore sud-orientale della Caldera di Bolsena in corrispondenza della fessura alimentatrice profonda di diretta E-O. Si tratta di piccoli apparati costituiti da ammassi di scorie dai quali si diramano colate di lava di dimensioni sempre ridotte. Le lave e le scorie di questa formazione sono sempre intercalate o sovrapposte alla serie piroclastica del gruppo di Fastello e sono ricoperte dal livello *marker* di Ospedaletto.

La formazione del Fosso del Bucino è formata dai seguenti membri:

1) lave e scorie di Capiano
2) lave e scorie di Cupellara
3) lava e scorie di Colle della Guardata
4) cono di scorie de La Pietrara.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.23.1. - *Lave e scorie di Capiano* (**KBC_1**)

Questo membro è costituito da lave (KBC_{1a}) e scorie (KBC_{1b}) di tre centri allungati in direzione N-S.

Il centro di Capiano è il più importante dei tre ed è anche il più settentrionale. Esso è parzialmente obliterato dalla sequenza del gruppo di Fastello e dal gruppo delle pirocalstiti di Zepponami e ha emesso solo due colate laviche allungate NS, con una colata che si spinge verso nord e l'altra verso sud. La colata più settentrionale si allunga per circa 500 metri, è ricoperta dai livelli piroclastici del gruppo di Fastello e poggia su quelli del gruppo di civita di Bagnoregio. Subito a S, molto più allungato, c'è il centro di Morticini, costituito da un cono di scorie e da una colata di lava che si osserva solo in fondo al Fosso Larduccio.

La lava e le scorie di questo centro, in seguito alla risalita di convogli mineralizzatori tardivi, risultano intensamente fumarolizzate; le alterazioni idrotermali hanno reso la roccia incoerente e di colore biancastro. La lava del centro di Morticini è chiaramente sottoposta ai prodotti del gruppo di Fastello ma non ne affiora la base. Il più meridionale dei tre centri è costituito da una colata di lava che si allunga per almeno 1 km verso sud. I prodotti di questi centri sono costituiti da una lava a matrice grigio-scura, compatta, poco porfirica (rari fenocristalli di Cpx e Lct) e caratterizzata da una notevole vescicolarità.

Al microscopio evidenzia una tessitura poco porfirica (IP = 5 % in volume), con fenocristalli di Cpx, Lct e raro Pl. La massa di fondo è olocristallina ed è formata da microliti di Lct, Cpx, Pl e tracce di Amph. In base alla composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come una leucitite tefritica.

Le colate di questi centri mostrano uno spessore massimo di 10 metri.

9.23.2. - *Lave e scorie di Cupellara* (**KBC_2**)

Questo membro è formato da lave (KBC_{2a}) e scorie (KBC_{2b}) riferibili a quattro centri eruttivi.

Il più occidentale è quello della Cupellara, caratterizzato da una colata di lava che si allunga in direzione N-S e sovrastante bastioni scoriacei riferibili all'attività stromboliana iniziale del centro. Il più meridionale è quello di Castellaccio, formato da un cono di scorie e una colata di lava allungata in direzione N-S e sovrasta i bastioni scoriacei riferibili all'attività stromboliana iniziale del centro. Gli altri due centri sono quello di Monte Gallo, costituito da un cono di scorie con una piccola colata di lava diretta verso sud, e il centro del Podere di Montegallo, formato da due colate di lava di cui una più antica, riferibile ad un trabocco terminale dal condotto eruttivo, ed una più recente, effusa da una bocca laterale dell'apparato. La colata più antica forma un dosso

PROGETTO CARG

in direzione N-S a nord del Podere di Montegallo, quella più recente si allunga, invece, verso sud per almeno 2 km fino a Poggio Rosignolo.

Le colate sono costituite da una lava compatta, di colore grigio-scuro e caratterizzate da una minuta puntinatura biancastra, dovuta a fenocristalli di Lct analcimizzata. Al microscopio la lava mostra tessitura porfirica seriata, con fenocristalli di Lct e Cpx immersi in una massa di fondo ipocristallina costituita da Pl, Cpx e raro Sa nettamente autoallotriomorfo. In base alla composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come tefrite a Lct.

Stratigraficamente, la colata più recente risulta intercalata al gruppo di Fastello, mentre quella più antica poggia sulle piroclastiti del gruppo di Civita di Bagnoregio e mostra uno spessore massimo di 5 m.

9.23.3. - *Lave e scorie di Colle della Guardata* (**KBC_3**)

Questo membro è costituito dai prodotti lavici (KBC_{3a}) e scoriacei (KBC_{3b}) di due apparati principali (Colle della Guardata e Cerretella) e altri centri minori localizzati più a N.

L'apparato di Colle della Guardata è costituito da una colata lavica che si allunga da N a S, dal Colle della Guardata al km 105 della Cassia. La sua morfologia è stata condizionata dalla forma della vallecola preesistente all'eruzione. Infatti, il flusso lavico si è messo in posto all'interno di uno dei tanti sgradinamenti allungati N-S, che bordano il recinto orientale della caldera di Bolsena. Al centro dell'espandimento lavico di Colle della Guardata si osserva un bastione di scorie alto circa 5 m, ricco di grossi blocchi lavici a spigoli vivi. Gli altri centri di questo membro (Cerretella e i centri minori più settentrionali) presentano gli stessi caratteri morfostrutturali fortemente condizionati dalla morfologia preesistente. Uno di questi è formato da un bastione di scorie che si allunga per circa 1 km lungo la Cassia Antica. I singoli elementi scoriacei sono ben vescicolati, di colore dal rosso vinato all'avana e dimensioni decimetriche.

Le lave di questi centri sono poco vescicolate, hanno colore grigio-scuro, con rari fenocristalli di Lct e Cpx. Al microscopio mostrano una tessitura porfirica seriata (IP = 10 % in volume), con fenocristalli di Cpx, Ol e, subordinata, Lct; i fenocristalli evidenziano un netta instabilità mostrata da numerosi fenomeni di riassorbimento. La massa di fondo è ipocristallina con microliti di Cpx, Lct, Opq e, subordinati, Pl e Ol. In base alla composizione petrografica e chimica, queste rocce sono classificate come leucititi tefritiche.

La lava di Colle della Guardata poggia sui depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio ed è quasi completamente ricoperta dalle piroclastiti del gruppo di Fastello. Nell'ambito del Foglio 137 "Viterbo" della Carta Geologica in scala 1:100.000, questa lava è riferibile alle "Lave di varia natura intercalate ai tufi leucitico-tefritici" della serie superiore settentrionale (Bertini *et alii*, 1971a).

Questa lava mostra uno spessore massimo di 10 metri.

PROGETTO CARG

9.23.4. - *Scorie de La Pietrara* (**KBC$_4$**)

Questo membro è costituito da un ammasso di scorie da decimetriche a centimetriche, di colore dall'avana al marrone scuro, con fenocristalli chiari di Lct analcimizzata. Le scorie sono molto dense anche se grossolanamente vescicolate e formano banconi spessi da uno a due metri, spesso a gradazione inversa. Intercalate tra un bancone e l'altro si osservano minuscole colatine di lava spesse dai 30 ai 40 centimetri, che indicano delle iniezioni laterali del fuso silicatico dal condotto all'interno del fragile deposito scoriaceo. L'inclinazione degli strati è di 30° in corrispondenza della cava aperta all'interno del cono. L'altezza del minuscolo apparato non supera i 30 metri ed il diametro del cono è di circa 500 metri.

Al microscopio le lave mostrano una tessitura porfirica, con fenocristalli di Lct prevalenti su Pl e Cpx; la massa di fondo è ipocristallina ed è costituita da Pl e Cpx. In base alla composizione petrografica, la roccia è classificata come una leucitite tefritica.

Un bancone di pomici pliniane, in netta discordanza stratigrafica e probabilmente riferibile al livello di Ospedaletto, si appoggia al cono di scorie lungo la SS Cassia.

9.24. - Lava di Fosso Feltricci (**KFE**)

Si tratta di una colata lavica di colore grigio-scuro, massiva, a grana fine, debolmente porfirica con rari fenocristalli di Lct.

Al microscopio mostra una tessitura porfirica criptocristallina (IP = 10% in volume; Di Battistini *et alii*, 2001) con fenocristalli euedrali di Lct e microfenocristalli di Cpx e Mel. La massa di fondo è costituita da Lct e, subordinati, Ol, Cpx, Opq e Bt; sono inoltre presenti carbonati e zeoliti. Sulla base della composizione petrografica (da Di Battistini *et alii*, 2001) questa lava è classificata come melilitite a Lct.

La lava di Fosso Feltricci affiora solo a NE di Montefiascone lungo il Fosso Feltricci, che divide la lava in due affioramenti distinti, situati a destra e a sinistra dello stesso fosso. Lo spessore della colata, che si allunga nel fosso per circa 300 metri, si aggira sui 2 metri circa. I due lembi di colata poggiano sulla successione piroclastica del gruppo di Fastello, dai quali sono separati da un paleosuolo, e risultano ricoperti dal gruppo di Zepponami.

Pleistocene medio p.p.

9.25. - Formazione di Trebianello (**KTR**)

La formazione di Trebianello è rappresentata dai prodotti dell'attività finale circumcalderica del recinto sud-orientale della caldera di Bolsena. Si tratta di una serie di coni di scorie (**KTR$_b$**) caratterizzati da un'attività molto limitata di tipo

PROGETTO CARG

prevalentemente stromboliano, con esigue colate di lava (**KTR$_a$**). I coni sono sempre piatti, poco estesi e la loro altezza non supera mai i 10 m. Le scorie hanno dimensioni decimetriche, colore variabile da grigio-scuro ad avana e sono molto dense anche se grossolanamente vescicolate. Si presentano in banchi di spessore limitato a gradazione diretta, con frequenti intercalazioni di sottili livelli di lapilli grossolani. Le lave sono compatte, hanno colore grigio-scuro, e talora mostrano una esfoliazione cipollare, come nel caso del centro di S. Chiara. Macroscopicamente le lave si presentano a grana fine con rari fenocristalli di Lct e Cpx. Al microscopio mostrano una tessitura subafirica (IP = 2-3 % in volume), con fenocristalli di Cpx prevalenti sulla Lct. La massa di fondo è ipocristallina ed è costituita da Lct e Cpx, associati a minori quantità di Pl e Opq. In base alla composizione petrografica e chimica queste lave sono classificate come leucititi tefritiche.

La formazione di Trebianello affiora nel settore nord-occidentale del Foglio, tra la SS umbro-casentinese e la SS Cassia. Le colate di lava sono sempre allungate N-S, per una lunghezza che non supera il chilometro, all'interno degli sgradinamenti più alti e più esterni del recinto calderico (450–550 metri s.l.m.). Le lave poggiano sempre sui livelli idromagmatici del gruppo di Fastello e sono sempre ricoperte dai depositi del gruppo di Zepponami. Queste lave corrispondono alla fase 9 di Nappi *et alii* (1998) e sono riferibili alle lave incluse nella "serie superiore settentrionale" di Bertini *et alii* (1971a).

Lo spessore medio di questa formazione è dell'ordine di 2-4 m.

Pleistocene medio p.p.

9.26. - Lave di Ara delle Monache (**KNH**)

Le lave di Ara delle Monache sono comprensive degli espandimenti lavici situati a destra e sinistra della SS Cassia, tra il km 92 e il km 95, probabilmente associati al centro sepolto situato presso la Stazione di Montefiascone.

L'affioramento lavico più esteso riferibile a questa formazione si osserva al km 92,8 della SS Cassia, nei pressi della località Tufelle. Questa lava ha un colore grigio-scuro, è fratturata, vescicolata e presenta rari fenocristalli verdi di Cpx. Al microscopio mostra una tessitura da subafirica ad afirica (IP = 1-2 % in volume), con rari fenocristalli di Ol e Cpx. La massa di fondo è ipocristallina con microliti di Cpx e, subordinati, Pl, Ol, Opq, Amph e vetro. In base alla composizione petrografica questa lava è classificata come basalto.

La colata delle Tufelle, secondo Vernia *et alii* (1995), mostrerebbe una composizione insolita rispetto alla petrografia delle lave di Montefiascone; egli la considera, infatti, una basanite a Lct e la pone, dal punto di vista stratigrafico, tra le "lave intermedie di Montefiascone".

PROGETTO CARG

Le lave dell'Ara delle Monache sono intercalate alla sequenza del gruppo di Fastello e, localmente, poggiano sull'Ignimbrite Basale di Montefiascone *Auct*. con un contatto netto, in quanto le lave si incuneano in un modellato di erosione dell'ignimbrite. Superiormente, queste lave sono ricoperte solo dai tufi stratificati del gruppo di Zepponami. Nella carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 137 "Viterbo"), questa lava è associata alle "Scorie e lave leucititiche" della fase finale dell'attività di Montefiascone (Λ_5; Bertini *et alii*, 1971a).

Lo spessore medio delle lave di questa formazione varia da 5 a 10 m.

Pleistocene medio p.p.

9.27. - Formazione di Monte Varecchia (**KMV**)

La formazione di Monte Varecchia comprende i depositi (lave: **KMV_a**; scorie: **KMV_b**) dell'attività eruttiva dei centri di Monte Varecchia, Giranesi, Monte Rosso e Monte Moro. Alcuni di questi apparati sono allineati sulla stessa fessura di alimentazione di Monte Varecchia che, a partire da Monte Moro, taglia in due la caldera di Montefiascone ed alimenta anche il più piccolo centro di Pantano. L'attività che caratterizza questi centri si sviluppa in contemporanea e dà origine a depositi che hanno gli stessi caratteri petrografici. L'attività è sempre tipicamente magmatica, con formazione di coni di scorie con elevato tasso eruttivo e colate di lava più o meno estese. Il più potente tra i coni di scorie di questa formazione è quello di Monte Varecchia, che si solleva di almeno 60 metri dal piano di campagna. Questo cono è composto da scorie sciolte a vescicolazione media e densità elevata, affioranti in banconi che possono raggiungere i 6 m di spessore. Generalmente la parte basale del bancone è ben classata, con scorie il cui diametro si aggira sui 5 cm. Al contrario, la parte alta è mal classata e le dimensioni delle scorie raggiungono, al massimo, i 15 cm. Assieme alle scorie sono presenti brandelli lavici juvenili e frammenti litici a spigoli vivi del substrato lavico. Intercalati alle scorie si osservano sottili livelli di lapilli finissimi, che indicano una improvvisa variazione dell'energia eruttiva. Quasi alla base della cava impostata nel cono si osserva un livello di scorie risedimentate e pedogenizzate, che segna una fase di quiescenza dell'attività stromboliana del centro eruttivo. In definitiva, gli scenari eruttivi che si rilevano dal centro di Monte Varecchia indicano un'attività esplosiva iniziale, seguita da una lunga pausa, quindi una ripresa dell'attività dell'apparato che si conclude con la messa in posto di due colate, una che fluisce a nord ed un'altra che si espande verso sud. La colata a nord appoggia sulla successione del gruppo di Fastello; quella meridionale, si protende per più di 1 km e con uno spessore medio di 2-3 m lungo il Fosso delle Pietre, e poggia sulla colata più antica della formazione di Rio Malnome.

I prodotti del centro di Giranesi sono rappresentati da una lava che si allunga,

PROGETTO CARG

per 1 km circa, verso SE con uno spessore di 3 m circa, e risulta sempre intercalata alle piroclastiti stratificate del gruppo di Fastello. I centri di Monte Rosso e Monte Moro sono rappresentati da due minuscoli coni di scorie, uno dei quali (Monte Rosso) è parzialmente ricoperto dai depositi riferibili al gruppo di Fastello.

Le lave di tutti questi centri, come già accennato, presentano gli stessi caratteri petrografici. Hanno un colore grigio-scuro, sono compatte, poco fessurate e mostrano fenocristalli di Cpx e minore Lct. Al microscopio evidenziano una tessitura porfirca (IP = 5% in volume) con fenocristalli di Cpx e più rara Lct, immersi in una massa di fondo da olocristallina a ipocristallina con microliti di Cpx, Lct e, subordinati, Pl e Opq; presenti anche minerali secondari quali Cal e Chl. In base alla composizione petrografica e chimica queste lave sono classificate come leucititi tefritiche.

Nella carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 137 "Viterbo"), i prodotti di questa formazione sono riferibili alle "Scorie e lave leucititiche" della fase finale dell'attività di Montefiascone (Λ_5; Bertini *et alii*, 1971a).

Pleistocene medio p.p.

9.28. - Formazione di Ciuccara (**WCU**)

La formazione di Ciuccara è rappresentata da un deposito di colore da grigio chiaro a grigio scuro, a granulometria grossolana, che ingloba litici lavici eterogenei. Il deposito è sciolto nelle facies prossimali, compatto e massivo nei settori distali ed è privo di strutture interne. I livelli basali sono impoveriti della porzione granulometrica fina e sono costituiti solo della porzione grossolana. Le dimensioni dei componenti sono eterogenee e vanno dalle ceneri grossolane ai blocchi e risultano costituiti da litici lavici, scoriette arrotondate, cristalli sciolti di Cpx, Mel, Phl, caliofillite e Lct. Il centro eruttivo che ha generato l'eruzione è costituito da un cratere subcircolare, situato a N del recinto calderico della caldera di Montefiascone, in località Ciuccara. A partire dal cratere, il deposito piroclastico si distribuisce prevalentemente in corrispondenza del settore settentrionale ed orientale ed i principali affioramenti sono osservabili lungo la SS Cassia. Nel settore prossimale è visibile una breccia di apertura del condotto con elementi del substrato lavico di diametro variabile da 1,5 m a qualche cm., la quale è sottoposta all'orizzonte pliniano delle pomici di Ospedaletto (età $^{40}K/^{40}Ar$ di 246,7±2,9 ka in Nappi *et alii*, 1995) e alla pliniana della formazione di Canino (Vezzoli *et alii*, 1987). Lungo la SS Cassia, dal km 101 al km 103, sono osservabili con continuità più unità di flusso caratterizzate da una pessima classazione. Ciascun livello mostra una gradazione diretta con orizzonti più grossolani impoveriti di materiale fine alla base e sottili livelli laminati di ceneri grossolane nella parte alta.

Lo spessore complessivo del deposito varia dai 12 m circa dei settori prossimali ai 4 m di quelli distali.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.29. - Formazione di Canino (**CNK**)

La formazione di Canino (Vezzoli *et alii*, 1987) è costituita da più unità da flusso piroclastico. Si presenta come un deposito massivo, da poco coerente a coerente, costituito prevalentemente da pomici trachitiche di colore grigio, con frammenti litici di dimensioni che raggiungono alcune decine di centimetri e rari cristalli sciolti di sanidino nella matrice. Localmente, le pomici sono concentrate in lenti e mostrano gradazione inversa. Generalmente contengono fenocristalli di sanidino. I frammenti litici sono sia di tipo lavico che sedimentari. La successione tipica è formata, dal basso verso l'alto, da un deposito di caduta pliniano, spesso 1,5 m, di pomici bianche a gradazione inversa multipla, in livelli a lineazione sub-parallela, seguito da un deposito da *pumice flow* costituito da pomici grigio chiare di 10-15 cm e rari litici (lave e rocce sedimentarie), dello spessore di 10,5 m; sovrapposto a questo, si trova un livello di pomici pliniane dello spessore di circa 1 m e un altro deposito da *pumice flow*, dello spessore di circa 4 metri, caratterizzato da gradazione inversa. La serie continua con una unità di flusso, dello spessore di circa 2,5 m, a pomici grigio scure sempre a gradazione inversa. La serie si chiude con un livello di ceneri chiare di caduta, a sua volta ricoperto da un paleosuolo.

Nell'area compresa nel Foglio questa unità è presente in modo molto limitato solo nel settore nord-occidentale, in corrispondenza del km 105 della SS Cassia. In questo affioramento, essa mostra uno spessore di 3 metri ed è costituita soltanto da pomici bianche a fenocristalli di Sa; tale deposito è stato attribuito alla formazione di Canino sia sulla base delle caratteristiche litologiche e petrografiche, sia per l'età, attribuita a 243,3 ± 6,8 ka (metodo ^{40}Ar-^{39}Ar) da Brocchini *et alii* (2000). La Formazione corrisponde alla "Ignimbrite A" di Sparks (1975) ed alla "Ignimbrite Trachitica Inferiore" di Nappi (1969a, b).

Dati di letteratura indicano, per questa unità, un'età ^{40}K/^{40}Ar di 253±3 ka (Nappi *et alii*, 1995).

Pleistocene medio p.p.

9.30. - Sintema Fiume Fiora (**FUF**)

La superficie di base del sintema è una superficie erosiva, eterocrona, ed incide le unità piroclastiche più antiche dei Distretti Vulcanici Cimino e Vicano.

In corrispondenza di alti morfologici la superficie di inconformità basale è rappresentata da potenti paleosuoli e da strati molto spessi di ceneri pedogenizzate con pomici; nei fondovalle è invece rappresentata da una superfi-

PROGETTO CARG

cie erosiva sulla quale si appoggiano spesso i depositi ignimbritici iniziali delle fasi esplosive vicane e finali della zona di Montefiascone.

Tale superficie è correlabile alla superficie di inconformità che nella Media Valle del Tevere marca la base del corpo fluviale terrazzato dell'unità di Rio Fratta. A tetto il sintema è limitato dall'*unconformity* erosiva basale del sintema Fiume Marta.

Nell'adiacente Foglio 344 "Tuscania" le due superfici di questo sintema sono correlate rispettivamente allo *stage* isotopico 8 della curva $\delta^{18}O$ (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995) la superficie di letto, allo stadio isotopico 6 la superficie di tetto.

Durante l'intervallo di tempo corrispondente all'evoluzione del sintema Fiume Fiora e in concomitanza con la messa in posto delle prime ignimbriti del Distretto Vulcanico Vicano, comincia la formazione della complessa struttura calderica di Vico e si conclude l'evoluzione della caldera di Montefiascone.

Il sintema Fiume Fiora in questo Foglio contiene unità continentali, di tipo vulcanico e sedimentario, queste ultime riferibili al sistema alluvionale del F. Tevere.

9.30.1 - *Unità di Rio Fratta* (**URF**)

L'unità di Rio Fratta è composta da ghiaie con ciottoli eterogenei ed eterometrici con abbondante matrice sabbiosa grossolana ricca in femici, con stratificazione incrociata piana; localmente verso il tetto dell'unità sono presenti livelli epiclastici.

I clasti sono in prevalenza di natura calcarea e silicea, subordinatamente di origine vulcanica, ed hanno diametro massimo di 20-30 cm.

Questa unità, che corrisponde al Terrazzo del 1° ordine del F. Tevere del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970), affiora discontinuamente ai bordi dell'attuale piana del Tevere: in sinistra orografica a NE di Graffignano e più a S in destra orografica tra Attigliano e Giove in Teverina. Essa poggia sui membri di Castello Ramici e di Bassano in Teverina della formazione Chiani-Tevere, e sull'unità di Graffignano. Negli affioramenti di Attigliano e di Giove in Teverina è ricoperta da piccoli affioramenti dell'unità di Fiano Romano e dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano (Fig. 42). Secondo Mancini *et alii* (2003-2004) l'unità di Rio Fratta corrisponde a un deposito alluvionale terrazzato che si sviluppa da Castiglione a Nazzano, con superficie superiore digradante da nord a sud, da 150 m a 40 m s.l.m..

Lo spessore affiorante è di circa 30 m. L'ambiente è fluviale *l. s.*.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

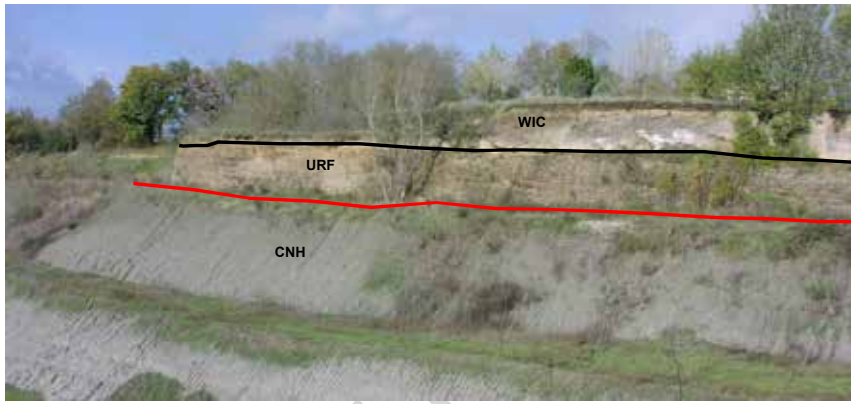


Fig. 42 - *Parete di cava a E dell'abitato di Attigliano presso Podere Piantoneto: la linea rossa demarca il passaggio inconforme tra il supersintema Acquatraversa, comprendente la formazione Chiani-Tevere (CNH), e il supersintema Aurelio Pontino; la linea nera segna il limite inconforme tra i sintemi Fiume Fiora e Fiume Marta, rappresentati dalla unità di Rio Fratta (URF) e dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano (WIC).*

PROGETTO CARG

9.30.2. - *Gruppo di Zepponami* (**XS**)

Il gruppo di Zepponami è rappresentato da un'estesa coltre di depositi piroclastici, disposta radialmente attorno al recinto calderico di Montefiascone, nel settore nord-occidentale del Foglio. Tali depositi sono costituiti principalmente da prodotti piroclastici di caduta da attività stromboliana e da livelli distali riferibili a flussi piroclastici di origine idromagmatica. Infatti, mentre nel settore prossimale è stato possibile definire le caratteristiche litologiche, stratigrafiche e strutturali dei depositi, nei settori distali l'estrema eterogeneità e variabilità di facies e la potenza limitata dei depositi di origine idromagmatica non permette più una loro caratterizzazione strutturale. Nei settori distali, infine, in relazione all'energia dei flussi e alla topografia del substrato, le strutture dei depositi cambiano, per cui da facies di *pyroclastic flow* si può passare a facies di *debris flow* a addirittura a facies di *mud flow* (Varekamp, 1979). Sovrapposti a questi livelli idromagmatici si osservano livelli di scorie riferibili all'attività stromboliana dei centri circumcalderici ed intracalderici di Montefiascone, Montisola, Montarone, Fiordini, Camarro, Poggiarello, Terrile e Monte Iugo.

Il gruppo di Zepponami corrisponde ai "Tufi Superiori di Montefiascone" di Bertini *et alii* (1971a). Dal punto di vista stratigrafico, al di sotto dei depositi del gruppo di Zepponami sono presenti dei livelli *marker* costituiti da strati di pomici pliniane; uno di questi è da riferire all'eruzione di Ospedaletto (età $^{40}K/^{40}Ar$

246,7±2,9 ka in Nappi *et alii*, 1995), affiorante a Pisciarello.

Lo spessore dei depositi di questo gruppo è massimo nei settori prossimali (fino a 30 m) e si riduce notevolmente (qualche m) nei settori più distali.

Pleistocene medio p.p.

9.30.3. - *Formazione di Monte D'Oro* (**WMD**)

Il deposito ignimbritico idromagmatico di Monte d'Oro si distribuisce solo nel settore meridionale del recinto calderico di Montefiascone. Il suo centro di emissione è localizzabile in loc. Chirichea, dove il recinto craterico interrompe la continuità del bordo della caldera di Montefiascone, a sud della caldera stessa. Nelle aree prossimali al centro di emissione questa ignimbrite idromagmatica si presenta come un deposito caotico sciolto, di colore grigio-scuro, costituito da una breccia co-ignimbritica ad elementi in blocchi a spigoli vivi, talora metrici, inglobati in una matrice di ceneri grossolane. Nei settori medio-distali cresce il grado di compattazione e, nel corpo ignimbritico, si possono riconoscere più unità di flusso.

Ciascuna unità ha consistenza lapidea, contiene inclusi di dimensioni decimetriche, vagamente allineati, non gradati e mal classati. I litici sono di varia natura, con prevalenza di elementi lavici e più scarsi frammenti del substrato sedimentario e cristallini. Lungo la SP Verentana sono riconoscibili quattro unità di flusso con un *ground layer* basale.

Questa ignimbrite idromagmatica poggia sulla successione dei depositi piroclastici stratificati del gruppo di Fastello o sui livelli di pomici pliniane di Ospedaletto. Moderni (1904) definiva questo deposito come una "roccia ben determinata che sta tra il tufo e la lava".

Gli spessori massimi si rinvengono nei settori immediatamente adiacenti al recinto calderico, dove la potenza complessiva del deposito si aggira sui 20 m. Nei settori distali più meridionali lo spessore del deposito è di circa 4 m.

Pleistocene medio p.p.

9.30.4. - *Formazione de La Berlina* (**WBE**)

La formazione è costituita da un deposito ignimbritico di consistenza lapidea che si distribuisce nel settore nord-orientale del recinto calderico di Montefiascone. Gli spessori massimi si osservano nei settori prossimali, dove è sempre presente una breccia co-ignimbritica costituita da blocchi prevalentemente lavici di grosse dimensioni, legata alla intrusione iniziale del condot-

PROGETTO CARG

to. Gradualmente, verso l'alto, la porzione cineritica diventa prevalente e, con l'aumento della distanza dal centro, si passa a due unità di flusso. Le strutture interne nelle unità prossimali sono scarse; nelle aree distali, invece, si osservano lenti di *fines depleted, ground layers* e facies canalizzate. Nei settori distali (Capobianco, Casale Cipollone) le unità di flusso del deposito diventano quattro. Ciascuna unità mostra un notevole grado di compattazione fino ad una consistenza lapidea; alla base è sempre presente un *ground layer*.

Nel deposito da flusso piroclastico diluito superiore non è presente classazione bensì un allineamento appena accennato di grossi litici in tutto lo spessore del deposito. La matrice cineritica grossolana grigio-nocciola ingloba inclusi lavici eterogenei e mostra una minuta puntinatura biancastra riferibile a Lct analcimizzata.

I litici sono costituiti, in prevalenza, da frammenti di lave del substrato, con diametro da 3 a 20 cm (fino al massimo di 1 m), frammenti vetrosi e noduli cristallini (diametro medio 5 cm) che vengono attribuiti a processi di ricristallizzazione delle pareti della camera magmatica (Varekamp, 1979). L'analisi al microscopio dei depositi non ha evidenziato differenze nella loro composizione petrografica, anche per la difficoltà nel riconoscimento dei clasti juvenili.

Comunque, le sezioni sottili eseguite sulla matrice cineritica mostrano una struttura cataclastica, con frammenti vetrosi inglobati nella massa di fondo. Tali frammenti sono di due tipi: un primo tipo costituito da clasti scoriacei vescicolari, porfirici, arrotondati e di colore bruno; un secondo tipo di clasti non vescicolari, vetrosi, spigolosi, di colore giallo-bruno. I cristalli più frequenti nelle scoriette poco vescicolate sono rappresentati da Cpx, Mel, Phl, caliofillite e Lct con gradi di alterazione notevole, che permettono di classificarla come ignimbrite melilititica a Lct (Cioni *et alii*, 1991).

Il deposito di WBE può trovarsi in appoggio sugli strati di pomici pliniane di Ospedaletto o su quelli della formazione di Canino o sui prodotti del gruppo di Fastello. La formazione della Berlina insieme a quella di Monte d'Oro (WMD) costituiscono infatti la base del gruppo di Zepponami e distalmente, dove i loro livelli piroclastici perdono la possibilità di essere distinti in carta, sono cartografati dunque all'interno di XS.

Questa ignimbrite viene indicata come "Ignimbrite di Montefiascone" da Brocchini *et alii* (2000) i quali attribuiscono a questo deposito un'età ^{40}Ar-^{39}Ar di 254,5 ± 8 ka.

Tuttavia, la localizzazione del campione raccolto da questi autori e la relativa età potrebbero invece suggerire una appartenenza, per questo campione, all'espandimento ignimbritico di La Berlina.

Il deposito raggiunge lo spessore massimo di 10 m.

Pleistocene medio p.p.

PROGETTO CARG

9.30.5. - *Formazione di Castel Cellesi* (**KCC**)

La formazione di Castel Cellesi è comprensiva di più colate di lava sovrapposte che formano un vasto *plateau* che si sviluppa radialmente a partire dal recinto calderico di Bolsena verso la piana del Tevere, nel settore settentrionale del foglio, tra la SS Umbro Casentinese e Castel Cellesi. L'espandimento, esterno alla caldera, si sviluppa grazie alla risalita di fusi silicatici sottosaturi nella fase finale di assestamento della Caldera di Bolsena. La genesi del *plateau*, quindi, è conseguente ad una attività effusiva fissurale finale lungo linee di debolezza tettonica radiali rispetto al recinto calderico orientale. Le fessure alimentatrici tagliano il settore orientale esterno della caldera e l'attività che genera queste vulcaniti è, quindi, prevalentemente effusiva e le manifestazioni stromboliane sono molto limitate.

La formazione di Castel Cellesi, nei settori prossimali, poggia sui prodotti del gruppo di Fastello, mentre in quelli distali è sovrapposta ai prodotti piroclastici relativi al gruppo di Civita di Bagnoregio ed è sempre ricoperta dalle piroclastiti stratificate del gruppo di Zepponami. Nella carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 137 "Viterbo"), i prodotti di questa formazione sono riferibili alle "Lave superiori settentrionali a termini leucititici e tefritici" (Bertini *et alii*, 1971a).

Questa formazione si può suddividere in cinque membri che si differenziano tra loro per caratteristiche petrografiche, distribuzione areale e posizione stratigrafica. Essi sono, in ordine cronologico:

1) membro di Podere Campanella
2) membro di Prato Leva
3) membro di Podere Pietrafitta
4) membro di Podere Calchesetto
5) membro di Guinze.

Pleistocene medio p.p.

9.30.5.1. - Membro di Podere Campanella (**KCC_1**)

Il membro di Podere Campanella è costituito da colate di lava di colore grigio scuro a grana apparentemente grossolana per l'aspetto squamoso con riflessi bluastri. Nella massa di fondo grigio-scura risaltano fenocristalli millimetrici di Lct, a volte freschi, altre volte analcimizzati. Al microscopio queste lave mostrano una tessitura subafirica (IP = 1-2 % in volume), con rari fenocristalli di Cpx e Lct. La massa di fondo è olocristallina ed è formata da un fitto intreccio di Lct e Cpx, con subordinati Pl, Opq e Amph. In base alla composizione petrografica e chimica la lava è classificata come leucitite tefritica.

Si tratta di un vasto espandimento che affiora a N e a S della SP di Prato

PROGETTO CARG

Leva, lungo La Piana del Cerquone fino al Pozzo del Lupo, e lungo il Fosso della Magione a N fino alla SS Teverina. La lava poggia sempre sulle piroclastiti del gruppo di Fastello ed è coperta dal membro di Prato Leva, dal membro di Podere Calchesetto e dalla sequenza piroclastica del gruppo di Zepponami.

Lo spessore della colata nel Fosso del Lupo, dove se ne osserva la base, è di circa 3 m; nel settore settentrionale dell'espandimento, invece, in corrispondenza del Fosso Lombardo lo spessore raggiunge i 20 m.

9.30.5.2. - Membro di Prato Leva (**KCC_2**)

Vasto espandimento di lava di colore grigio-scuro, a grana fine, molto compatta, con una scoria di base spessa qualche decimetro, molto fratturata in corrispondenza del fronte. Nella matrice spiccano grossi fenocristalli di Lct, talora analcimizzati, e Cpx. Al microscopio mostra una tessitura molto porfirica (IP = 35-40% in volume), con fenocristalli di Lct (di gran lunga prevalente, fino a 5 mm), Cpx zonato e più rara Ol, spesso con bordo iddingsitico. La massa di fondo varia da ipo- a olocristallina e mostra microliti di Cpx, Lct, Pl e, subordinati, Opq, Ol e tracce di Amph. In base alla composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come leucitite tefritica.

La colata copre una vasta area a partire dalla SS Umbro Casentinese fino alla SS Teverina, ma si osserva, in affioramento, solo tra il Fosso della Ferriera ed il Fosso delle Rocchette, a sud di Capo dell'Acqua. L'espandimento si origina dalle stesse fessure di alimentazione, radiali rispetto al recinto orientale che hanno determinato la messa in posto del membro di Podere Campanella. La colata, in località le Rocchette, evidenzia una scoria di base continua ed omogenea e si appoggia su di un paleosuolo cotto. Il paleosuolo la separa dai livelli sottostanti di ceneri fini grigio-chiare a lapilli accrezionali, riferibili all'attività idromagmatica dei centri di Montefiascone (gruppo di Fastello).

La lava del membro di Prato Leva ha uno spessore di circa 3 m.

9.30.5.3. - Membro di Podere Pietrafitta (**KCC_3**)

Il membro di Podere Pietrafitta è costituito da una lava di colore da grigio a grigio-chiaro, a grana grossa, tenera, con una minuta puntinatura biancastra dovuta alla presenza di fenocristalli di Lct analcimizzata. Nei settori distali la lava diventa incoerente e si sgretola facilmente. Al microscopio mostra una tessitura porfirica (IP = 10 % in volume) con fenocristalli di Pl, Cpx, Lct, Bt e raro Amph alterato, spesso in aggregati glomeroporfirici. La massa di fondo varia da ipo- a olocristallina e mostra microliti di Lct, Pl, Cpx e, subordinati, Opq e Bt. In base alla

PROGETTO CARG

composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come tefrite a Lct.

Si tratta del membro con l'espandimento massimo rispetto agli altri membri della formazione di Castel Cellesi. Esso forma, infatti, un vero e proprio *plateau* che si allunga per almeno 8 km dalla SS umbro casentinese all'abitato di Castel Cellesi e copre una superficie di circa 15 km^2. Poggia sulla lava del membro di Podere Campanella ed è legato all'attività effusiva finale alimentata dalla fessura profonda E-O ancora attiva nella fase finale dell'assestamento delle caldere di Bolsena e Montefiascone. Questa lava, infatti, è sottoposta ai prodotti piroclastici finali della caldera di Montefiascone (gruppo di Zepponami) e al membro di Podere Calchesetto.

Il membro di Podere Pietrafitta ha uno spessore di circa 8 m, che si riduce a qualche metro nell'abitato di Castel Cellesi.

9.30.5.4. - Membro di Podere Calchesetto (**KCC$_4$**)

Il membro di Podere Calchesetto è formato da una lava di colore grigio, compatta, non vescicolata e a grana medio-grossolana. Al microscopio mostra una tessitura porfirica (IP = 10-15 % in volume) con fenocristalli di Pl, Cpx, Lct, Kf e Bt; la Bt è molto alterata e il Pl ha spesso Kf al bordo. La massa di fondo è olocristallina, trachitica, con numerosi microliti di feldspato e minori quantità di Cpx, Lct e Opq. In base alla composizione petrografica questa lava è classificata come tefrite fonolitica.

La lava del membro di Podere Calchesetto affiora nel settore settentrionale del Foglio 345 "Viterbo", tra Podere Pugliano e Podere Calchesetto, qualche chilometro a nord di Fastello. Stratigraficamente, questa lava poggia sulle lave dei membri di Pietrafitta e Podere Campanella.

Il suo spessore medio è dell'ordine di 10 m.

9.30.5.5. - Membro di Guinze (**KCC$_5$**)

Il membro di Guinze è costituito da una lava di colore grigio-chiaro, compatta, non vescicolata e a grana fine. Al microscopio mostra una tessitura poco porfirica (IP = 2-5% in volume), con fenocristalli millimetrici di Cpx zonato, Lct e Sa; quest'ultimo è spesso circondato da piccoli microliti di plagioclasio e raggiunge i 6 mm. La massa di fondo è olocristallina ed è formata da piccoli cristalli prismatici allungati di Cpx, Pl e Lct, con Sa interstiziale; molto rari Opq e Phl. In base alla composizione petrografica e chimica questa lava è classificata come una fonolite tefritica.

PROGETTO CARG

La lava del membro di Guinze affiora nell'estremo settore centro-settentrionale del Foglio 345 "Viterbo" e si espande nell'area compresa tra la SS n. 71 e la SP di Prato Leva, qualche chilometro a nord di Fastello. Dal punto di vista stratigrafico, la lava di Guinze è sempre sovrastante al membro di Podere Calchesetto ed è sottoposta alla sequenza piroclastica del gruppo di Zepponami.

Il suo spessore medio non supera i 10 m.

9.30.6. - *Lave di Grottone* (**KGT**)

Lave di colore grigio a grana fine, poco porfiriche con fenocristalli di feldspato potassico e subordinato pirosseno, e microfenocristalli di haüyna di un tipico colore bluastro. La massa di fondo contiene abbondante feldspato potassico in microliti allungati, e subordinati plagioclasio, haüyna, a luoghi incolore o blu, pirosseno verde localmente zonato, e rara biotite circondata da minerali opachi e titanite.

La composizione chimica è trachifonolitica, localmente fonolitico-tefritica.

Affiorano in almeno due colate distinte, nell'area centro-meridionale del Foglio a sud di M. S. Valentino, presso Procoio e a sud della strada canepinense (Strada Romana).

Sulla base della composizione petrografica e chimica, e considerando che sul bordo settentrionale del cratere di Vico affiora una lava di composizione molto simile (lava di Casale della Montagna di Perini *et alii*, 1997; 2004) per queste lave si suggerisce una provenienza vicana.

Inoltre Sollevanti (1983) riporta un'età $^{40}K/^{40}Ar$ di 250 ± 50 ka per un incluso di simile composizione petrografica campionato all'interno di un deposito dell'Ignimbrite C vicana (WIC) di Locardi (1965).

Lo spessore visibile in affioramento è di pochi metri.

Pleistocene medio p.p.

9.30.7. - *Formazione di Fiordini* (**KFR**)

La formazione di Fiordini è comprensiva delle lave (**KFR_a**) e delle scorie (**KFR_b**) dei centri di Fiordini, Camarro, Poggiarello e Terrile.

L'apparato di Fiordini è un rilievo allungato N-S costituito in prevalenza da scorie e da due colate di lava; una prima che sovrasta il cono ed una seconda che da Cavoli si allunga in direzione sud fino a Pian di Monetto. La lava più meridionale è intercalata alla sequenza del gruppo di Zepponami. Le lave di questo apparato sono di colore grigio-scuro, sono vescicolate e mostrano rari fenocri-

PROGETTO CARG

stalli di Cpx verdi e Lct analcimizzata. Le scorie mostrano un colore variabile dall'avana al rosso vinato, fino al grigio-scuro, sono intensamente vescicolate e si presentano in banconi metrici, sciolte, più raramente saldate. Il diametro medio di ciascun elemento scoriaceo è dell'ordine di 10 cm.

Gli altri centri di questa formazione (Camarro, Poggiarello e Terrile) formano dei minuscoli apparati costituiti prevalentemente da scorie. Le colate di lave e le scorie dei coni risultano intercalate alla successione piroclastica del gruppo di Zepponami. Al microscopio le lave di questi centri presentano una tessitura porfirica (IP = 10 % in volume), con prevalenti fenocristalli di Cpx e subordinata Lct. La massa di fondo è ipocristallina con microliti di Cpx e subordinata Lct, e raro Pl. In base alle composizioni petrografica e chimica queste lave sono classificate come leucititi.

Le scorie di questi apparati sono sovrapposte ai depositi piroclastici idromagmatici di Montefiascone e sono sottoposte alle scorie dell'attività stromboliana finale del gruppo di Zepponami.

Nella carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 137 "Viterbo"), i centri della formazione di Fiordini corrispondono "Lave e scorie leucititiche della serie superiore meridionale" dell'attività di Montefiascone (Bertini *et alii,*1971a).

Pleistocene medio p.p.

9.30.8. - *Formazione di Monte Jugo* (**KMI**)

La formazione di Monte Jugo appartiene alle manifestazioni finali della zona di Montefiascone (Marini & Nappi, 1986) ed è costituita dai prodotti del centro di Monte Iugo.

Il cono di scorie (**KMI_b**) di Monte Jugo è uno dei più potenti del Distretto Vulsino e si erge fino a 464 m sul livello del mare, con un diametro di base di circa 1 km. Il cono è sormontato da un cratere sventrato nel settore nord-occidentale. I banconi di scorie hanno una struttura quaquaversale rispetto al condotto con una inclinazione di 40° nei settori prossimali.

Le scorie sono molto dense, mostrano una vescicolazione grossolana ed un colore variabile dal giallastro al rossastro. La gradazione è spesso inversa, i banconi sono mal classati ed inglobano, oltre alle scorie, elementi lavici juvenili e frammenti del substrato lavico a spigoli vivi. Le colate di lava (**KMI_a**) che si dipartono dal cono di Monte Jugo sono molteplici ma il più delle volte sono nascoste dalle scorie del cono.

Le lave del centro di Monte Jugo sono grigio-scure, compatte, con rarissimi fenocristalli di Lct e Cpx. Al microscopio presentano una tessitura porfirica seriata (IP = 5 % in volume), con prevalenti fenocristalli di Cpx (fino a 3 mm) e

PROGETTO CARG

microfenocristalli di Ol e Phl. La massa di fondo è ipocristallina con microliti di Cpx, Lct, Ol, Phl, Opq e raro Pl. In base alle composizioni petrografica e chimica queste lave sono classificate come leucititi tefritiche.

La formazione di Monte Jugo affiora nel settore centro-occidentale del Foglio 345 "Viterbo", a SE della caldera di Montefiascone. Nella carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 137 "Viterbo"), l'apparato di Monte Jugo è associato ai centri di Montisola, M. Leano e M. Varecchia nelle "Scorie e lave leucititiche" della fase finale dell'attività di Montefiascone (Sc_5 e Λ_6; Bertini *et alii*, 1971a). Vernia *et alii* (1995) accomuna le lave di Monte Jugo alle lave del Poggio Rosso del centro di Fiordini come lave superiori, cioè successive ai prodotti del gruppo di Fastello.

Le colate hanno uno spessore variabile inferiore ai 10 m.

Pleistocene medio p.p.

9.30.9. - *Formazione di Montisola* (**KSO**)

La formazione di Montisola comprende i prodotti più recenti dell'attività eruttiva che si è sviluppata nella zona di Montefiascone. Si tratta di lave (**KSO_a**) e scorie (**KSO_b**) dei centri di Montarone, Montisola, Poggiaccio e dell'edificio su cui poggia l'abitato di Montefiascone.

Il cono di Montarone è situato al centro della caldera di Montefiascone, si eleva di pochi metri dal piano calderico ed è formato esclusivamente di scorie e ceneri.

Il cono di scorie di Montefiascone, invece, in base alla forma dell'apparato ed alla distribuzione delle scorie e delle lave, potrebbe essere il risultato di più centri circum-calderici coalescenti. L'altezza del cono supera i 250 m dal piano calderico e le scorie formano banconi il cui spessore medio è di circa 2 m. Ciascun livello può essere lapideo per saldatura sin-deposizionale oppure sciolto. In quest'ultimo caso, le scorie dei singoli orizzonti presentano, in genere, una gradazione inversa ed una cattiva classazione, e sono costituite da elementi scoriacei di dimensioni variabili, con un diametro che va dai 20 cm fino al cm, di colore variabile dal rosso-bruno all'avana.

Le lave dell'apparato di Montefiascone si riversano all'interno della caldera per una lunghezza di circa 750 m. Una di queste, che si allunga in località Cerquetella, è formata da due colate sovrapposte con uno spessore complessivo di 15 m. Le altre colate di questa formazione hanno una potenza variabile in genere tra 5 e 10 metri. Le lave hanno un colore grigio-scuro e si presentano molto compatte, scarsamente vescicolate, con fenocristalli chiari di Lct analcimizzati e raro Cpx. Al microscopio queste colate mostrano una tessitura poco porfirica (IP = 5% in volume) con fenocristalli di Cpx e, subordinati, Pl, Bi e Lct. La massa di fondo è ipo-olocristallina ed è caratterizzata dalla presenza

PROGETTO CARG

di Lct, Pl e Cpx, con minori quantità di Opq e tracce di Phl. Sulla base delle composizioni petrografica e chimica, queste colate sono classificate come tefrite fonolitica.

I centri di Montisola e Poggiaccio sono esterni alla caldera di Montefiascone. Il primo è caratterizzato da una colata di lava tozza che si allunga in direzione N-E; il secondo, invece è formato soltanto da prodotti dell'attività stromboliana.

I prodotti della formazione di Montisola affiorano nel settore nord-occidentale del Foglio 345 "Viterbo", nei dintorni dell'abitato di Montefiascone. Questi prodotti sono riferibili alle "Scorie e lave leucititiche" di Bertini *et alii* (1971a).

I centri di Montarone, Montefiascone e Montisola si collocano lungo una fessura alimentatrice diretta ONO-ESE che taglia la caldera di Montefiascone e che si è riattivata più volte nel corso dell'evoluzione della caldera, dando luogo a manifestazioni eruttive tipicamente magmatiche.

Essi corrispondono alla fase finale dell'attività eruttiva tipicamente magmatica alla quale appartiene anche il centro di Orto Piatto, situato nel settore occidentale del recinto calderico della caldera di Montefiascone e di poco fuori dall'area compresa nel Foglio 345 "Viterbo".

Esistono datazioni sulle lave di Orto Piatto e Cerquetella, le quali hanno un'età $^{40}K/^{40}Ar$ rispettivamente di 226,6 ± 14,9 ka e 255,5 ± 3,4 ka (Nappi *et alii*, 1995).

Pleistocene medio p.p.

9.30.10. - *Ignimbrite A* (*Locardi*) (**WIA**)

L'Ignimbrite A (Locardi, 1965) è costituita da una successione piroclastica che inizia con un livello di pomici pliniane a composizione fonolitica, seguito da depositi da colata piroclastica di colore grigio violaceo e consistenza lapidea che rende la successione stessa simile ad una lava. Il livello pliniano basale è raramente esposto e non è visibile nel Foglio 345 "Viterbo"; in aree limitrofe (es. Foglio 355 "Ronciglione") esso è costituito da lapilli pomicei ben classati e da subordinati frammenti litici di varia natura (lave a Lct, con tipica forma a rosetta, rocce subvulcaniche e termo-metamorfiche).

I depositi da colata piroclastica sono rappresentati da almeno tre unità di flusso; ciascuna delle unità piroclastiche è costituita in prevalenza da scorie grigie di diverse dimensioni, spesso schiacciate, e subordinati frammenti litici di piccole dimensioni, inglobati in una matrice parzialmente saldata di colore grigio violaceo. Le scorie grigie sono fittamente punteggiate di cristalli di Lct e contengono Pl e subordinati Cpx, Sa e Bt. Le stesse fasi mineralogiche sono contenute come cristalli sciolti nella matrice.

Talvolta alla base di ciascuna di queste unità di flusso sono presenti livelli

PROGETTO CARG

grossolani fortemente arricchiti in litici di diversa natura (lave a Lct, lave a Sa, rocce sub-vulcaniche, rocce sedimentarie e rocce termo-metamorfiche).

Le composizioni petrografica e chimica degli elementi juvenili permettono di classificare questa ignimbrite come di composizione variabile da fonolitico-tefritica a trachidacitica.

I depositi piroclastici dell'Ignimbrite A (cfr. anche "Farine formation" di Perini *et alii*, 1997) sono riferibili all'attività del Distretto Vicano e si estendono fino ad una distanza di 16 km dall'apparato. L'unità affiora nel settore meridionale del Foglio, sia tra l'Aurelia Antica e Fosso Roncone, a sud della città di Viterbo, sia in loc. Procoio, a sud di M. S. Valentino, sia presso Fosso di Aliano (spigolo SE del Foglio).

Secondo Locardi (1965) l'emissione dell'Ignimbrite A sarebbe legata ad una fessura anulare relativa al recinto calderico del Vulcano di Vico, situato al di fuori dell'area del Foglio Viterbo. Il magma sarebbe fuoriuscito principalmente da due punti di questa fessura: il primo situato immediatamente a NE della cima di Monte Fogliano, l'altro in corrispondenza dell'area ora occupata dal Monte Venere. Il volume di magma emesso nel corso della eruzione è stato stimato circa 2 km^3 (Bertagnini & Sbrana, 1986).

Lo spessore dell'Ignimbrite A raggiunge in affioramento il valore di circa 30 m.

In letteratura non esistono datazioni dell'Ignimbrite A; tuttavia la sua età può essere collocata, mediante rapporti stratigrafici individuati nel limitrofo Foglio 355 "Ronciglione", in un periodo compreso fra 182,5 ka (età K/Ar riportata in Palacin, 1985, per la più recente delle colate laviche della formazione di Monte Fogliano, affiorante nel suddetto Foglio) e 157 ± 3 ka (età ^{40}Ar-^{39}Ar, Laurenzi & Villa, 1987), età dell'Ignimbrite B (Locardi), anch'essa affiorante nel Foglio menzionato.

Pleistocene medio p.p.

9.30.11. - *Unità di Fiano Romano* (**UFA**)

Si tratta di travertini fitohermali in strati spessi e molto spessi con abbondanti resti vegetali. Nel Foglio sono presenti solo due minuscoli affioramenti riferibili a questa unità, localizzati a N di Attigliano, in appoggio sull'unità di Rio Fratta. L'unità di Fiano Romano affiora molto più estesamente nella omonima località (Mancini *et alii*, 2003-2004), ove datazioni U-Th (Faccenna & Funiciello, 1993) suggeriscono una età di 170 ka.

Lo spessore affiorante è di circa a 10 m. L'ambiente deposizionale è di piana alluvionale.

Pleistocene medio p.p. – Pleistocene superiore p.p.?

PROGETTO CARG

9.31. - Sintema Fiume Marta (**FUM**)

La superficie di base di questo sintema è sostanzialmente di tipo erosionale a rilievo molto alto sulla quale tuttavia, nei settori a media distanza rispetto all'apparato vulcanico di Vico, poggia un paleosuolo molto spesso sottostante al Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, mentre distalmente quest'ultimo può poggiare anche direttamente sulla superficie di inconformità con un orizzonte di pomici pliniane. Tale superficie viene correlata nell'adiacente Foglio 344 "Tuscania" alla fase di abbassamento eustatico del tardo Pleistocene medio corrispondente al picco isotopico 6 della curva $\delta^{18}O$ di Shackleton *et alii* (1990) e Shackleton (1995).

Nell'area orientale del Foglio dove prevale il dominio deposizionale del sistema alluvionale della media Valle del Tevere la base di questo sintema sembrerebbe correlarsi alla *unconformity VII* di Mancini *et alii* (2003-04), posta alla base dell'unità di Sipicciano. La superficie di tetto del sintema viene invece correlata allo stadio isotopico 2. Durante l'intervallo di tempo in cui si sviluppa questo sintema si conclude l'attività vulcanica del Distretto Vicano. L'emissione delle potenti coltri ignimbritiche che caratterizza l'apparato vicano durante questo periodo provoca la formazione di una vasta struttura calderica entro la quale si manifesta l'attività esplosiva ed effusiva finale che ha dato origine al cono di Monte Venere.

Pleistocene medio p.p. – Pleistocene superiore p.p.

9.31.1. - *Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano Auctt.* (**WIC**) (cfr. *Ignimbrite C*, Locardi)

L'unità WIC è nota in letteratura anche come Ignimbrite C (Locardi, 1965) e Tufo Rosso a Scorie Nere. Quest'ultimo nome però sembrerebbe riferito anche a tufi di provenienza sabatina (cfr. Mattias & Ventriglia, 1970).

L'unità in esame è costituita da una complessa sequenza piroclastica formata da un deposito basale di pomici da caduta e da depositi litificati dovuti a più unità di flusso. Il livello iniziale di pomici di caduta pliniane, distribuito prevalentemente nel settore SO del vulcano di Vico, è costituito da pomici chiare a composizione fonolitica, con rari fenocristalli di Sa, Cpx, Hyn e Bt e subordinati frammenti litici. Questo livello è seguito da depositi di colata piroclastica che possono essere attribuiti a più eventi eruttivi parossistici che si sviluppano all'interno della caldera. Si tratta di due o più unità di flusso che formano depositi pomicei massivi, rappresentati da pomici fonolitiche sub-afiriche con una paragenesi mineralogica simile a quella del deposito basale (Sa, Cpx, Hyn e Bt) e subordinati frammenti lavici di diverso tipo, in abbondante matrice cineritica.

PROGETTO CARG

Segue un deposito da flusso piroclastico formato quasi esclusivamente da litici (frammenti di lave a Lct, lave a Sa, frammenti di rocce sedimentarie, intrusive e metamorfiche) e, nettamente subordinate, scorie nere porfiriche a Lct e Sa immerse in scarsa matrice. Nella sequenza stratigrafica l'unità di flusso ricca in litici è seguita da diverse unità di flusso rappresentate da depositi di colata piroclastica nella tipica facies litoide, omogenea, di colore rosso con chiazze nere ("tufo rosso a scorie nere" *s.s.*) e/o da depositi piroclastici nella facies grigio scuro poco litificata o sciolta ("pozzolana") (Fig. 43a,b). La facies litoide o di *sillar* costituisce la facies più comune ed è rappresentata da tufi massivi di colore rosso mattone in cui spiccano grosse scorie nere porfiriche a Lct e Sa, rare pomici grigie e frammenti litici di varia natura in una matrice cineritica litificata per zeolitizzazione. Le caratteristiche litologiche dei depositi sovrastanti l'unità ricca in litici sono molto variabili e l'unico elemento costante è rappresentato da un decremento progressivo delle scorie dal basso verso l'alto. Negli affioramenti distali è frequente la presenza di pomici grigie o nere.

Bertini *et alii* (1971a) hanno distinto una facies cementata, una zona con impregnazioni travertinose ed una facies sciolta. Più recentemente Bear *et alii* (2009) hanno condotto un dettagliato studio delle diverse unità deposizionali della "Sutri formation" di Perini *et alii* (1997), di cui WIC rappresenta l'ultima di queste.

In base alle composizioni chimica e mineralogica, la frazione juvenile di questa unità può essere classificata come fonolite.

Il Tufo Rosso a Scorie Nere rappresenta la più estesa fra tutte le piroclastiti vicane. È distribuito in tutte le direzioni attorno al vulcano di Vico per un raggio di circa 25 km, coprendo una superficie di circa 1300 km^2. Il volume di magma emesso durante la eruzione che ha generato il Tufo Rosso a Scorie Nere è stimato attorno ai 10 km^3 (Ignimbrite C di Bertagnini & Sbrana, 1986). Affiora estesamente in tutto il settore meridionale del Foglio, a nord del vulcano di Vico. Infatti l'espansione del flusso nonostante venga parzialmente ostacolata dai rilievi cimini, raggiunge lunghe distanze, tanto che è possibile riscontrarne i depositi in facies distale a nord di Grotte S. Stefano (come vicino a Montecalvello, dove le tipiche scorie sono sostituite da pomici nere di qualche cm) e finanche a nord di Graffignano (presso Casale Venturini), affioramento più distale finora riconosciuto (Di Buduo, 2013). Inoltre sono presenti diversi affioramenti distali anche ad est della valle del F. Tevere presso Giove in Teverina e Attigliano, dove è possibile osservare una facies di WIC cineritica zeolitizzata grigio chiara, matrice sostenuta, con pomici grigie. Un'altra facies particolare è possibile trovarla molto distalmente dal vulcano di Vico in località Pozzati, a sud di Grotte S. Stefano (Fig. 43c), dove in un deposito scoriaceo grigiastro sono immerse scorie di dimensioni pluridecimetriche, grigio scure, arrotondate, con Anl.

PROGETTO CARG

I depositi di WIC a SE di Montefiascone poggiano, talora, anche sulla serie piroclastica del gruppo di Zepponami. Ad est della Valle del Tevere WIC è sovrapposto alle ghiaie dell'unità di Rio Fratta URF (v. Fig.42). In diversi affioramenti è possibile osservarne l'appoggio sull'Ignimbrite Cimina come si vede in un taglio stradale del raccordo Viterbo-Orte a SE di Vitorchiano (Fig. 43d).

Gli spessori massimi, che superano gli 80 m, si osservano nei settori distali, mentre in prossimità del recinto calderico il deposito si assottiglia fino a scomparire. Nell'area del Foglio Viterbo la potenza di questa unità supera i 50 m.

Dati di letteratura indicano, per questa unità, età di 150±7 ka (Sollevanti, 1983; metodo $^{40}K/^{40}Ar$), 150± 4ka (Laurenzi & Villa, 1987; metodo ^{40}Ar-^{39}Ar).

Pleistocene medio p.p.

9.31.2 - *Ignimbrite D* (*Locardi*) (**WID**)

L'unità è costituita da depositi piroclastici cineritici grigio-chiari o giallastri, generalmente massivi, contenenti lapilli pomicei e frammenti litici. Si tratta di depositi di origine idromagmatica costituiti da più unità di flusso. La composizione è fonolitica.

Questa unità corrisponde alla "Carbognano formation" di Perini *et alii* (1997). Nel Foglio 345 "Viterbo", affiora limitatamente nel settore sud-orientale, in un'area a SO di Vasanello con spessori visibili in affioramento di ordine metrico. L'età è 138 ± 2 ka in Laurenzi & Villa (1987; metodo ^{40}Ar-^{39}Ar) e 139 ± 16 in Sollevanti (1983; metodo $^{40}K/^{40}Ar$).

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

9.31.3. - *Unità di Sipicciano* (**UCI**)

Questa unità è composta da ghiaie a stratificazione incrociata concava o tabulare con abbondante matrice sabbiosa ricca in femici. Essa individua il corpo terrazzato (terrazzo del 2° ordine del F. Tevere del Foglio 137 "Viterbo", Servizio Geologico d'Italia, 1970) più basso presente nella valle del Tevere ed affiora, anche se pur in modo discontinuo, lungo tutto l'argine sia in destra che in sinistra idrografica; risulta separata dai depositi alluvionali attuali tramite un dislivello di circa 10-15 m, quasi sempre marcato da una scarpata.

La sua superficie sommitale digrada debolmente verso sud da quota 100 m s.l.m. circa negli affioramenti al limite settentrionale del Foglio, a circa 80-85 m in quelli più meridionali.

Le condizioni di esposizione in genere sono pessime e limitate a piccoli affioramenti di pochi metri di spessore in corrispondenza di tagli antropici. Per questa unità è stata descritta una sezione stratigrafica (Fig. 44) in località Poggio

PROGETTO CARG

la Guardia – Pisciarello evidenziata anche da Mancini *et alii* (2003-04).

Rispetto ai depositi terrazzati più antichi si riscontra un notevole aumento della percentuale di clasti di origine vulcanica ed in particolare quelli attribuibili al Tufo Rosso a Scorie Nere vicano. La matrice sabbiosa non è sempre presente, è generalmente grossolana e morfologicamente poco evoluta, costituita in prevalenza da minerali ferromagnesiaci.

A questa unità si associano anche i piccoli affioramenti di depositi terrazzati localizzati lungo le piane degli affluenti del Tevere ed in particolare del T. Rigo e del T. Vezza. Questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene superiore (Mancini *et alii,* 2003-2004) e alla fase di deterioramento climatico dell'ultimo glaciale, correlabile all'intervallo compreso tra i picchi 2 e 4 della curva $\delta^{18}O$ (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995).

Lo spessore affiorante è di circa 15 - 20 m. L'ambiente è fluviale *s.l.*

Pleistocene superiore p.p.

Fig. 43 - *Affioramenti di WIC: scavo di fondazione presso la località Pallone, a S di Vitorchiano (a); facies litificata in appoggio su una facies poco coerente grigio scura a N di S. Eutizio (b); deposito distale a grandi scorie in località Pozzati (c); appoggio inconforme su WBA in una trincea stradale sul Raccordo Autostradale Viterbo – Orte, località Ost.a Capannacce (d).*

9.32. - Deposito vulcanoclastico (**l**)

Depositi generalmente massivi di natura prevalentemente cineritica, da compatti a sciolti, spesso pedogenizzati, a luoghi con pomici sub-centimetriche e cristalli sciolti, risedimentati da originari depositi vulcanici. L'alterazione, per lo più molto elevata, li rende simili ad una coltre indistinta di cui è chiara la natura vulcanica del sedimento, ma non è riconducibile ad una specifica unità di legenda. Raramente a luoghi sono riconoscibili strutture trattive nel sedimento o livelli vulcanici primari solo parzialmente conservati.

Lo spessore è in genere di ordine metrico.

Pleistocene medio - Olocene

9.33. - Unità di Attigliano (**UAG**)

Questa unità comprende travertini fitohermali lapidei porosi con incrostazioni vegetali in strati spessi e molto spessi. Essa corrisponde ai travertini "**t^3**" del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970) e si rinviene circa 1 km a N dell'abitato di Attigliano con affioramenti di limitata estensione, che formano un corpo tabulare al tetto dei depositi terrazzati dell'unità di Sipicciano.

Lo spessore massimo è valutabile in circa 10-15 m.

Pleistocene superiore - Olocene

9.34. – Unità di Case Castiglione (**TLN**)

Si tratta di un'unità composta da travertini lapidei, talora porosi, in strati da medi a spessi, con prevalenti facies fitoclastiche, talora pisolitiche. I travertini formano piccoli terrazzi deposizionali probabilmente connessi a locali emergenze termali. Si rinvengono in affioramenti isolati a circa 8 km ad ovest dall'abitato di Viterbo, in località Fontanacce - Case Castiglione; lateralmente molto discontinui, presentano spessori estremamente variabili, da pochi metri a oltre 10 m.

Olocene

PROGETTO CARG

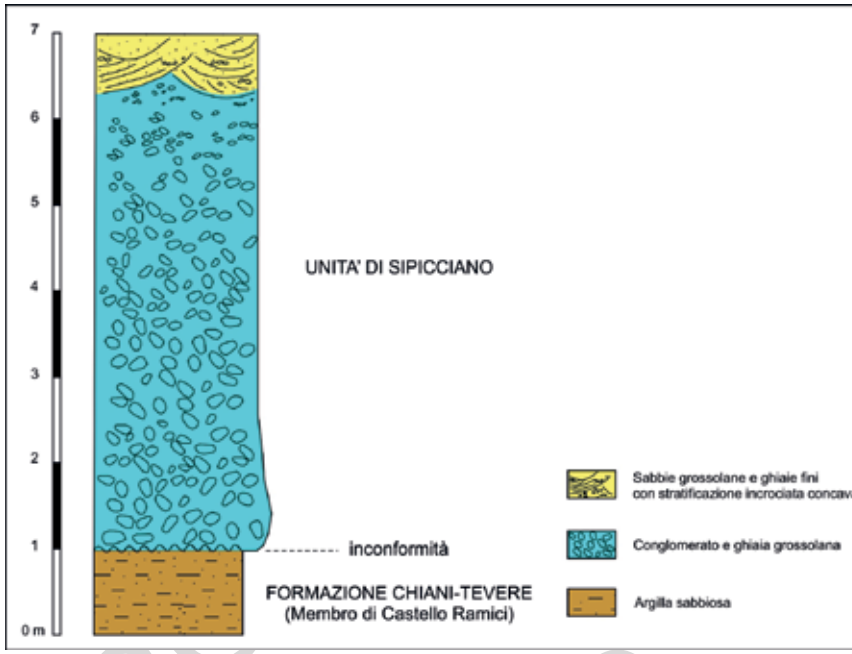


Fig. 44 - *Sezione stratigrafica misurata nell'unità di Sipicciano (UCI) in località Poggio la Guardia – Pisciarello*

9.35. - Unità del Fosso Urcionio (**UFU**)

A questa unità sono stati riferiti due piccoli affioramenti nell'area urbana di Viterbo. Sulla sponda sinistra del Fosso Urcionio, in corrispondenza di Via Belluno e sulla sponda destra dello stesso fosso, all'inizio di Via S. Giovanni Decollato nei pressi di Porta Faul, affiorano due piccoli lembi di ghiaie costituite da ciottoli e ciottoli grossolani lavici, con forme sferoidali e lamellari e con materiale cineritico epiclastico a tetto dell'Ignimbrite Cimina e del Tufo Rosso a Scorie Nere vicano. Tali depositi hanno 2–3 m di spessore, sono sopraelevati di almeno 5 m rispetto all'alveo del Fosso Urcionio e rappresentano pertanto la testimonianza di terrazzi alluvionali.

Olocene

9.36. - Unità di Bullicame (**UVT**)

In questa unità, che corrisponde ai travertini "**t^4**" del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970), sono raggruppati i travertini formati ed in formazione, con un grado di diagenesi variabile: in superficie sono più friabili e teneri, mentre in profondità assumono consistenza lapidea.

L'unità di Bullicame è composta da due litofacies: travertini porosi ben cementati, che contengono localmente gusci di gasteropodi e frammenti vegetali incrostati di carbonato di calcio, talora con intercalazioni di paleosuoli limoso-sabbiosi bruni e/o localmente di depositi alluvionali; travertini stromatolitici in strati medio-spessi con sottili lamine piane. La deposizione dei travertini prosegue anche attualmente ad opera delle acque termali erogate dalle principali emergenze, formando l'esteso *plateau* idrotermale della piana di Viterbo. Le manifestazioni termali, anteriormente alle ricerche della Società Terni per forze endogene nel 1950 (v. capitolo 1 del titolo X), erano costituite da circa 50 sorgenti (Camponeschi & Nolasco, 1984) ubicate in una fascia lunga circa 13 km e larga poco meno di 4 km ad O di Viterbo, le più importanti delle quali sono quelle di Zitelle, Bullicame, Bagnaccio, Carletti e Bacucco. I travertini sono distribuiti in modo asimmetrico rispetto alle sorgenti da cui derivano, presumibilmente in funzione soprattutto della paleomorfologia nonché delle condizioni al contorno che, sotto il profilo idrogeologico, hanno condizionato il deflusso delle acque termali.

Questi depositi sono stati studiati da Fritz (1965), Gonfiantini *et alii* (1968), Dall'aglio & Tedesco (1968), Baldi & Ferrara (1973), Manfra *et alii* (1976), Barbieri *et alii* (1979), Folk (1990; 1993; 1994), Chafetz & Lawrence (1994) Pentecost (1995), Allen *et alii* (2000), Minissale *et alii* (2002). Per i lavori di Manfra *et alii* (1976), Barbieri *et alii*(1979) e Minissale *et alii* (2002) si veda il capitolo 5 del titolo VII. Particolare rilevanza assumono gli studi di Folk (1990; 1993; 1994), Chafetz & Lawrence (1994), Pentecost (1995), Allen *et alii* (2000), che hanno esaminato i caratteri biogeochimici di alcuni siti negli Stati Uniti e delle sorgenti Bullicame e Zitelle.

Le ricerche di questi Autori hanno evidenziato che le sorgenti di acque termali carbonatiche contengono biomarker fisici microscopici come microbi e batteri tali da produrre una sostanza polimerica extracellulare (EPS) che forma una matrice tridimensionale nota come biofilm spesso rivestito da silice e ossidi di ferro. Sono state riconosciute anche sferule mineralizzate submicroscopiche dovute ad attività biologica ed in alcuni casi è stato osservato che i microbi alterano selettivamente le superfici dei minerali formando diverse strutture. I depositi delle sorgenti termali sono considerati di primaria importanza per l'esplorazione biologica di Marte.

Lo spessore massimo affiorante di questa unità arriva a circa 30 m e diminuisce verso S, dove è delimitato dal corso del Fosso Urcionio.

Olocene

PROGETTO CARG

9.37. - Deposito alluvionale (**b**)

Si tratta dei depositi di fondovalle legati ad ambienti fluvio-lacustri e palustri formati in gran parte da ghiaie eterogenee ed eterometriche ben arrotondate con matrice sabbioso-pelitica, alternate a sabbie limose, talora con rari livelli di torba e paleosuoli. Le migliori condizioni di esposizione si riscontrano nelle cave in fossa, adiacenti all'attuale alveo del F. Tevere. Questi depositi corrispondono parzialmente ai depositi alluvionali terrazzati del terzo e del quarto ordine del Foglio 137 "Viterbo" (Servizio Geologico d'Italia, 1970).

I depositi alluvionali attuali sono ampiamente diffusi soprattutto nel settore nord-orientale del Foglio, in coincidenza con la media valle del F. Tevere.

Le estensioni maggiori sono infatti legate alla piana alluvionale del F. Tevere e ai suoi affluenti principali: Torrente Rigo, Torrente Vezza, Fosso del Rio, Fosso Rio Chiaro in destra orografica e Fosso Pioggia - Fosso Cagnana, Fosso Pescara, Fosso di Attigliano in sinistra orografica. Questi depositi sono diffusi anche nel settore ad ovest dell'abitato di Viterbo, perchè in questa area vi è una prevalenza dei fenomeni di deposizione negli alvei fluviali del Fosso Urcionio, del Fosso dell'Elce, del Fosso Madonna degli Occhi Bianchi, del Fosso dell'Acqua Matta, del Fosso di Santa Caterina e del Fosso di Castiglione, al contrario di quanto accade nei settori ad est dell'area urbana viterbese, ove lungo le incisioni fluviali prevalgono fenomeni erosivi (Chiocchini, 2006).

Nel settore ad ovest di Viterbo il loro spessore arriva a circa 8–10 m, mentre lungo l'alveo del F. Tevere lo spessore massimo è dell'ordine di 15–20 m.

Olocene

9.38. - Coltre eluvio-colluviale ($\mathbf{b_2}$)

Questi depositi sono molto diffusi e derivano dall'alterazione delle litologie ad essi circostanti, in particolare delle unità piroclastiche e dell'unità di Grotte S. Stefano, e dal loro accumulo lungo le pendici dei versanti e sulle superfici di alcuni *plateau*, sul fondo di vallecole e di depressioni. Essi comprendono materiali eterometrici ed eterogenici o monogenici con matrice prevalentemente sabbioso-limosa, talora pelitica, di colore bruno o rossastro, con spessori variabili in funzione della morfologia da pochi centimetri a diversi metri. Talvolta i depositi eluvio–colluviali sono profondamente rimaneggiati dall'azione antropica essenzialmente nelle aree agricole, oppure appaiono terrazzati e/o mescolati a terreno di riporto in prossimità e nelle aree urbane.

Accumuli di questi depositi, generalmente non cartografabili, con spessori massimi di 4-5 m si riscontrano soprattutto nei fondovalle ove scaricano i torrenti che drenano aree caratterizzate da processi erosivi di tipo calanchivo, in particolare nella zona di Alviano, nel membro di Castello Ramici della formazione Chiani-Tevere.

Olocene

PROGETTO CARG

9.39. - Deposito di frana (**a_1**)

Questi materiali detritici sono dovuti a frane generalmente di crollo, ribaltamento o frane complesse, non sempre cartografabili; essi sono abbastanza diffusi, soprattutto lungo il bordo occidentale della valle del F. Tevere in corrispondenza delle principali rupi tufacee sovrastanti litologie meno competenti soggette ad intensi fenomeni erosivi.

Queste frane producono generalmente accumuli detritici caotici eterometrici contenenti a volte grossi blocchi di rocce piroclastiche e di travertini. In sinistra orografica, invece, soprattutto nelle aree caratterizzate da processi erosivi di tipo calanchivo, in particolare nella zona di Alviano nel membro di Castello Ramici della formazione Chiani–Tevere, sono abbastanza frequenti piccoli corpi di frana non cartografabili con matrice pelitica, con forma prevalentemente conica, interpretabili come depositi di colata di fango.

Olocene

9.40. - Deposito di versante (**a**)

Si tratta di accumuli clastici eterometrici recenti, a spigoli vivi, caotici, in genere privi o quasi di matrice. Al piede dei versanti delle formazioni mesozoiche del Calcare Massiccio e della Corniola le coltri detritiche di forma conica sono spesso cementate per effetto delle acque circolanti, mentre alla sommità si presentano sciolte. Coperture detritiche si ritrovano associate anche al Flysch della Tolfa nella zona delle Rovine di Ferento.

Lo spessore è difficilmente misurabile in quanto fortemente condizionato dalla morfologia, valutabile comunque in almeno alcune decine di metri al piede dei versanti delle unità mesozoiche.

Olocene

10. – Deposito antropico (**h**)

In questo tipo di deposito sono compresi materiali eterogenei di origine antropica o rimaneggiati dall'azione antropica, a luoghi intercalati o misti a depositi alluvionali e/o eluvio-colluviali attuali.

Tali materiali sono connessi a varie forme di attività antropica (scavi, discariche, livellamenti, ecc.) svolte durante diversi secoli e si rinvengono nei terrapieni, nei rilevati artificiali, nei depositi di colmata di antichi alvei fluviali ed in connessione alla realizzazione di infrastrutture.

PROGETTO CARG

I terreni di riporto, riconosciuti anche mediante sondaggi, sono presenti in quasi tutta l'area urbana di Viterbo in particolare nelle zone tra S. Maria in Gradi, S. Maria del Paradiso e la stazione F.S. di Porta Fiorentina e tra S. Maria in Gradi e Prato Giardino (Chiocchini, 2006).

Si rinvengono anche, con estensione limitata, in prossimità degli abitati di Graffignano e Celleno ed in sinistra del F. Tevere nella zona di Attigliano.

Lo spessore varia da pochi metri fino a circa 18 m nella zona di Via della Rimessa a Viterbo (Chiocchini, 2006).

Olocene

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - ELEMENTI DI TETTONICA

1. - IL GRABEN DEL PAGLIA-TEVERE

Come già accennato nel Titolo IV il *Graben* del Paglia-Tevere costituisce uno degli elementi strutturali più importanti del Foglio.

Mattias (1966) segnala nell'area viterbese e vicana la presenza di un sistema di faglie individuate con metodi geofisici, riportate anche nella allegata cartografia, in corrispondenza dell'allineamento delle sorgenti termali e delle placche di travertino, la cui direzione è all'incirca N - S e che danno luogo ad un rigetto complessivo, ottenuto sempre mediante metodi sismici, dell'ordine di 500-600 m. Questi dati sono stati confermati anche dai risultati delle perforazioni eseguite dalla Società Terni nel 1950 -1951. Ulteriori studi (Mattias & Ventriglia,1970; Baldi *et alii*,1974; Conti *et alii*, 1980; Borghetti *et alii*,1981, 1985; Sollevanti,1983; Lardini & Nappi, 1987; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1987) hanno individuato i principali eventi utili ai fini di una ricostruzione dell'evoluzione geodinamica dell'area del Foglio. In particolare, gli studi sulla neotettonica (Conti *et alii*, 1980; Consiglio Nazionale delle Ricerche,1987) evidenziano l'esistenza di cinque fasce adiacenti orientate NO-SE con differente evoluzione (Fig. 45). La fascia 1, ubicata a ovest della città di Viterbo, fa parte di una struttura in sollevamento durante il Pliocene ed il Quaternario e comprende l'alto strutturale Castell'Azzara – Monterazzano. Le fasce 2, 3 e 4 corrispondono al *Graben* del Paglia – Tevere (v. figg. 4 e 45). La fascia 2, che comprende parte dei Monti Cimini ed il Lago di Vico, è caratterizzata da abbassamento nel Pliocene inferiore

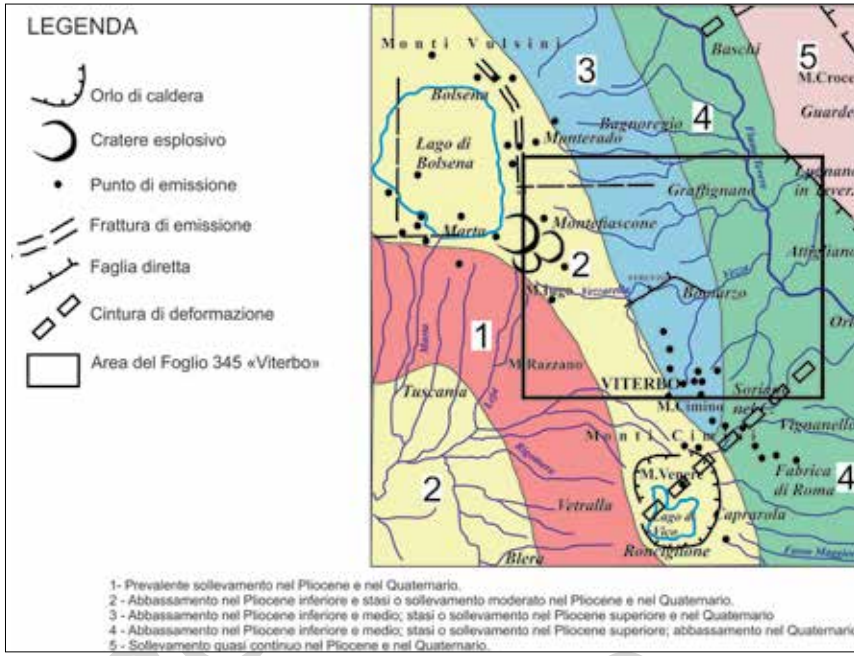


Fig. 45 - *Carta neotettonica dell'area viterbese con le cinque fasce adiacenti orientate NO-SE con differente evoluzione strutturale. La fascia 1 comprende l'unità 5 (dominio ligure) di figura 4; le fasce 2, 3, 4 e la fascia 5 includono rispettivamente l'unità 1 (unità sedimentarie del Pliocene-Quaternario) e l'unità 4 (dominio umbro-sabino) della stessa figura. Da* Chiocchini & Madonna *(2006) in:* Chiocchini editor *(2006), modificato.*

-medio e sollevamento fino al Pleistocene inferiore. La fascia 3 è soggetta ad abbassamento nel Pliocene inferiore - medio e a stasi o sollevamento nel Pliocene superiore e nel Quaternario. La fascia 4 si è abbassata nel Pliocene inferiore – medio, è rimasta ferma o si è sollevata nel Pliocene superiore, si è abbassata nel Pleistocene inferiore ed è rimasta ferma o si è sollevata fino al Pleistocene medio. Infine la fascia 5, che comprende la dorsale Amelia - Narni, si è sollevata dal Pliocene al Quaternario.

Nell'ambito del Foglio il *Graben* Paglia-Tevere è delimitato ad oriente dalla struttura della dorsale Amelia-Narni per mezzo di faglie bordiere dirette ad alto angolo. A questo sistema possono essere quindi riferite le faglie dirette con direzione appenninica che sono state rilevate sul bordo occidentale dei rilievi carbonatici mesozoici nella zona NE del Foglio, che ribassano verso ovest il Calcare Massiccio e portano in affioramento la Corniola.

Le strutture principali tuttavia sono completamente obliterate e suturate dai

sovrastanti depositi pliocenico - quaternari.

Ad occidente il *Graben* Paglia - Tevere è delimitato dall'alto strutturale Castell'Azzara - Monterazzano che nel Foglio è rappresentato dagli affioramenti di Monterazzano e di Ferento (Baldi *et alii*, 1974), formanti strutture con blande forme sinclinaliche con assi in direzione appenninica. Per il resto l'alto strutturale è sepolto in buona parte sotto i depositi vulcanici e le coperture quaternarie (Funiciello & Parotto, 1978; Barberi *et alii*, 1994).

L'assetto strutturale del Bacino del Paglia -Tevere è complicato dalla presenza di numerosi elementi tettonici trasversali, quali faglie con cinematiche da normale a trascorrente e fratture sub-verticali con direzione SO-NE prevalente ma anche E-O (Toro, 1978; Conti *et alii*, 1980; Borghetti *et alii*, 1981; Girotti & Piccardi, 1994; Piccardi, 1994; Cattuto *et alii*, 1997; Mancini *et alii* 2003-2004). Tuttavia le cattive condizioni di esposizione e la natura poco competente della maggior parte delle unità pliocenico - quaternarie affioranti non permettono di osservare i caratteri strutturali che possono essere intuiti solo in base a considerazioni geomorfologiche e stratigrafiche. In pratica tutte le unità postorogene mostrano giaciture orizzontali che evidenziano come esse siano state interessate solo da movimenti verticali di abbassamento e sollevamento connessi alla tettonica estensionale del Pliocene e del Quaternario. L'espressione di tali movimenti è materializzata nella carta geologica da due sistemi di faglie dirette probabili orientati NO–SE e SO–NE desunti dalle suddette considerazioni di carattere geomorfologico e stratigrafico.

Al di sotto dei sedimenti "neoautoctoni" *sensu* Ambrosetti *et alii* (1987) sono presenti successioni carbonatico-silico-marnose e terrigene di età mesozoico-cenozoica appartenenti alle unità tettonico-sedimentarie toscane, liguri e umbro-sabine, impilate per mezzo di *thrust* con direzione NO-SE e N-S e vergenza orientale (Buonasorte *et alii*, 1987). A Monterazzano – Poggio della Ficona, 7 Km circa a ONO di Viterbo, e nei pressi di Ferento, 8 Km circa a NNE di quest'ultimo, affiorano i due lembi di unità liguridi (Chiocchini & Madonna, 2005), riconosciute anche nel sottosuolo, sovrapposte tettonicamente sulle unità meso-cenozoiche della Falda toscana come risulta dalle indagini eseguite dalla Società Terni nel 1950 – 1951. Nei Monti Cimini, invece, le unità liguridi giacciono tettonicamente sulla successione umbro-marchigiana, come evidenziato dalle perforazioni dell'ENEL e dell'ENI - AGIP nel 1989 - 1990 per ricerche di energia geotermica. Tali affioramenti rappresentano il segmento meridionale dell'alto strutturale Castell'Azzara – Monterazzano (Chiocchini editor, 2006).

Nell'area Monti Cimini – Monterazzano – dorsale Amelia-Narni le sezioni stratigrafico - strutturali (Fig. 46) evidenziano innanzitutto che, al disotto di circa 350 m di unità vulcaniche, sono presenti circa 800 m di sedimenti argillosi del Pliocene inferiore del Graben del Tevere e il Flysch della Tolfa che è sovrascorso sia sulla Falda toscana sia sulla Successione umbro – marchigiana, a sua volta

PROGETTO CARG

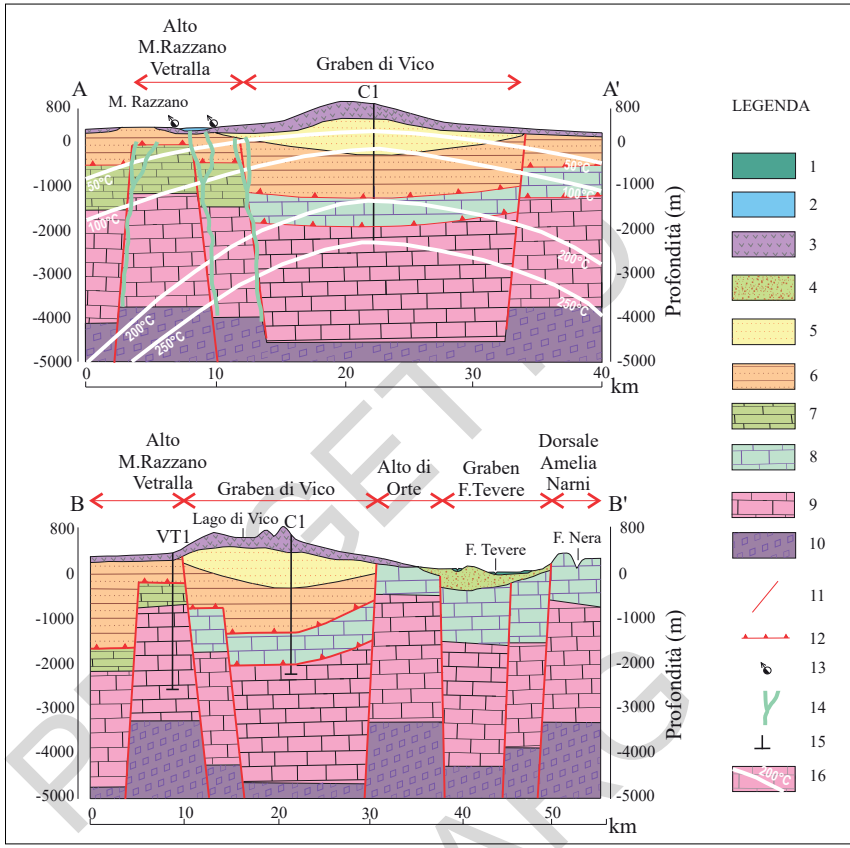


Fig. 46 - *Sezioni geologiche interpretative tratte da* Chiocchini *et alii, 2010, dell'area tra i Monti Cimini, Monterazzano e la dorsale Amelia - Narni.*
1, depositi alluvionali (Olocene); 2, travertini (Olocene); 3, unità piroclastiche dei distretti Cimino e Vicano (Pleistocene); 4, sedimenti argillosi e sabbiosi (Pliocene superiore – Pleistocene inferiore); 5, sedimenti argillosi (Pliocene inferiore); 6, Flysch della Tolfa (Cretacico superiore – Eocene); Falda toscana: 7, successione Scaglia – Diaspri - Calcari selciferi - Rosso ammonitico – Calcare massiccio (Lias inferiore - Paleogene); Successione umbro – marchigiana: 8, Scaglia – Marne a Fucoidi – Maiolica – Calcari diasprini – Rosso ammonitico (Lias inferiore – Paleogene); 9, Calcare a Rhaetavicula contorta - *Calcare cavernoso (Triassico superiore); 10, substrato filladico – quarzitico (Permiano); 11, faglia normale; 12,* thrust*; 13, sorgente termale; 14, intrusioni magmatiche dei distretti Cimino e Vicano; 14, sondaggio (C1, Cimini 1; VT1, Vetralla 1); 16, isoterma.*

sovrascorsa sul Calcare a *Rhaetavicula contorta*, con spessore di circa 500 m nel settore sudoccidentale e di circa 1000 m nel settore nordorientale. La geometria delle due successioni suggerisce un contatto mediante una faglia diretta con direzione NO – SE, che coincide con il bordo occidentale della caldera che

ospita il Lago di Vico. Quest'ultima coincide con la fascia di anomalie gravimetriche negative e magnetiche positive che individuano un *graben* e sono dovute all'intrusione di un corpo magmatico (Sollevanti, 1983), che avrebbe prodotto il parziale sollevamento del Flysch della Tolfa e dei sovrastanti sedimenti prevalentemente argillosi.

Dalla figura 46 risulta inoltre che i sedimenti argillosi del Pliocene inferiore hanno una geometria lenticolare, assottigliandosi verso i bordi del Lago di Vico.

Per ulteriori dettagli sui risultati di tali indagini si rimanda al Titolo X.

La scarsità di affioramenti e le estese coperture vulcaniche e quaternarie di gran parte del settore centro - occidentale del Foglio non permettono di trovare sul terreno alcun riscontro al complesso assetto strutturale del sottosuolo.

Tuttavia la mappa delle anomalie gravimetriche di Di Filippo *et alii* (1999) sviluppata ad est del Lago di Bolsena indica un decremento discontinuo dei valori della gravità verso NE, che evidenzia un basculamento del basamento carbonatico, con conseguente aumento dello spessore delle unità alloctone e neogeniche. Inoltre le anomalie gravimetriche indicano che le strutture carbonatiche sottostanti risultano dislocate da sistemi di faglie dirette E-O e N-S, che hanno guidato la risalita dei fusi silicatici nel settore occidentale del Foglio.

2. – IL BACINO CONTINENTALE DEL TORRENTE VEZZA

L'area valliva del Torrente Vezza, posta tra i comuni di Vitorchiano, Bomarzo, Grotte S. Stefano e Sipicciano, è stata già oggetto di studi geologici (Mancini *et alii*, 2003-04), strutturali (Borghetti *et alii,* 1981; Conti *et alii,*1981; Funiciello *et alii,* 1981; Sollevanti, 1983; Nappi & Marini, 1986a; Nappi *et alii,* 1987; Nappi & Valentini, 2005) e vulcanologici (Mattias, 1969, SGI, 1970; Micheluccini *et alii*, 1971; Borghetti & Sbrana, 1986; Lardini & Nappi, 1987; Nappi *et alii,* 1993, 2004).

Il T. Vezza, che scorre a S di Grotte S. Stefano e di Sipicciano, si estende in direzione circa antiappenninica con asse principale OSO-ENE, e sviluppa con i suoi affluenti un reticolo idrografico che si può definire da rettangolare a meandriforme (verso la confluenza a est col Tevere) con probabile controllo, in accordo con Borghetti *et alii* (1981) e Sollevanti (1983), di tipo tettonico.

Due elementi geomorfologici potrebbero avvalorare questa ipotesi di controllo strutturale, evidenziato in carta mediante allineamenti tettonici riconosciuti o presunti nei punti di maggiore evidenza morfologica: l'accumulo e lo sviluppo, in corrispondenza di diverse anse del torrente, di ampi depositi alluvionali terrazzati (unità di Sipicciano UCI), che si correlano a quelli presenti sul versante umbro della valle del Tevere; e una imponente falda di detrito (deposito di versante e

PROGETTO CARG

deposito di versante a grossi blocchi), sulle scarpate della valle del Vezza, incisa nel basamento plio-pleistocenico sabbioso-argilloso, che nel suo tratto medio si restringe e approfondisce parallelamente alle pareti dei due *plateau* da essa separati (tav. 2).

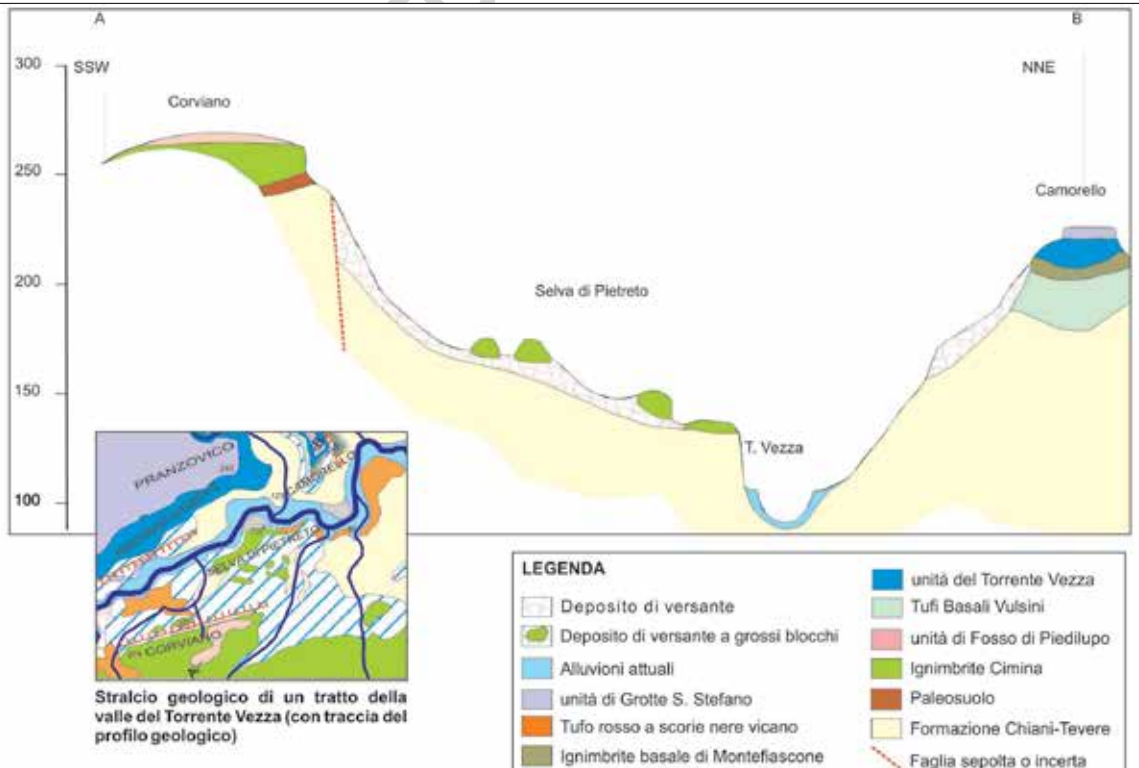
Elementi aggiuntivi, ma non di minor rilievo, di questo quadro sono gli estesi fenomeni di mineralizzazioni secondarie (Fig. 31b), dovute a processi di alterazione idrotermale, visibili sotto forma di patine brune, incrostazioni e metasomatismo dei minerali, che interessano i depositi vulcanoclastici, favoriti dalla presenza di esalazioni gassose (Borghetti *et alii*, 1981) instauratisi in corrispondenza di tettonica zone fratturate e/o fagliate.

Alla medesima origine si possono ricondurre le impregnazioni travertinose degli stessi depositi vulcanoclastici nonché la formazione di strati molto spessi di travertino in facies fitoclastica con strutture aggettanti da cascata, che si intercalano a varie altezze nella unità del Torrente Vezza (TZV), depositati, secondo Mancini *et alii* (2003-2004), durante le fasi di stasi nell'attività vulcanica dalle locali sorgenti idrotermali allineate lungo sistemi di faglie e di fratture ai margini dei complessi vulcanici.

Il ritrovamento di affioramenti di diversi depositi di flusso piroclastico cronologicamente abbastanza distanti tra loro, relativi alla attività vulsina (Nenfro,WNE, età K/Ar 505,2±5,7 ka; Nappi *et alii*, 1995, da Santi, 1991, ricalcolata; Ignimbrite basale di Montefiascone, WIM) e vicana (Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, WIC, età ^{40}Ar-^{39}Ar 150±4 ka, Laurenzi & Villa, 1987) lungo la stessa parete della valle del T. Vezza (tra Arenara e Pian Auta), a poche decine di metri di dislivello tra loro, porta alle seguenti considerazioni: il bacino continentale del Vezza ha rappresentato un'area di persistente subsidenza almeno a iniziare dalla messa in posto di WNE; la presenza di WIC con distribuzione di alcuni suoi affioramenti (ad es. quello di S. Maria in Casoli) in asse con le attuali direttrici idrografiche della valle del Vezza, fa ipotizzare una tettonica del bacino sicuramente ancora attiva di recente e correlabile alla tettonica regionale (strutturazione del *Graben* Paglia-Tevere).

PROGETTO CARG

Tav. 2 - *Sezione geologica schematica che attraversa la valle del Torrente Vezza (La scala delle altezze è esagerata di4 volte rispetto alle distanze).*



Stralcio geologico di un tratto della valle del Torrente Vezza (con traccia del profilo geologico)

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA

1. - INTRODUZIONE

In accordo con quanto previsto nei Quaderni del Servizio Geologico d'italia (Pasquarè *et alii,* 1992), la sistematica delle rocce vulcaniche richiede, oltre all'esame mineralogico-petrografico, anche l'analisi chimica (in termini di elementi maggiori) e, quando necessario, il calcolo delle relative norme CIPW. Le analisi chimiche dei campioni di vulcaniti del Foglio 345 "Viterbo" sono state effettuate presso l'*Activation Laboratories* di Ancaster (Ontario, Canada) mediante ICP e ICP-MS. Nell'utilizzo dei diagrammi classificativi la somma delle percentuali degli ossidi è stata normalizzata a 100 su base anidra. L'affinità è stata definita in base al diagramma $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ o TAS (Total Alkali Silica; Le Bas *et alii*, 1986) utilizzando le suddivisioni per le rocce alcaline suggerite da Le Maitre (1984) e basate sul confronto tra % Na_2O e % K_2O per la definizione di serie sodiche e serie potassiche

Tuttavia, nel caso delle rocce fortemente alcaline ricche in leucite (notevolmente diffuse nell'area del Foglio 345 "Viterbo" e in tutto il territorio interessato dal vulcanismo quaternario dell'Italia centro-meridionale), queste non sono facilmente rappresentabili nel TAS, in quanto in tale diagramma i campi di variabilità dei diversi litotipi risultano fortemente compressi e spesso sovrapposti. In questo caso la classificazione modale consente una maggiore espansione dei campi di variabilità compositiva e una migliore discriminazione. Quindi, in accordo con quanto suggerito da Innocenti *et alii* (1999), per una più corretta classificazione

delle rocce vulcaniche fortemente sottosature presenti nel Foglio 345 "Viterbo" è stata utilizzata prioritariamente la composizione modale e, qualora non è stato possibile raggiungere una valutazione accurata delle fasi, è stata adottata una stima semi-quantitativa dei minerali, come indicato nella Tabella 4 di Innocenti *et alii* (1999).

2. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO CIMINO

Le vulcaniti del Distretto Vulcanico Cimino affioranti nell'area sud-orientale del Foglio 345 "Viterbo" sono riferibili alle rocce definite in letteratura come transizionali (Conticelli & Peccerillo, 1992) ed hanno una composizione che varia con continuità da shoshonitica a trachitica, con una prevalenza di termini latitici (Fig. 47).

Tutte le vulcaniti cimine sono contenute in un unico sintema (sintema della Faggeta) e corrispondono ad un periodo eruttivo molto breve (si veda il Titolo IX della presenti Note); tuttavia, esse si sono messe in posto in almeno quattro differenti e successive manifestazioni (Lardini & Nappi, 1987) che corrispondono alle quattro unità riconosciute in legenda. Tali unità sono anche contraddistinte da precise caratteristiche petrografiche e chimiche e possono quindi essere descritte come quattro gruppi differenti.

Il primo gruppo corrisponde alle lave di Canepina (KCA) ed è costituito da lave compatte in domi o tozze colate a composizione quasi esclusivamente trachitica (SiO_2 tra 62,2 e 64,7 % in peso) e caratterizzate da un basso contenuto in alcali (Na_2O+K_2O tra 7,5 e 8,2 % in peso). Soltanto un campione di questo gruppo (VT186) mostra una composizione latitica (SiO_2 61,4 % in peso e N_2O+K_2O 7,2 % in peso), anche se molto vicina al limite con le trachiti.

Il secondo gruppo è invece rappresentato da depositi da colata piroclastica a grana fine e grado di compattezza variabile (Ignimbrite Cimina *Auctt*., WBA) la cui frazione juvenile mostra una composizione prevalentemente trachitica, con un campione che ricade appena all'interno del campo delle latiti. Tale *range* composizionale, analogo a quello del gruppo precedente, è caratterizzato da un ridotto contenuto in alcali (Na_2O+K_2O tra 7,5 e 8,2 % in peso) e valori di silice leggermente più bassi (SiO_2 tra 61, 6 e 63,8 % in peso).

Il terzo gruppo corrisponde alle lave di Poggio S. Venanzio (KPV) ed è costituito da lave compatte in diverse colate sovrapposte, a composizione tipicamente latitica (SiO_2 tra 57,8 e 61,6 % in peso; Na_2O+K_2O tra 7 e 8,2 % in peso).

Il quarto gruppo è invece rappresentato dalle lave molto compatte di Poggio Orlando (KPO), la cui composizione varia da shoshonitica a latitica e comprende i termini più primitivi tra quelli osservati nell'area cimina. Le latiti sono di gran lunga i termini prevalenti e hanno valori di SiO_2 compresi tra 56,6 e 58,3 (% in

PROGETTO CARG

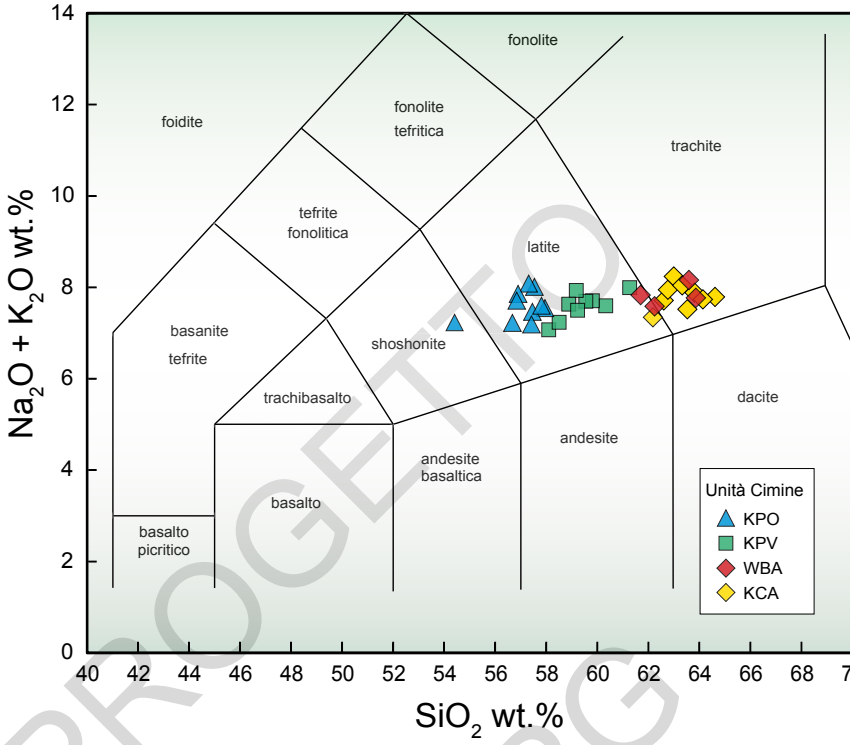


Fig. 47 - *Diagramma TAS delle unità vulcaniche cimine.*

peso), mentre gli alcali (Na_2O+K_2O) variano tra 7,2 e 8 (% in peso). Il campione a composizione shoshonitica è caratterizzato da valori di SiO_2 più bassi (54,3) ed alcali pari a 7,2 (% peso), e rappresenta il termine meno evoluto del Distretto Cimino affiorante nell'area del Foglio 345 "Viterbo".

Nel loro complesso, dal punto di vista del contenuto in elementi maggiori tutte le vulcaniti cimine analizzate mostrano valori di SiO_2 compresi nell'intervallo 54,3-64,7 (% in peso), mentre Na_2O e K_2O variano rispettivamente tra 1,3-2,2 (% in peso) e 5,2-6,5 (% in peso); CaO varia tra 3,1-7,1 (% in peso), MgO è compreso tra 1,8-9 (% in peso) e Al_2O_3 è dell'ordine di 13,9-16,9 (% in peso). FeO, TiO_2, MgO e CaO formano degli evidenti trend negativi se messi in relazione con il contenuto in SiO_2, mentre Na_2O e Al_2O_3 mostrano una correlazione positiva con la SiO_2.

Osservando il contenuto degli elementi in tracce si può evidenziare una certa variabilità all'interno dei campioni studiati, correlabile ai quattro gruppi

PROGETTO CARG

già differenziati sia dal punto di vista stratigrafico sia da quello petrografico. I dati di maggiore interesse riguardano gli elementi ad alta forza di campo (es. Zr, Nb, Hf) e gli elementi di transizione (es. Cr, Co, Ni, V), che aumentano progressivamente passando dal gruppo delle rocce trachitiche a quello dei termini latitici fino alla shoshonite, mostrando una precisa correlazione negativa con il contenuto in SiO_2. Gli elementi litofili a grande raggio ionico (es. Sr, Ba, Rb), invece, non mostrano significative correlazioni con il contenuto in SiO_2, e hanno una certa variabilità anche all'interno dello stesso gruppo di rocce.

In conclusione, dai dati petrografici e geochimici acquisiti sulle vulcaniti cimine e dalla ricostruzione stratigrafica effettuata sul terreno emerge la presenza di un *range* composizionale più ampio di quello finora noto in letteratura (Ventriglia, 1963; Mittempergher & Tedesco, 1963; Puxeddu, 1971; Di Sabatino & Della Ventura, 1982; Aulinas *et alii*, 2011) e descritto nelle precedenti edizioni della cartografia geologica, mentre appare perfettamente confrontabile con quello riportato in Conticelli *et alii* (2013). Tale *range* composizionale è caratterizzato dal progressivo passaggio dai termini trachitici, emessi nelle fasi iniziali dell'attività, ai termini più basici della serie corrispondenti alle shoshoniti; prodotti a composizione intermedia sono le lave latitiche, emesse anche queste, come quelle più basiche, solo dal M. Cimino.

Dal punto di vista petrogenetico i magmi primitivi delle vulcaniti cimine, pur mostrando caratteristiche composizionali che possono richiamare una loro affinità con liquidi di origine anatettica, presentano anche molte caratteristiche chimiche e mineralogiche tipiche di rocce derivate da magmi di origine sub-crostale, evidenziando una certa affinità potassica o ultrapotassica. Una ipotesi possibile per la formazione dei liquidi primari sembra quindi essere quella di una genesi per anatessi crostale e successiva ibridizzazione dovuta all'interazione con magmi alcalini ultrapotassici.

Tuttavia, alcuni particolari caratteri petrografici e geochimici presenti nelle rocce cimine più primitive (cristalli di olivina scheletrica, elevati contenuti di Ni, Cr ed altri elementi compatibili) sembrerebbero fornire evidenze di una origine mantellica dei fusi, come anche suggerito da Conticelli *et alii* (1995). In questa ipotesi, i liquidi che hanno generato queste rocce sarebbero interpretabili come il prodotto della fusione parziale di un mantello superiore fortemente metasomatizzato, in condizioni di bassa pressione ed alta PH_2O; successivamente, effetti di contaminazione crostale associata a cristallizzazione frazionata sarebbero i responsabili del loro frazionamento dai termini shoshonitici a quelli trachitici.

In accordo con Aulinas *et alii* (2011) il Distretto Cimino rappresenterebbe la transizione geografica e cronologica tra i magmi della Provincia Magmatica Toscana e quelli della Provincia Romana. Secondo questi autori, le eterogenità osservate nei prodotti più primitivi (le olivin latiti del Monte Cimino) sarebbero indicative di eterogenità presenti nel mantello superiore sotto l'Italia Centrale.

PROGETTO CARG

Secondo Conticelli *et alii* (2013) i prodotti iniziali (domo lava e ignimbriti) sarebbero il risultato di mescolamenti tra liquidi calcalcalini alti in K a composizione basaltico-andesitica, mentre i prodotti finali più mafici sarebbero derivati dalla fusione di un mantello litosferico sub-continentale eterogeneo. Il Distretto Cimino rappresenterebbe così, assieme all'adiacente Vulcano di Vico, un anello di congiunzione tra i prodotti privi di leucite e quelli ultrapotassici contenenti leucite.

3. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO VULSINO

Nell'area del Foglio le vulcaniti del Distretto Vulsino affiorano estesamente in tutto il settore nord-occidentale e costituiscono una parte significativa dei prodotti emessi durante tutta l'attività di questo distretto vulcanico. Per la classificazione petrografica e geochimica di queste vulcaniti sono stati raccolti più di 150 campioni. Il diagramma K_2O-SiO_2 è stato usato come base per confrontare la composizione chimica dei vari litotipi, mentre per la nomenclatura è stata utilizzata prioritariamente la composizione modale e, quando non è stato possibile raggiungere una valutazione accurata delle fasi, è stata adottata una stima semi-quantitativa dei minerali, come indicato da Innocenti *et alii* (1999).

Le vulcaniti vulsine affioranti nell'area del Foglio Viterbo sono riferibili alla serie sottosatura alta in potassio della Provincia Comagmatica Romana ed hanno una composizione di tipo prevalentemente leucititico-tefritico, con subordinate leucititi, tefriti, fonoliti, meliliti e rari termini più poveri in alcali (basalti, basaniti e trachibasalti alti in potassio; Fig. 48).

In generale le rocce analizzate sono rappresentate da lave, con tessitura da afirica a porfirica, all'interno delle quali, sulla base della paragenesi mineralogica e delle caratteristiche chimiche, possono essere distinti diversi gruppi di lave, riferibili rispettivamente ad una serie fortemente sottosatura in silice, ad una serie basanitica e ad una serie satura in silice; tutte e tre le serie sono rappresentate sia da lave che da prodotti piroclastici.

Le vulcaniti riferibili alla serie fortemente sottosatura in silice (o serie leucititica) sono rappresentate da leucititi, leucititi tefritiche, tefriti a Lct e tefriti a Lct evolute. Petrograficamente sono caratterizzate da un indice porfirico variabile con fenocristalli di Ol, Cpx, Lct, Pl e Opq, presenti anche nella massa di fondo, tranne Ol, più Sa e Bt.

Le vulcaniti della serie basanitica sono rappresentate sia da termini poco evoluti, affioranti prevalentemente nella zona di Montefiascone, sia da termini più differenziati, largamente rappresentati nella zona di Bolsena. Queste vulcaniti sono costituite da basaniti a Lct, fonoliti tefritiche e tefriti fonolitiche. Esse sono

PROGETTO CARG

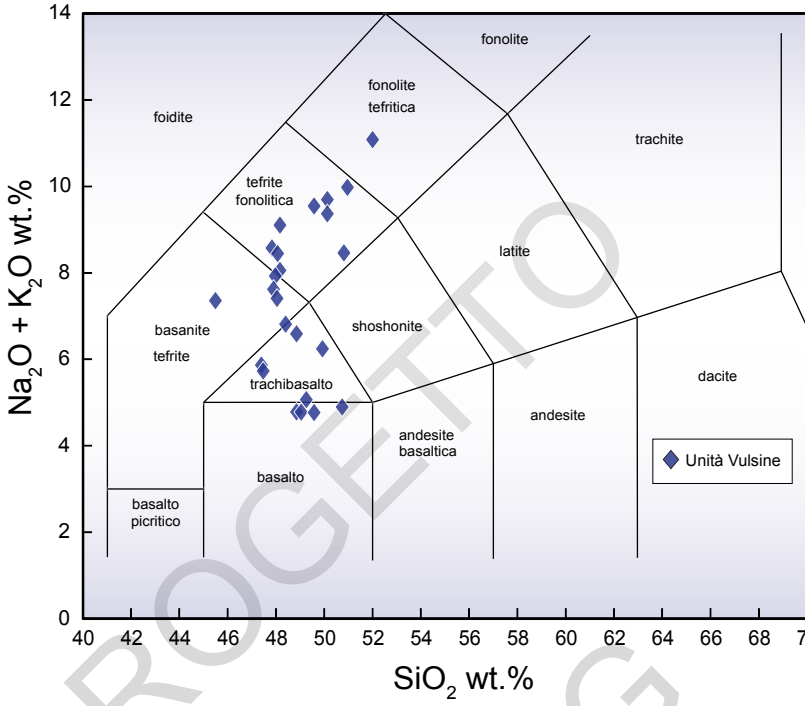


Fig. 48 - *Diagramma TAS relativo alle analisi chimiche eseguite su campioni di rocce vulcaniche vulsine ricadenti nel Foglio 345.*

PROGETTO CARG

caratterizzate da un valore elevato dell'indice porfirico con fenocristalli di Ol, Cpx e Pl, associati a minori cristalli di Bi, Opq, Amph e Sa. La massa di fondo consiste in Cpx, Pl, Opq, Bt, Sa e Lct.

Le vulcaniti della serie satura in silice (o serie shoshonitica) comprende prevalentemente basalti e basalti shoshonitici, con minori prodotti trachitici. Hanno generalmente alti valori dell'indice porfirico con fenocristalli di Ol, Cpx e Pl, associati a minori quantità di Bt e Opq, con Amph e Sa nelle trachiti. La massa di fondo è formata da Cpx, Pl, Opq, Bt e minori Sa e Lct.

Per quanto riguarda il contenuto in elementi maggiori, le rocce del Distretto Vulsino analizzate mostrano valori di SiO_2 compresi nell'intervallo 43,3-59,1 (% in peso), Na_2O e K_2O variano rispettivamente tra 0,8-3,5 (% in peso) e 3,4-9,3 (% in peso) ed il CaO varia tra 2,9 e 15,6 (% in peso). MgO presenta un significativo range di variazione (0,3–11,3 % in peso) così come Al_2O_3 (11,9-20,4 % in peso).

I rapporti K_2O/Na_2O sono elevati, in accordo con i tipici valori di rocce ap-

partenenti alle serie alte in potassio (HKS), mentre i valori di TiO_2 sono molto bassi, carattere comune a tutte le vulcaniti potassiche della Provincia Romana (Peccerillo, 1985). FeO, TiO_2 e MgO formano dei trend positivi se messi in relazione con il contenuto in CaO, mentre K_2O, Na_2O, SiO_2 e Al_2O_3 mostrano una correlazione positiva con il CaO.

In relazione al contenuto degli elementi in tracce, le analisi effettuate rivelano un significativo arricchimento nella maggior parte degli elementi idromagmatofili quali Rb (240-772 ppm), Ba (552-1489 ppm), Cs (21-95 ppm) e Th (15-175 ppm). Gli elementi ad alta forza di campo (HFSE) Ta ed Hf hanno valori relativamente bassi (rispettivamente 0,3-3,5 ppm e 3,5-18,7 ppm), in accordo con le vulcaniti della Provincia Romana (Peccerillo, 1985).

Lo Sr è compreso tra 539 ppm e 1757 ppm mentre Y, Zr e Nb hanno valori rispettivamente di 20-35 ppm, 130-878 ppm e 6-49 ppm.

In ultima analisi, sulla base dei loro caratteri geochimici, le vulcaniti analizzate sono riferibili a contesti geodinamici nei quali sono stati attivi processi di subduzione. Questo è in accordo con le ipotesi avanzate da diversi autori (es. Di Girolamo, 1978; Beccaluva *et alii*, 1991; Peccerillo & Manetti, 1985; Coltorti *et alii*, 1991), i quali mettono in relazione il magmatico potassico della Provincia Romana con un antico (ora non più attivo) processo di subduzione. Inoltre, la relativa omogeneità dei magmi potrebbe indicare una genesi da una sorgente comune, caratterizzata da diversi gradi di fusione parziale e/o da piccole differenze composizionali (es. contenuto in flogopite).

Inoltre, la presenza di rocce a composizione molto particolare affioranti nell'area del Foglio 345 "Viterbo" (lava di Fosso Feltricci, melilitite a Lct) e in zone limitrofe (es. località Forcinella, bordo sud-orientale del Lago di Bolsena, lava melilititica) indicherebbe la presenza di litotipi a composizione ultrapotassica estrema anche nella Provincia Comagmatica Romana, e non solo in ristrette aree vulcaniche intra-appenniniche, come recentemente suggerito da Di Battistini *et alii* (1998, 2001).

4. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEL DISTRETTO VULCANICO VICANO

Nell'area del Foglio 345 "Viterbo" i prodotti dell'apparato vulcanico di Vico sono ampiamente diffusi in tutto il settore meridionale. Tuttavia, la maggior parte delle vulcaniti affioranti in quest'area sono rappresentate soltanto da alcuni prodotti piroclastici delle fasi esplosive e, solo limitatamente, dalle colate laviche di Campo Farnese e di Grottone. Per una visione completa dell'intera sequenza stratigrafica del vulcano di Vico si suggerisce, quindi, di consultare il foglio geologico alla scala 1:50.000 adiacente (Foglio 355 "Ronciglione" e relative Note Illustra-

PROGETTO CARG

tive), dove il vulcano di Vico costituisce l'elemento fisiografico più importante.

Le vulcaniti del Distretto Vulcanico Vicano affioranti nell'area del Foglio 345 "Viterbo" sono riferibili alla serie sottosatura alta in potassio della Provincia Comagmatica Romana ed hanno una composizione variabile, con termini che vanno dalle fonoliti tefritiche alle fonoliti, e subordinati termini più poveri in alcali (da latiti a trachiti; Fig. 49).

In particolare, le vulcaniti del Distretto Vicano affioranti in questo Foglio possono essere distinte in due gruppi principali, corrispondenti a particolari periodi di attività e delimitati da superfici di discontinuità a valenza regionale.

Il primo gruppo di rocce corrisponde alle unità eruttive appartenenti alla prima grande fase di attività del Vico e precedono la successiva fase di completa edificazione del corpo principale dello stratovulcano. Questo primo gruppo comprende rocce a composizione prevalentemente trachitica, rappresentate sia da potenti colate laviche (lave di Campo Farnese) che da prodotti piroclastici di caduta (Tufi Stratificati Varicolori vicani *Auctt.)*.

Il secondo gruppo di rocce corrisponde alle unità appartenenti ai sintemi Fiume Fiora e Fiume Marta e definisce la fase delle grandi manifestazioni esplosive che hanno portato ai collassi calderici sommitali del vulcano. Nel presente Foglio queste vulcaniti sono rappresentate dall'Ignimbrite A (Locardi), che rappresenta la base delle unità piroclastiche (Sintema Fiume Fiora), dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, che costituisce la più potente delle unità ignimbritiche vicane, e dall'Ignimbrite D vicana (sintema Fiume Marta). Questa seconda fase è caratterizzata dall'emissione di grandi volumi di materiale piroclastico a composizione prevalentemente fonolitico tefritica e fonolitica.

In relazione al contenuto in elementi maggiori, le rocce del Distretto Vicano analizzate si possono considerare piuttosto evolute e sono prive dei termini a basso contenuto in SiO_2 ed elevati tenori di MgO e CaO, generalmente presenti in altre associazioni della Provincia Romana (Peccerillo & Manetti, 1985; Barbieri *et alii*, 1988). Esse mostrano infatti valori di SiO_2 compresi nell'intervallo 54,8-65,4 (% in peso), Na_2O e K_2O variano rispettivamente tra 2-4,2 (% in peso) e 4,1-9,5 (% in peso) ed il CaO varia tra 2,2 e 6,5 (% in peso). MgO presenta un significativo *range* di variazione (0,4-4,4 % in peso) così come Al_2O_3 (14,9-20,4 % in peso). I rapporti K_2O/Na_2O sono elevati, in accordo con i tipici valori di rocce appartenenti alle serie alte in potassio (HKS), mentre i valori di TiO_2 sono molto bassi, carattere comune a tutte le vulcaniti potassiche della Provincia Romana (Peccerillo, 1985). FeO, TiO_2 e MgO formano dei *trend* positivi se messi in relazione con il contenuto in CaO, mentre K_2O e Na_2O mostrano una correlazione positiva con il CaO.

Per quanto riguarda il contenuto degli elementi in tracce, le analisi effettuate rivelano un significativo arricchimento nella maggior parte degli elementi idro-

PROGETTO CARG

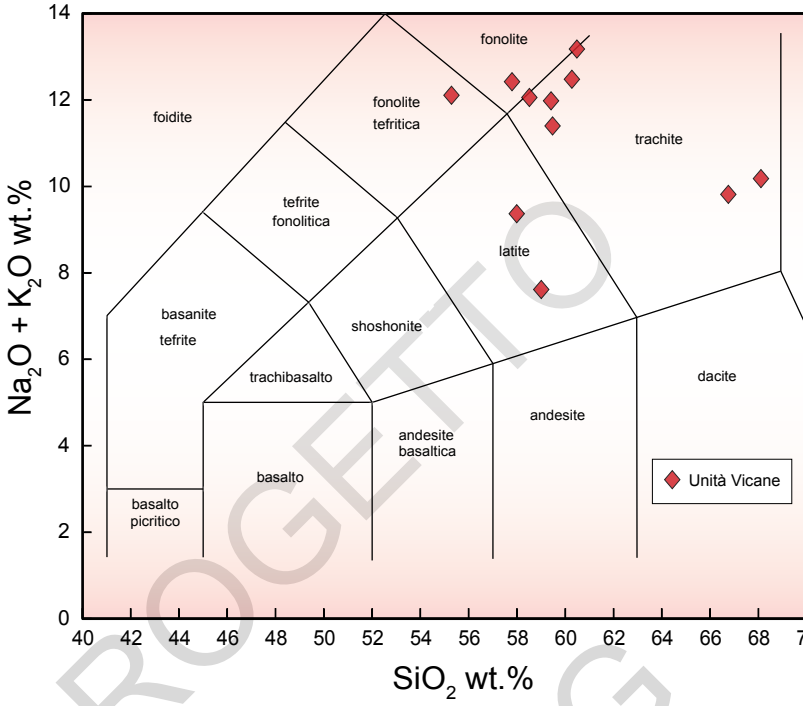


Fig. 49 - *TAS relativo alle analisi chimiche eseguite su campioni di rocce vulcaniche vicane ricadenti nel Foglio 345.*

PROGETTO CARG

magmatofili quali Rb (363-957 ppm), Ba (86-1413 ppm), Cs (29,5-181 ppm) e Th (58,6-175 ppm). Gli elementi ad alta forza di campo (HFSE) Ta ed Hf hanno valori relativamente bassi (rispettivamente 1,6-3,5 ppm e 9,4-20,1 ppm), in accordo con le vulcaniti della Provincia Romana (Peccerillo, 1985). Lo Sr è compreso tra 278 e 1711 ppm mentre Y, Zr e Nb hanno valori di 25-50 ppm, 350-930 ppm e 20-54 ppm.

In conclusione, i dati ottenuti mediante l'analisi chimica dei campioni considerati nel presente lavoro confermano quanto già evidenziato nelle Note Illustrative del Foglio 355 "Ronciglione" sui processi di evoluzione magmatica che hanno interessato il sistema di alimentazione del vulcano di Vico. Uno degli elementi più significativi è rappresentato dal cambiamento composizionale osservato nel passaggio dai prodotti iniziali a quelli finali, un cambiamento sottolineato da composizioni che diventano più mafiche, più povere in alcali e meno ricche in elementi incompatibili nei sintemi Fiume Fiora e Fiume Marta. Inoltre, anche in

considerazione dei dati sui rapporti isotopici presenti in letteratura (Barbieri *et alii*, 1988; Perini *et alii*, 2000, 2003, 2004; Conticelli *et alii*, 2013), si può affermare che l'evoluzione del vulcano di Vico è stata controllata in primo luogo da processi di cristallizzazione frazionata, ai quali però si sono sovrapposti fenomeni di assimilazione (nella prima fase della sua attività) e processi di mescolamento (prevalenti nella fase finale).

5. - COMPOSIZIONE ISOTOPICA DELLE UNITÀ TRAVERTINOSE

Nell'area del Foglio affiorano sette unità composte da travertini, in diverse posizioni stratigrafiche. Le unità recenti sono rappresentate dall'unità di Bullicame (UVT), l'unica con deposizione attuale di carbonato di calcio ad opera di alcune sorgenti termali, e dall'unità di Case Castiglione (TLN). Le altre cinque unità sono: unità di Attigliano (UAG), unità di Fiano Romano (UFA), unità di Grotte S. Stefano (UGS), formazione di Giove in Teverina (TEV), membro di Poggio Grotteria (CNH_3) della formazione Chiani-Tevere.

Manfra *et alii* (1976) hanno svolto un dettagliato studio sulla composizione isotopica della maggior parte dei travertini affioranti nelle cinque provincie del Lazio; in provincia di Viterbo sono stati studiati i travertini di Canino, Viterbo, Grotte S. Stefano, Civitella d'Agliano, Castiglione in Teverina e Orte. Di questi affioramenti quelli di Grotte S. Stefano (UGS) e di Viterbo (UVT) sono compresi nell'ambito del Foglio. Nello studio di Manfra *et alii* (1976) sono stati determinati i rapporti isotopici del carbonio e dell'ossigeno. Per quanto riguarda i primi è emerso che la CO_2 che ha consentito la formazione dei travertini laziali ha differente origine a seconda dell'area di affioramento. La CO_2 dei travertini del Lazio centrale e nord-occidentale, comprendente l'area viterbese, è collegata a processi metamorfici che hanno interessato le unità carbonatiche mesozoico – cenozoiche della Falda toscana e della Successione umbro-marchigiana, riconosciute nel sottosuolo di tale settore del Lazio (Panichi & Tongiorgi, 1975; Minissale & Duchi, 1988; Chiodini *et alii*, 1995a, 1995b; Duchi & Minissale, 1995). I valori di $\delta^{18}O$ suggeriscono che la maggior parte dei travertini si sono depositati ad opera di acque di origine sostanzialmente meteorica; raramente si hanno evidenze di una genesi da acque marine.

Successivamente Barbieri *et alii* (1979) hanno studiato l'origine e la distribuzione dello stronzio (Sr) di quasi tutti gli affioramenti di travertino precedentemente studiati da Manfra *et alii* (1976). In provincia di Viterbo sono stati studiati gli affioramenti di Orte e di Viterbo, quest'ultimo compreso nel Foglio. In base al contenuto di Sr sono state distinte due diverse aree: il Lazio nord-occidentale o zona A con alto contenuto in Sr ed il Lazio sud-orientale o zona B con basso

PROGETTO CARG

contenuto in Sr. Questi ultimi valori sono compatibili con una provenienza dello Sr dalla dissoluzione di calcari di origine marina. Poiché i valori di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ dei travertini della zona A sono molto più bassi dei valori che caratterizzano le rocce vulcaniche della stessa zona, la lisciviazione delle rocce vulcaniche non è in genere un fattore importante per l'approvvigionamento dello Sr delle acque che generano i travertini; pertanto a causa dell'alto contenuto in Sr, si ritiene che le evaporiti del Triassico superiore (Calcare Cavernoso e Formazione delle Anidriti di Burano) rappresentino le rocce madri che hanno fornito lo Sr ai travertini della zona A.

Particolare interesse riveste lo studio di Minissale *et alii* (2002) che hanno esaminato i caratteri geochimici dei travertini ad O e ad E della valle del F. Tevere, evidenziando le differenze di tali caratteri e fornendo un modello interpretativo a carattere regionale del flusso dei fluidi che hanno generato i travertini simile a quello proposto da Calamai *et alii* (1977). Le acque sotterranee contenute nell'acquifero carbonatico mesozoico dell'Appennino centrale scorrono verso O seguendo un percorso più lungo rispetto a quelle che si muovono verso E. Queste ultime, a causa del più breve percorso e del basso flusso di calore, sono fredde ed hanno un contenuto isotopico in CO_2 che evidenzia un significativo contributo biogenico da parte dei suoli nell'area di ricarica, mentre il contenuto in CO_2 di derivazione profonda sarebbe modesto. Al contrario, le acque termali delle sorgenti ad O si sono riscaldate per conduzione durante il passaggio in queste zone ad elevato flusso di calore inglobando rilevanti quantità di CO_2 derivante dalla decarbonatazione dei calcari mesozoici dell'acquifero, come riconosciuto anche da Manfra *et alii* (1976). Analogamente all'interpretazione di Barbieri *et alii* (1979), l'elevato contenuto in Sr delle sorgenti termali ad O è attribuito alla circolazione profonda e alla dissoluzione di unità con evaporiti del Triassico superiore (Calcare cavernoso e Formazione delle Anidriti di Burano) che si trovano alla base dell'acquifero carbonatico mesozoico. Le datazioni dei travertini con serie di misure sull'uranio indicano tre periodi di formazione: 220 – 240 ka, 120 – 140 ka, 60 – 70 ka.

Da questa indagine risulta che le precipitazioni sono aumentate durante i tre periodi e che i travertini, conservando la registrazione isotopica dei fluidi che li hanno generati, sono molto utili a ricostruire la paleoidrologia e il paleoclima.

Allo scopo di completare lo studio di Barbieri *et alii* (1979), sono stati prelevati campioni di travertino nell'unità di Case Castiglione (TLN), nell'unità di Attigliano (UAG), nell'unità di Fiano Romano (UFA), nell'unità di Grotte S. Stefano (UGS), nella formazione di Giove in Teverina (TEV) e nel membro di Poggio Grotteria (CNH_3) della formazione Chiani-Tevere (afferente al sintema Chiani-Farfa nel supersintema Acquatraversa).

In tabella 4 sono riportati i valori di $\delta^{13}C$ e di $\delta\ ^{18}O$ solo per l'unità di Bullicame e l'unità di Grotte S. Stefano ripresi da Manfra *et alii* (1976) ed i valori di

PROGETTO CARG

rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Per quanto riguarda il rapporto isotopico del carbonio la CO_2 che ha consentito la formazione dei travertini laziali ha differente origine $\delta^{13}C$ a seconda dell'area di affioramento. La CO_2 dei travertini del Lazio centrale e nord-occidentale, comprendente l'area viterbese, è collegata alla decarbonatazione delle unità carbonatiche mesozoico – cenozoiche della Falda toscana e della Successione umbro-marchigiana, riconosciute nel sottosuolo di tale settore del Lazio (Calamai *et alii*, 1977; Chiocchini editor, 2006); Chiocchini, *et alii* 2010 mentre la CO_2 dei travertini del Lazio meridionale e orientale è derivata dall'atmosfera e da fonti biogeniche. I valori di $\delta^{18}O$ suggeriscono che la maggior parte dei travertini si siano depositati ad opera di acque di origine sostanzialmente meteorica; raramente si hanno evidenze di una genesi da acque marine.

I valori di rapporto isotopico 87Sr/86Sr misurati, compresi tra 0,70818 e 0,70992, consentono di escludere che le acque che hanno depositato i travertini

Tab. 4 - *Valori di $\delta^{13}C$ e di $\delta^{18}O$ da Manfra* et alii *(1976) e di $^{87}Sr/^{86}S$ delle unità travertinose. I valori dell'unità di Bullicame sono ripresi da Barbieri* et alii *(1979).*

Formazione	**Età**	**Quota m s.l.m.**	**$\delta^{13}C$**	**$\delta^{18}O$**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$**
Unità di Bullicame	Olocene	220 - 320	6,9 - 8,6 0,9 - 7,1	19,3 - 26,6 19,5 - 27,1	0,70890
Unità di Case Castiglione (FVT 64)	Olocene	262 - 276	-	-	0,70830
Unità di Attigliano (FVT 57-58)	Pleistocene superiore - Olocene	80 - 88	-	-	0,70810 - 0,70818
Unità di Fiano Romano (FVT 61)	Pleistocene superiore	100	-	-	0,70820
Unità di Grotte di S. Stefano (FVT 62-63))	Pleistocene medio	180 - 237	7,4	26,5	0,70992 - 0,71042
Membro di Poggio Grotteria F.Chiani-Tevere (FVT 59-60)	Pleistocene inferiore	280 - 300	-	-	0,70820 - 0,70830
Formazione di Giove in Teverina (FVT 65)	Pleistocene inferiore	250 - 350	-	-	0,70825

PROGETTO CARG

di tali unità abbiano interagito con le formazioni vulcaniche presenti nell'area del Foglio, perché le rocce dei distretti cimino, vicano e vulsino sono caratterizzate da valori del rapporto isotopico superiori a 0,7100.

I valori di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ dell'unità di Grotte S. Stefano compresi tra 0,70992 e 0,71042 indicano che i travertini di questa unità hanno risentito fortemente a livello isotopico della presenza dei depositi piroclastici del Distretto Vicano. Come sopra ricordato, infatti, tali vulcaniti mostrano elevati valori di concentrazione e di rapporto isotopico dello stronzio, tali da poter modificare gli originari rapporti isotopici dello stronzio dei travertini.

Pertanto i suddetti valori isotopici indicano che i travertini derivano da acque meteoriche in contatto con formazioni carbonatiche. L'elevato grado di diagenesi dei campioni di travertini esaminati suggerisce che i rapporti isotopici misurati non siano quelli originari e che alle modificazioni diagenetiche abbiano contribuito anche le acque delle formazioni carbonatiche mesozoiche della Successione umbro-marchigiana della dorsale Amelia - Narni, rappresentate per lo più dal Calcare Massiccio e dalla Corniola.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VIII – CRONOSTRATIGRAFIA DEL SETTORE SUD-ORIENTALE DEL DISTRETTO VULCANICO VULSINO

Nell'ambito della geocronologia del settore sud-orientale del Distretto Vulcanico Vulsino sono stati individuati tre periodi deposizionali, così distinti nella loro successione temporale:

1° Periodo (576-333 ka): sequenza del gruppo di Civita di Bagnoregio;

2° Periodo (333-246,7 ka): sequenza del gruppo di Fastello;

3° Periodo (246,7 ka- 226,6 ka): sequenza del gruppo di Zepponami.

I tre periodi, oltre che per le caratteristiche litologiche e petrografiche dei depositi che formano le tre sequenze, si differenziano anche per i meccanismi deposizionali e per la provenienza dei prodotti.

Per quanto riguarda la sequenza del gruppo di Civita di Bagnoregio (Tufi Basali Vulsini *Auct*.), essa risulta costituita da depositi prevalentemente piroclastici di caduta provenienti da centri eruttivi esterni all'area rilevata. La sequenza del gruppo di Fastello, invece, è formata da depositi piroclastici sia di flusso che di caduta, tutti riferibili a scenari eruttivi sviluppatisi nella caldera di Montefiascone o da centri eruttivi immediatamente adiacenti. Infine, la sequenza del 3° Periodo (o sequenza del gruppo di Zepponami) è da ascrivere a depositi piroclastici sia di caduta che di flusso provenienti da centri eruttivi circumcalderici rispetto alla caldera di Montefiascone.

L'inizio del primo periodo corrisponde alla messa in posto del più antico dei depositi del Distretto Vulsino, rappresentato da un bancone di pomici, la cui età K/Ar è di 576 ± 6,5 ka (Santi, 1991), sovrapposto direttamente al substrato se-

dimentario. Questo deposito, con un volume di circa 9 km^3, rappresenta la prima delle eruzioni pliniane vulsine. Un potente paleosuolo separa la pliniana di base da un ulteriore bancone di pomici trachitiche, riferibile anch'esso ad una eruzione esplosiva parossistica sviluppatasi in corrispondenza dello stesso centro eruttivo della prima eruzione pliniana. L'età K/Ar del secondo orizzonte è di 568,1 ± 6 ka (Santi, 1991). Un terzo bancone di pomici ricopre l'orizzonte precedente con l'intercalazione di un paleosuolo. Barberi *et alii* (1994) hanno fornito due datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar del livello delle pomici basali del Distretto Vulsino; esse sono, rispettivamente, 589 ± 8 ka e 590 ± 8 ka.

La distribuzione areale del bancone della prima pliniana è radiale rispetto al centro di emissione e lo spessore massimo del deposito varia da 1,8 m nel settore settentrionale del Foglio a 1,3 m in quello meridionale. I depositi di pomici delle due pliniane successive si distribuiscono solo nel settore sud-orientale del Distretto Vulsino e si possono, quindi, osservare solo nei settori orientali del Foglio, in corrispondenza degli alti morfologici del substrato sedimentario. La forma delle isopache e delle isoplete degli orizzonti pliniani indica un condotto localizzabile nel settore settentrionale della caldera di Bolsena. In corrispondenza dei bassi morfologici del substrato si osserva, invece, il Nenfro, la più antica e più estesa delle ignimbriti vulsine, la cui messa in posto è sicuramente più recente delle pliniane di base. Le datazioni effettuate su questa ignimbrite sono molteplici; il deposito è stato infatti datato con metodo K/Ar 505,2 ± 5,7 ka da Santi (1991), mentre Barberi *et alii* (1994) suggeriscono un'età ^{40}Ar-^{39}Ar compresa tra circa 450 e 460 ka; successive misure eseguite sugli stessi campioni da Laurenzi & Deino (1996) hanno dato un'età media ^{40}Ar-^{39}Ar di 497,8 ± 1,9 ka (dev.std., n=7). Questa ignimbrite evidenzia una distribuzione areale radiale rispetto alla caldera di Bolsena, con spessori medi di 3 m circa nell'area rilevata e decrescenti da N a S. In tutta l'area rilevata, al di sopra del Nenfro, sono stati osservati depositi di ambiente palustre e lacustre, che suggeriscono un fenomeno di subsidenza anche esterno al settore della caldera (Cioni *et alii*, 1989). Tutti i depositi della fase iniziale di questo primo periodo sono da ascrivere ad eruzioni del Paleobolsena, quindi a centri eruttivi esterni all'area rilevata. Invece, tutti i depositi successivi al Nenfro sono riferibili prevalentemente a centri locali, localizzabili su fratture di assestamento del settore sud-orientale della caldera di Bolsena, come le lave di Podere S. Antonio e di Fosso del Maltempo. Altre volte i depositi si riferiscono a centri periferici rispetto alla caldera di Bolsena, come quelli generati dalle eruzioni esplosive di tipo idromagmatico contenuti all'interno di KME o quelli del cono di scorie a Monte S. Angelo (scorie di Fontana del Cunicchio KMA), impostatosi sul substrato sedimentario. Sempre di questa fase sono la lava di Campi Nuovi, le lave di Ferento, di Rio Malnome, di Acquafredda e le scorie di Poggio delle Troie. Sembra comunque che queste manifestazioni legate a centri locali talora

PROGETTO CARG

monogenici, non siano precedenti alla messa in posto del livello *marker* del Vico α, che non li ricopre. Si tratta di un orizzonte di pomici di caduta del Vulcano di Vico, utilizzato come livello guida nel Foglio 355 "Ronciglione" e datato 419 ± 6 ka (^{40}Ar-^{39}Ar, Barberi *et alii*, 1994) che, nel Foglio 345 "Viterbo", risulta intercalato alla sequenza del gruppo di Civita di Bagnoregio. Le lave di Podere S. Antonio, presenti nel settore più meridionale del recinto calderico, sono probabilmente coeve alle lave effuse lungo il bordo orientale della caldera di Bolsena, come la lava di Vietena (a nord di Bolsena, fuori Foglio), datata 356,8 ± 4,1 ka (K/Ar; Nappi *et alii*, 1995), o al deposito dell'eruzione subpliniana del Ponticello (a ENE di Bolsena, fuori Foglio) datato 351,7 ± 4 ka (K/Ar; Nappi *et alii*, 1995), o al cono di scorie di Casal Gazzetta (a nord di Bolsena, fuori Foglio; K/Ar 350 ± 60 ka; Varekamp, 1979). Questa sequenza deposizionale si conclude con la messa in posto della Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio, sempre presente nel settore più settentrionale del Foglio, dove il deposito pliniano di base dell'ignimbrite è stato datato 333 ± 3,8 ka (K/Ar; Nappi *et alii*, 1995).

Il secondo periodo (o sequenza deposizionale del gruppo di Fastello) è compreso tra la messa in posto dell'Ignimbrite basale di Montefiascone e la deposizione dell'orizzonte pliniano della eruzione di Ospedaletto. L'età dell'ignimbrite di Montefiascone è controversa. Sembra corretta l'interpretazione della posizione stratigrafica che viene assegnata da Vernia *et alii* (1995) alla corrispondente unità (IgP: Ignimbrite di Case Pratalano). Essa risulta compresa tra la sottostante "Ignimbrite di Case Pisello" attribuita all'attività di Bolsena e datata da Brocchini *et alii* (2000) a 286 ± 4,3 ka, e una soprastante unità ("Campo Grande") datata 291,9 ± 13,1 ka dagli stessi autori (metodo ^{40}Ar-^{39}Ar). Poiché l'ignimbrite di Campo Grande per le sue caratteristiche strutturali e stratigrafiche è da considerare come uno dei flussi ignimbritici che segnano l'inizio dell'attività nella zona di Montefiascone, questa età sembra accettabile. In definitiva possiamo affermare che i circa 292 ka della Ignimbrite basale di Montefiascone (WIM) segnano l'inizio della evoluzione della caldera, mentre i 227 ka della lava di Orto Piatto (inclusa in KSO) (Nappi *et alii*, 1995; metodo K/Ar) ne segnano la fine. La sequenza del gruppo di Fastello corrisponde ad una concomitanza di eventi deposizionali riferibili alle fasi eruttive che concorrono alla genesi della caldera di Montefiascone. Ad essi sono associati depositi riferibili alla fase evolutiva finale della caldera di Bolsena e a quella iniziale della caldera di Latera.

Alla base della sequenza, come si è detto, è presente l'Ignimbrite basale di Montefiascone, i cui depositi arrivano fino a 20 km dal recinto calderico e sono generalmente ricoperti dai prodotti piroclastici di Bolsena e Latera, dalle lave della zona di Montefiascone e, solo nel settore più meridionale, dalla Ignimbrite C vicana. I prodotti relativi alla fase deposizionale dei centri della caldera di Montefiascone sono costituiti da depositi stratificati di origine idromagmatica.

PROOF OF PAPER

In generale si tratta di banconi metrici massivi di cineriti grigio chiare, sciolte o litoidi, spesso con lapilli accrezionali. Intercalati nella sequenza sono presenti, a partire dalla base, la lava di Petrignella e l'Ignimbrite a Gocce di Lava *Auctt.*. Segue la messa in posto della formazione di Fosso del Bucino e la formazione di Trebianello conseguenti alla riattivazione dell'attività effusiva ed esplosiva lungo il bordo orientale della caldera di Bolsena, mentre a S si ha la messa in posto del *plateau* di Piano del Morto e la genesi del cono di scorie di M. Varecchia. La fase deposizionale della sequenza del gruppo di Fastello si conclude con la genesi della formazione ignimbritica di Ciuccara. Su questa ignimbrite, in corrispondenza del centro eruttivo, riposano due livelli *marker* costituiti dal livello pliniano di Ospedaletto e dal livello pliniano relativo all'ignimbrite "A" di Latera di Sparks (1975), ossia la formazione di Canino.

Il primo di questi due livelli è riferibile all'eruzione di Ospedaletto ed è stato datato K/Ar 246,7 ± 2,9 ka da Nappi *et alii* (1995), mentre Brocchini *et alii* (2000) forniscono età ^{40}Ar-^{39}Ar 253,2 ± 10,3 al Cunicchio (località presso la S.S. Umbro-Casentinese al Km 8,5, dove affiora lo stesso deposito) e 245,3 ± 4,7 ka a Pisciarello. La pliniana della formazione di Canino, invece, ha un'età K/Ar 253 ± 3 ka (Nappi *et alii*, 1995).

Questi livelli, utilizzati come orizzonti guida, sono stati molto utili ad individuare la posizione stratigrafica delle varie ignimbriti di Montefiascone, in quanto sono sempre sovrapposti sia all'Ignimbrite basale di Montefiascone *Auctt*. sia alla formazione di Ciuccara. Recentemente, in base a rilevamenti di dettaglio e a dati strutturali derivanti da analisi di immagine (Piersanti, 1997), è stato possibile stabilire una origine poligenica della formazione de La Berlina. Questo deposito, infatti, rappresenta il risultato di un'attività idromagmatica riferibile a tre centri eruttivi situati sul bordo del recinto calderico della caldera di Montefiascone. La presenza di brecce piroclastiche prossimali attorno ai crateri di esplosione ha permesso di localizzarne i centri di provenienza nelle località di La Ciuccara a N, La Berlina a NE e Monte d'Oro a S. L'attività di questi centri non fu contemporanea; infatti, i loro prodotti risultano intercalati ai depositi pliniani di Latera (Fm. di Canino) e di Ospedaletto. Entrambi i livelli sono sempre sovrastanti alla formazione di Ciuccara e sempre sottostanti alle ignimbriti delle formazioni di Monte d'Oro e de La Berlina. Pertanto, detti livelli hanno permesso di definire la base della sequenza del gruppo di Zepponami, che inizia appunto con i depositi relativi alle formazioni de La Berlina e di Monte d'Oro. Alla messa in posto delle ignimbriti circumcalderiche di Montefiascone segue la riattivazione delle manifestazioni eruttive circumcalderiche di Bolsena lungo le fessure che bordano il settore sud orientale della stessa. Si ha così la messa in posto della formazione di Castel Cellesi che forma un vasto *plateau* lavico, costituito da più colate sovrapposte che si espandono dal recinto calderico verso il Fiume Tevere. Le lave rappresentano

PROOF OF CARD

il prodotto dell'attività effusiva circumcalderica finale e, sulla base delle caratteristiche petrografiche e della posizione stratigrafica, sono stati distinti cinque membri: membro di Podere Campanella, membro di Prato Leva, membro di Podere Pietrafitta, membro di Podere Calchesetto e membro di Guinze. I depositi relativi alle manifestazioni finali della Zona di Montefiascone sono rappresentati solo da tre formazioni: Fiordini, Monte Iugo e Montisola. La prima è comprensiva dei centri di Fiordini, Camarro, Poggiarello e Terrile, la cui attività è molto limitata (si tratta infatti di centri monogenici), mentre l'attività dell'apparato di Monte Iugo testimonia un'attività esplosiva stromboliana di durata notevole, probabilmente superiore ad una decina di migliaia di anni. La terza è comprensiva di più centri monogenici (Montisola, Poggiaccio e Montarone) e del cono di scorie circumcalderico di Montefiascone, su cui insiste l'omonimo abitato.

L'attività di questo apparato deve essersi sviluppata in un intervallo di tempo abbastanza lungo considerando che una delle colate di base (lava di Cerquetella) è stata datata a 255,5 ± 3,4 ka mentre l'attività circumcalderica si è conclusa con la lava di Orto Piatto a 226,6 ± 14,9 ka (età entrambe K/Ar, Nappi *et alii*, 1995).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IX - GEOCRONOLOGIA ^{40}Ar-^{39}Ar DEL DISTRETTO VULCANICO CIMINO

La difficoltà di una ricostruzione stratigrafica indubbia, legata alle caratteristiche e alla genesi delle unità cimine, nonché al loro stato di alterazione, unitamente alla mancanza di datazioni recenti eseguite per alcune delle unità cimine riconosciute e cartografate in questo foglio, hanno reso necessaria l'esecuzione di apposite datazioni ^{40}Ar-^{39}Ar presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa.

A tale scopo sono stati selezionati sedici campioni rappresentativi dell'intera successione vulcanica cimina (v. tab. 3 a pag. 90), tenendo conto che la diffusa alterazione delle rocce ha circoscritto le possibilità di scelta dei siti. La separazione mineralogica è stata fatta macinando manualmente frazioni juvenili (per le ignimbriti) o frammenti selezionati di roccia (per le lave), evitando accuratamente sia mega- e xenocristalli sia inclusi e/o xenoliti. I campioni sono stati irraggiati nel reattore nucleare di Pavia, utilizzando il sanidino TCR come monitor di età (28,34 Ma, Renne *et alii*, 1998). Le analisi delle paste di fondo (VT-185 e VT-283) sono state eseguite tramite *step-heating* con sonda laser Nd-YAG, mentre i cristalli singoli e le popolazioni di 2-3 cristalli sono stati analizzati in fusione totale con sonda laser a CO_2.

Le età sono state calcolate con le costanti di decadimento di Steiger & Jäger (1977) e sono espresse sia come età di *plateau (step-heating)* o media pesata (fusione totale) sia come isocrona (si veda Laurenzi *et alii*, 2007 per ulteriori det-

tagli analitici). L'elaborazione dei dati e i calcoli sono stati effettuati utilizzando i programmi ArArCALC (Koppers, 2002) e ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003). Gli errori riportati sono di due tipi: ±2σ analitico, da usare per confrontare i nuovi dati ^{40}Ar-^{39}Ar tra loro, ±2σ totale, comprendente l'incertezza sull'età dello standard, da usare nel confronto con i dati di letteratura.

Nel complesso i dati hanno evidenziato una variazione molto limitata nell'età dei campioni analizzati, tutti racchiusi in meno di 80 ka. Le tre misure eseguite sui sanidini delle ignimbriti (Ignimbrite Cimina *Auctt*.,WBA) hanno dato età comprese tra 1304 e 1307 ka, ampiamente sovrapponibili nell'errore; non è quindi possibile distinguere analiticamente l'unità di flusso inferiore da quella superiore. I domi (Lave di Canepina, KCA) evidenziano un intervallo temporale più ampio, compreso tra 1363 a 1290 ka. I tre campioni più vecchi (12R, VT-296 e VT-32) precedono le ignimbriti, mentre le età degli altri tre campioni, che variano da 1308 a 1290 ka, non sono analiticamente risolvibili da quelle dell'attività esplosiva.

I quattro campioni di latiti (Lave di Poggio San Venanzo, KPV), uno dei quali campionato poco fuori foglio, hanno età simili, comprese tra 1296 e 1287 ka. Le tre olivinlatiti (Lave di Poggio Orlando, KPO) presentano invece una variabilità relativamente maggiore, e sono comprese tra 1308 e 1291 ka.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

X - DATI DEL SOTTOSUOLO

1. - RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI DEL SUBSTRATO PRE-VULCANICO

L'area di Viterbo è stata oggetto di ricerche per energia geotermica tra gli anni '50 e '80. I dati disponibili sui sondaggi talora risultano incompleti o di dubbia interpretazione e quindi sono stati oggetto di una sistematica revisione (Chiocchini editor, 2006). Per quanto riguarda le aree in cui affiorano le unità sedimentarie, tali ricerche sono state condotte dalla Società Terni nel 1950 – 1951 (Conforto, 1954) e dall'INPS nel 1960 – 1961 (Calamita & Buri, 1963) in una zona lunga circa 12 km e larga circa 3 km poco ad O di Viterbo in cui affiora l'unità di Bullicame. Mentre l'INPS ha eseguito solo due perforazioni di sondaggio per il reperimento di acqua termominerale da utilizzare nello stabilimento di sua proprietà, la Società Terni ha sviluppato un'indagine mediante prospezioni geoelettriche, sismiche e gravimetriche e 5 sondaggi (Fig. 50). Successivamente nel 1989 anche l'ENEL ha eseguito un sondaggio nell'area di Ferento, nei pressi dell'Edifizio, in cui affiora il Flysch della Tolfa, 10 km circa a NNE di Viterbo (sondaggio Ferento 1). Inoltre è disponibile un sondaggio ubicato nell'aeroporto di Viterbo.

I sondaggi eseguiti dalla Società Terni (Fig. 50) sono: Zitelle (prof. 220 m), Bacucco (prof. 135 m), S. Salvadore (prof. 138 m), S. Sisto (prof. 346 m), Bagnaccio (prof. 590 m); di questi solo il foro S. Sisto non rientra nell'ambito del Foglio. Tali

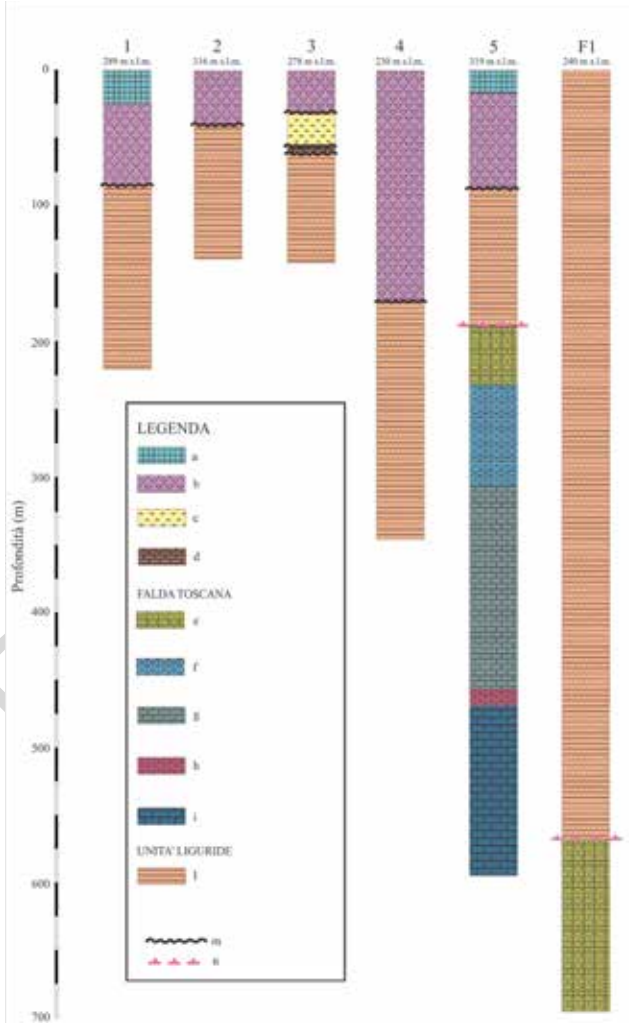


Fig. 50 - *Stratigrafie dei sondaggi della Società Terni (1, Zitelle; 2, Bacucco; 3, S. Salvadore; 4, S. Sisto; 5, Bagnaccio) e dell'Enel (F1, Ferento 1). (Da* Chiocchini & Madonna, *2005).*
a, travertini dell'unità del Bullicame (Olocene); b, Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano e Tufi Stratificati Varicolori Vicani spesso travertinizzati (Pleistocene medio - superiore); c, unità di Fosso S. Savino (argilliti; Pliocene p.p.); d, arenaria di Manciano (calcareniti organogene; Messiniano superiore); e, Scaglia (calcari marnosi; Cretacico superiore - Paleogene); f, Diaspri (radiolariti; Giurassico medio - superiore); g, Calcari selciferi (calcari con selce; Giurassico inferiore p.p.); h, Rosso Ammonitico (marne e calcari marnosi; Giurassico inferiore p.p.); i, Calcare Massiccio (calcari; Giurassico inferiore p.p.); l, Flysch della Tolfa (argilliti, marne, calcari marnosi e calcareniti; Cretacecico superiore - Eocene); m, inconformità; n, thrust.

sondaggi hanno individuato, al di sotto della copertura costituita dalle rocce piroclastiche del Distretto Vicano, il Flysch della Tolfa che affiora nell'area di Monterazzano - Poggio della Ficona (Chiocchini & Madonna, 2005), sovrapposto tettonicamente alle unità della Falda toscana (Scaglia, Diaspri, Calcari selciferi, Rosso Ammonitico, Calcare Massiccio) individuate nel sondaggio Bagnaccio. Da rilevare inoltre la presenza nel foro S. Salvadore di circa 3 m di Calcare a briozoi del Messiniano superiore sottostanti alle peliti dell'unità del Fosso di S. Savino e sovrastanti a litotipi del Flysch della Tolfa. Tali calcari sono da attribuire all'Arenaria di Manciano trasgressiva sul Flysch della Tolfa e sui Galestri e Palombini nella bassa Maremma a NO dell'area in esame (Signorini, 1967; Alberti *et alii*, 1970; Fazzini *et alii*, 1972; Martini *et alii*, 1995; Barbieri *et alii*, 2003) e nei pressi di Sutri (Chiocchini, 1998).

Il sondaggio Ferento 1 eseguito dall'ENEL (F1 in Fig. 50) ha intercettato argilliti, calcareniti e calcari marnosi fino a 310 m di profondità, attribuiti al Flysch della Tolfa. Quest'ultima è sovrapposta tettonicamente alle marne e ai calcari marnosi della Scaglia. I due sondaggi denominati Uliveto & Gigliola (Fig. 51), eseguiti nel 1960 dall'INPS, sono profondi rispettivamente 69 m e 93 m (Camponeschi & Nolasco, 1984; Calamita & Buri,1963). Da tali sondaggi risulta che al di sotto del Tufo Rosso a Scorie Nere vicano sono presenti sedimenti pelitici con torba e molluschi di acqua dolce cui segue una alternanza di tufi argillificati e di tufi travertinizzati. La successione è attribuibile ad un episodio palustre. Inoltre il sondaggio Uliveto evidenzia che il substrato delle unità piroclastiche vicane è costituito dal Flysch della Tolfa. Ciò significa che il substrato sedimentario delle unità vulcaniche dell'area di Viterbo cambia da E verso O. Infatti nell'area urbana compresa tra il limite orientale e all'incirca l'area Bullicame - Riello il substrato è costituito dalle peliti grigie dell'unità del Fosso di S. Savino, mentre dall'area Bullicame - Riello verso O il substrato è rappresentato dal Flysch della Tolfa.

I sondaggi delle Terme dei Papi e dell'aeroporto di Viterbo (Fig. 51) evidenziano che al di sotto del travertino dell'unità di Bullicame segue il Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, di nuovo travertino, depositi piroclastici travertinizzati ricchi di piccoli molluschi e limi con ciottoli di travertino. Anche la successione al di sotto del secondo livello di travertino è attribuibile ad una fase palustre.

La presenza delle unità della Falda toscana nel sottosuolo dell'area termale a ovest di Viterbo è confermata dalle perforazioni eseguite dall'ENEL (figg. 52 e 53): Vico 1 (profondità 1100 m; 1973), Vico 2 (profondità 972 m; 1973) e Vetralla 1 (profondità 2898 m; 1990), mentre il sondaggio Cimini 1 (profondità 3000 m; 1989) nei Monti Cimini ha individuato la Successione umbro - marchigiana.

In particolare i sondaggi Vico 1, Cimini 1 e Vetralla 1 (che ricadono nell'area del Foglio 355 "Ronciglione") confermano la sovrapposizione tettonica del Flysch della Tolfa sulla Scaglia cui seguono tutte le altre unità fino al Calcare a *Rhaetavicula contorta* e al Calcare cavernoso.

PROGETTO CARG

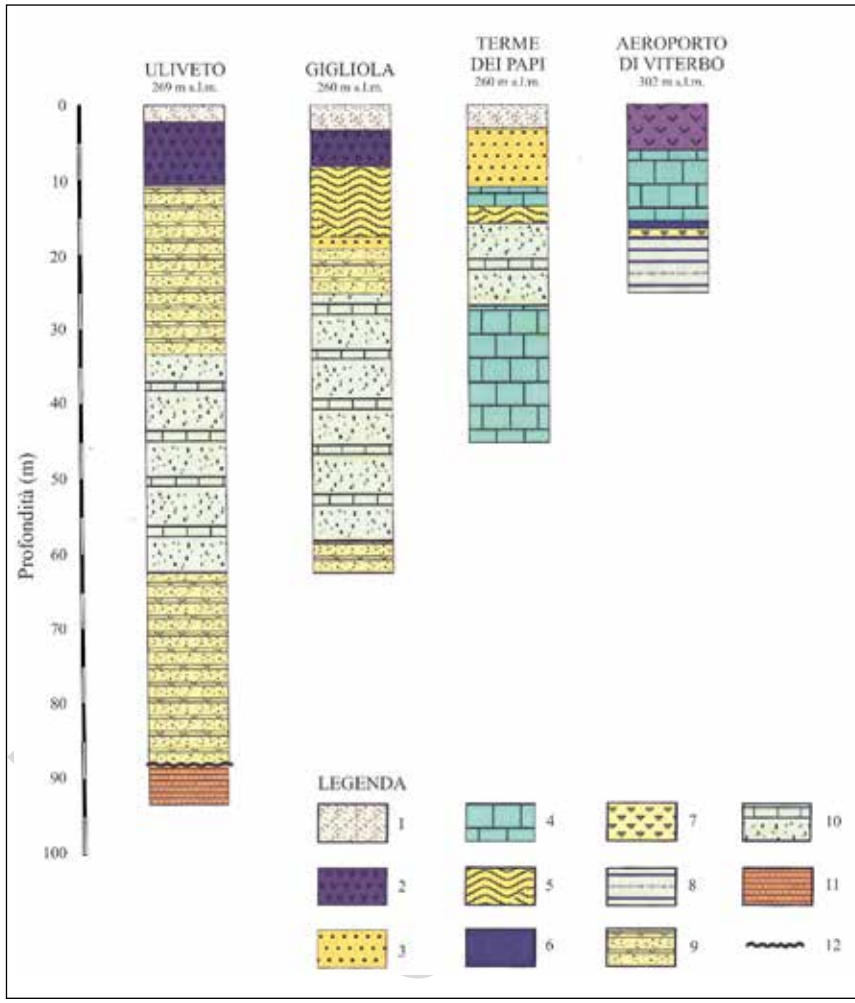


Fig. 51 - *Stratigrafie dei sondaggi dell'INPS (Uliveto e Gigliola), delle Terme dei Papi e dell'aeroporto di Viterbo. (Da: Chiocchini et al., 2001).*
1, suolo e riporto; 2, Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (Pleistocene medio - superiore); 3, sabbie calcaree (Pleistocene inferiore - medio); 4, travertino (Pleistocene inferiore - medio); 5, limi argillosi con molluschi di acqua dolce (depositi palustri; Pleistocene inferiore - medio); 6, depositi piroclastici rimaneggiati (depositi palustri; Pleistocene inferiore - medio); 7, brecce (depositi palustri; Pleistocene inferiore - medio); 8, depositi piroclastici travertinizzati con molluschi di acqua dolce (depositi palustri; Pleistocene inferiore - medio); 9, tufi argillificati (Pleistocene inferiore - medio); 10, depositi piroclastici travertinizzati (Pleistocene inferiore - medio); 11, Flysch della Tolfa (Cretacico superiore - Eocene); 12, inconformità.

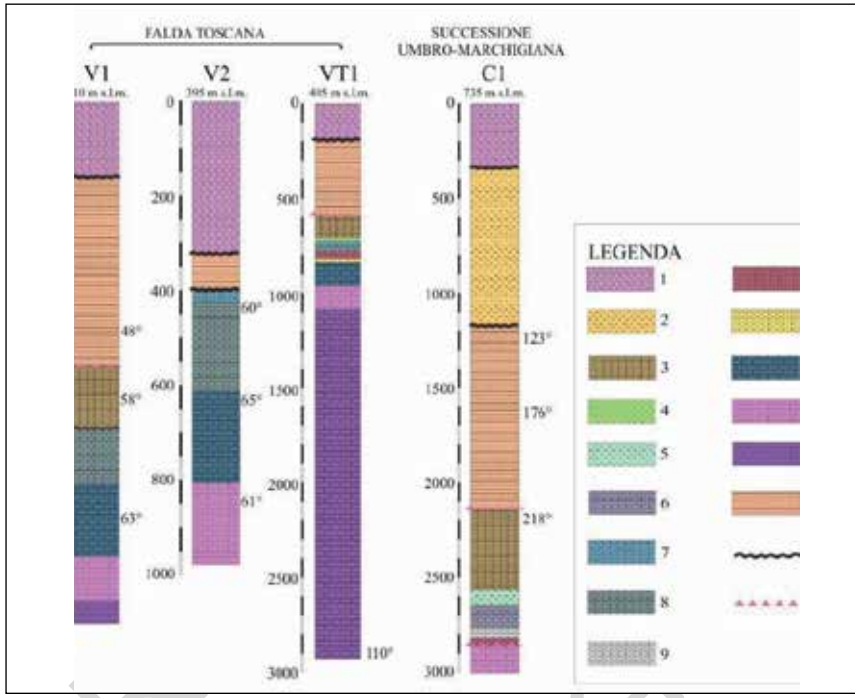


Fig. 52 - *Stratigrafie dei sondaggi V1 = Vico 1 (1973), V2 = Vico 2 (1973), C1 = Cimini 1 (1989) e VT1 = Vetralla 1 (1990) dell'Enel. Sono riportate anche le temperature misurate a diverse profondità. Per l'ubicazione dei sondaggi si veda la fig. 53. Da* Chiocchini & Madonna, *2006, in* Chiocchini editor, *2006. 1, unità piroclastiche dei distretti Cimino e Vicano (Pleistocene); 2, sedimenti essenzialmente argillosi (Pliocene inferiore); 3, Scaglia (principalmente calcari marnosi; Cretacico superiore - Paleogene); 4, Marne a Fucoidi (marne e calcari marnosi) - Maiolica (calcari con selce; Cretacico inferiore); 5, Marne a Fucoidi (marne e calcari marnosi; Cretacico inferiore p.p.); 6, Maiolica (calcari con selce; Cretacico inferiore p.p.); 7, Diaspri (radiolariti; Giurassico medio - superiore); 8, Calcari selciferi (calcari con selce; Giurassico inferiore p.p.); 9, Calcari diasprigni (calcari con selce; Giurassico medio p.p.); 10, Rosso Ammonitico (marne e calcari marnosi; Giurassico inferiore p.p.); 11, Corniola (calcari con selce; Giurassico inferiore p.p.); 12, Calcare massiccio (calcari; Lias inferiore); 13, Calcare a* Rhaetavicula contorta *(calcari dolomitici e marne; Triassico superiore); 14, Calcare cavernoso - Anidriti di Burano (calcari dolomitici, dolomie e anidrite; Triassico superiore); 15, Flysch della Tolfa (argilliti, marne, calcari marnosi, calcareniti; Cretacico superiore – Eocene); 16, inconformità; 17,* thrust.

I sondaggi geoelettrici mediante SEV secondo Conforto (1954) hanno evidenziato una zona a bassa resistività, corrispondente alla fascia con le emergenze termali, a profondità di 20-200 m al di sotto della quale i litotipi rivelano alta resistività. Nel settore orientale i sondaggi elettrici evidenziano ancora litotipi a bassa resistività sovrastanti litotipi molto resistivi. Nel settore occidentale i sondaggi elettrici indicano che i litotipi ad alta resistività sono molto profondi. La bassa re-

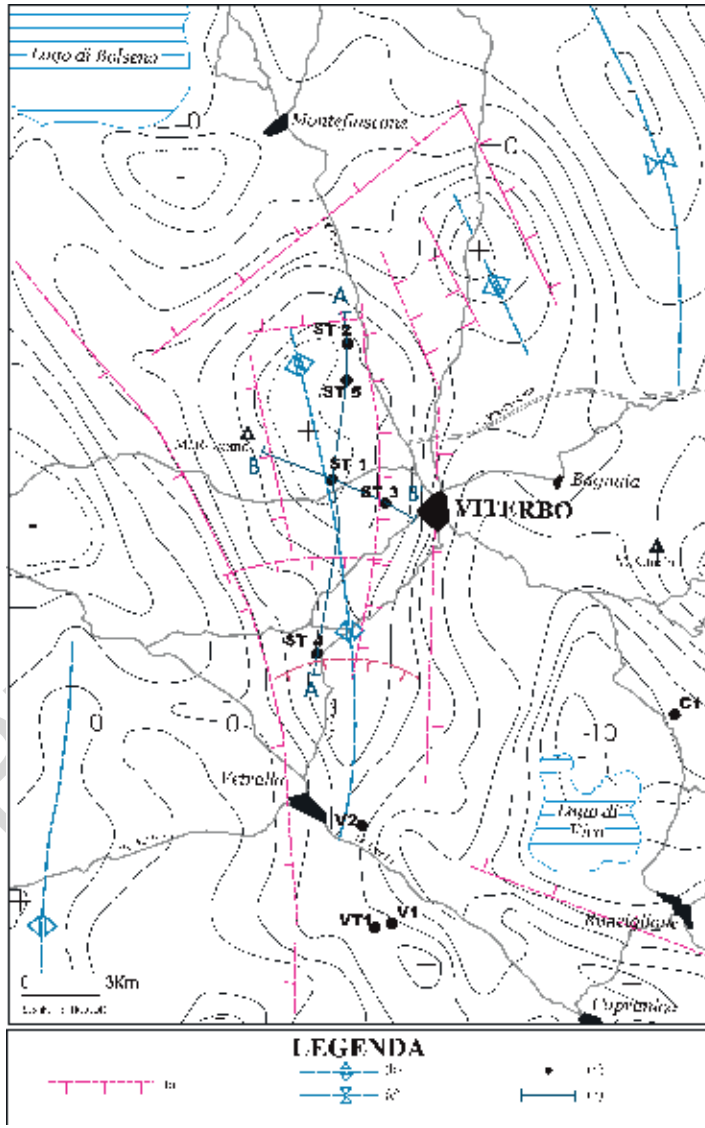


Fig. 53 - *Carta delle isoanomale residue di gravità di ordine n – 1 con equidistanza di 2 mGAL dell'area termale di Viterbo. Sono evidenziate le faglie normali (a) ed i principali assi strutturali positivi (b) e negativi (c), individuati con metodi sismici, gravimetrici e geoelettrici, che delimitano l'alto strutturale dell'area con le manifestazioni termali. E' riportata anche l'ubicazione dei sondaggi di fig. 54 (d): Zitelle (ST1), Bacucco (ST2), S. Salvadore (ST3), S. Sisto (ST4), Bagnaccio (ST5) della Società Terni; Vico 1 (V1), Vico 2 (V2), Vetralla 1 (VT1), Cimini 1 (C1) dell'Enel. Da Chiocchini & Madonna, 2006, in Chiocchini editor, 2006, modificato.*

sistività al di sopra del substrato resistivo è dovuta alla presenza della falda termale e di litotipi in prevalenza pelitici, marnosi e calcareo - marnosi.

La prospezione sismica a rifrazione ha confermato i risultati dei sondaggi geoelettrici (Conforto,1954). Infatti i profili sismici indicano, al di sotto delle formazioni piroclastiche con velocità di trasmissione delle onde longitudinali 1000-2000 m/s, litotipi con velocità di 3500-4000 m/s fino a 550 m di profondità, attribuibili a peliti, marne e calcari marnosi. Inferiormente sono presenti litotipi più massivi e compatti (calcari *l.s.*) con velocità di 5700 m/s. Nella parte centro-settentrionale della zona termale, al di sotto delle formazioni piroclastiche, è presente una fascia con velocità di 4500 m/s corrispondente a litotipi lapidei tettonizzati (calcari *l.s.*), sovrapposta ai litotipi più massivi e compatti con velocità di 5700 m/s. I litotipi pelitici, marnosi e calcareo - marnosi con bassa resistività coincidono con quelli caratterizzati da velocità delle onde sismiche di 3500 - 4000 m/s e si possono riferire in parte al Flysch della Tolfa. I litotipi con alta resistività appartengono a due gruppi: uno con velocità delle onde sismiche di 4500 m/s, attribuibile alla successione Scaglia – Diaspri – Calcari selciferi, Rosso ammonitico della Falda toscana; l'altro con velocità delle onde sismiche di 5700 m/s, connesso con il Calcare Massiccio. I profili sismici inoltre evidenziano la presenza di faglie dirette orientate circa N - S ed E - O.

In definitiva la sismica a rifrazione conferma i dati geoelettrici in base ai quali le manifestazioni termali sono comprese in un alto strutturale delimitato da faglie dirette (Fig. 53).

I dati gravimetrici ottenuti mediante le isoanomale di gravità di ordine n -1 (Servizio Geologico d'Italia, 1973,1974; Toro, 1978; Barberi *et alii*, 1994) forniscono un'ulteriore prova della esistenza di un alto strutturale nella fascia ad O di Viterbo. Tale alto strutturale è orientato in direzione N - S e poco a sud di Monterazzano dove si osserva il punto di incontro con l'alto strutturale Castell'Azzara-Monterazzano orientato in direzione NO – SE (Fig. 53).

Utilizzando i dati geoelettrici, sismici, gravimetrici e dei sondaggi è stato ricostruito un modello 3D che illustra l'assetto stratigrafico - strutturale e idrogeologico nel sottosuolo dell'area ad O di Viterbo con le manifestazioni termali (Fig. 54).

Dalle figure 53 e 54 risultano due motivi tettonici principali. Il primo è rappresentato dal sovrascorrimento per *thrust* del Flysch della Tolfa sulla successione Scaglia – Diaspri - Calcari selciferi – Rosso Ammonitico – Calcare Massiccio della Falda toscana, dovuto alle fasi tettogenetiche del Miocene medio - superiore dell'Appennino centro - settentrionale, in accordo con quanto noto nell'area dei Monti Sabatini, Cimini e Vulsini (Baldi *et alii*,1974) e in Toscana meridionale (Abbate & Sagri, 1970; Boccaletti *et alii,*1987, 1994, 1997; Cerrina Feroni *et alii,* 2004). Il secondo motivo strutturale è rappresentato dalla frammentazione dell'edificio strutturale in conseguenza delle fasi tettoniche estensionali plioce-

PROGETTO CARG

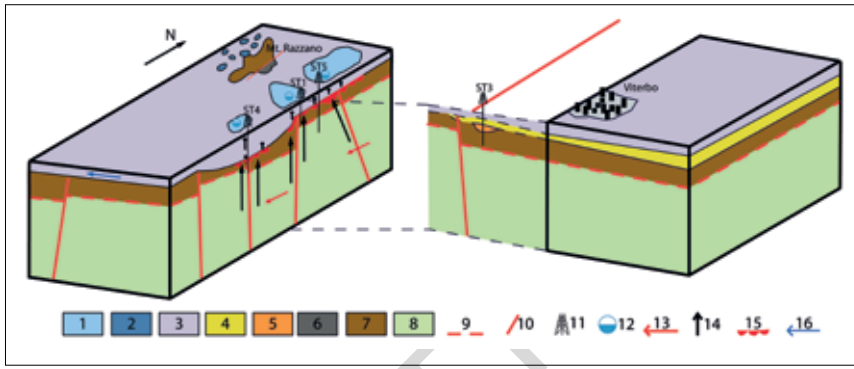


Fig. 54 - – *Bloccodiagramma che illustra l'assetto stratigrafico-strutturale e idrogeologico del sistema idrotermale di Viterbo.*
1, travertini dell'unità di Bullicame (Olocene); 2, travertini dell'unità di Case Castiglione (Olocene); 3, unità piroclastiche del Distretto Vicano (acquifero vulcanico; Pleistocene medio - superiore); 4, argille (complesso impermeabile; Pliocene inferiore); 5, Arenarie di Manciano (Messiniano superiore); 6, Flysch della Tolfa (complesso impermeabile; Cretacico superiore - Eocene); 7, Arenarie di Poggio S. Benedetto (complesso impermeabile; Oligocene); 8, Falda toscana (acquifero carbonatico; Triassico superiore - Paleogene); 9, thrust*; 10, faglia diretta; 11, sondaggio della Società Terni: ST 1 Zitelle; ST 4 S. Sisto; ST 5 Bagnaccio; 12, sorgente termale; 13, direzione di scorrimento delle acque termali; 14 risalita delle acque termali; 15, accumulo delle acque termali alla base dell'acquifero vulcanico; 16, direzione di scorrimento nell'acquifero vulcanico. Da:* Chiocchini & Savarese *(2020).*

nico - quaternarie ad opera di faglie dirette, che hanno consentito la formazione dell'alto strutturale ad O di Viterbo orientato N - S tra Monterazzano e Vetralla.

Questo alto strutturale sembra costituire la continuazione dell'alto strutturale Castell'Azzara - Monterazzano orientato NO – SE (Baldi *et alii*, 1974; Barberi *et alii*, 1994). Si evidenzia che l'attività vulcanica alcalino potassica pleistocenica in Toscana e nel Lazio è ubicata in larga misura sul lato orientale di tale alto strutturale.

PROVE CARS

2. - ELABORAZIONE DEI DATI DI SOTTOSUOLO RELATIVI ALLA IGNIMBRITE CIMINA

Le stratigrafie di 232 perforazioni provenienti dalla Banca Dati L.464/84 del Servizio Geologico d'Italia (Campobasso *et alii*, 2007) costituiscono la base di dati utilizzata per la ricostruzione dell'andamento della paleo-morfologia quaternaria del substrato precedente la messa in posto dell'Ignimbrite Cimina nell'area sud-orientale del Foglio e nel settore immediatamente a sud di esso, ricadente nel limitrofo Foglio 355 "Ronciglione" (Fig. 55). Sulla base degli stessi dati è stata ottenuta anche la ricostruzione delle isopache del deposito dell'Ignimbrite Cimina nella medesima area (Fig. 56). Le perforazioni sono distribuite su un'area vasta circa 118 km^2 che dalla zona urbanizzata di Viterbo si spinge a est fino alla valle del Tevere e dall'area di Canepina-Vignanello (Foglio "Ronciglione") si spinge a nord fino alla Valle del Fiume Vezza. Risultano maggiormente concentrate nella zona circostante la città di Viterbo e i centri abitati di Bagnaia, Vitorchiano e Soriano nel Cimino.

I dati stratigrafici provenienti dalla Banca Dati L.464/84 sono stati selezionati eliminando quelli la cui descrizione geologica appariva poco chiara o poteva dar adito a perplessità. Quindi sono stati standardizzati per uniformare l'interpretazione dei passaggi litologici più significativi ai fini della ricostruzione. Le perforazioni sono state differenziate in due gruppi: sondaggi che sono arrivati ad intercettare il substrato sedimentario (157 perforazioni), e sondaggi che attraversano esclusivamente la successione vulcanica, fino a fondo pozzo (75 perforazioni).

Il primo gruppo è stato considerato come vincolante per la definizione della profondità della base dell'Ignimbrite Cimina, mentre il secondo è stato considerato come un dato a supporto dell'elaborazione, in quanto fornisce nella gran parte dei casi, solo una profondità "minima". Con l'eccezione di solo 8 siti di perforazione (in cui al di sotto dell'ignimbrite sono presenti altre vulcaniti cimine, afferenti presumibilmente alle lave di Canepina), la superficie di letto ricostruita per l'Ignimbrite Cimina corrisponde con buona approssimazione alla superficie pre-vulcanica sedimentaria. I dati standardizzati sono stati elaborati utilizzando il *software* di modellazione tridimensionale Move (MVE Ltd.), attraverso l'interpolazione dei vincoli di profondità forniti dai dati di sondaggio.

Il *workflow* ha previsto una prima fase nella quale sono stati utilizzati come vincoli esclusivamente le perforazioni che hanno attraversato l'intera successione vulcanica arrivando ad intercettare i depositi sedimentari (generalmente le argille plioceniche della formazione Chiani-Tevere). La superficie ottenuta è stata, in una seconda fase, confrontata con il secondo gruppo di perforazioni per verificare eventuali incongruenze nel suo andamento, dovute a errori di posizionamento (orizzontale o verticale) o all'irregolare distribuzione dei dati. I punti nei quali la superficie ricostruita ha intercettato i sondaggi con profondità minima sono stati

PROGETTO CARG

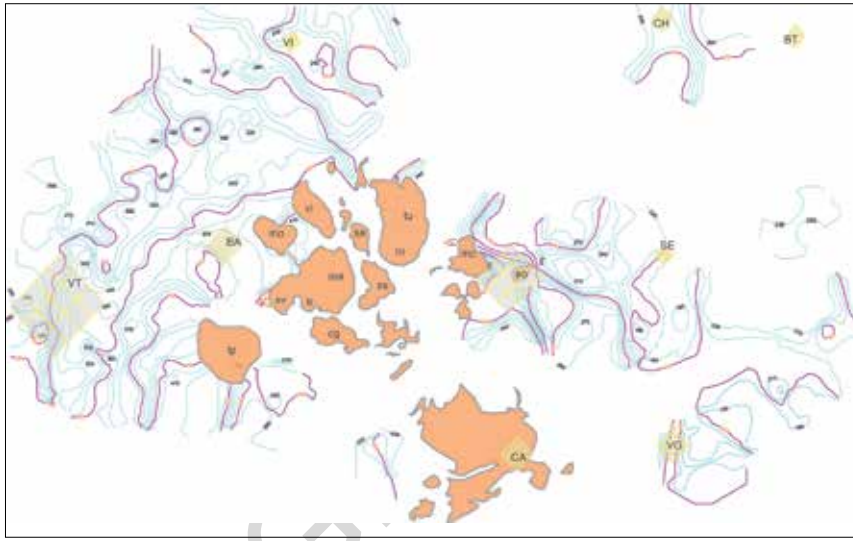


Fig. 55 - *Carta delle isobate della paleo-superficie pre-vulcanica. Legenda delle sigle: le lettere minuscole corrispondono ai domi cimini (poligoni arancione, i cui limiti derivano dal rilevamento geologico e comprendono le colate laviche associate); cg Castagneto Grande, ci Monte Cimino, lp La Palanzana, lr Le Rocchette, ma Montalto, mc Monte Ciliano, mo Montecchio, ro Roccaltìa, sa M. Sant'Antonio, so Soriano nel Cimino, ss Sterpeto del Signore, sv M. San Valentino, tu M. Turello, vi Monte Vitorchiano; le lettere maiuscole corrispondono ai centri abitati (rombi grigi): BA Bagnaia, BT Bassano in Teverina, CA Canepina, CH Chia, SE Sant'Eutizio, VG Vignanello, VT Viterbo.*

verificati e le incongruenze corrette. La superficie ottenuta attraverso tale raffinamento rappresenta la profondità della base dell'Ignimbrite Cimina con le relative isobate. Grazie alla disponibilità di dati è stata ricostruita anche la superficie di tetto della Ignimbrite Cimina e, per differenza con la base, l'andamento delle isopache (Fig. 56) di tale deposito.

Il volume totale, calcolato mediante l'andamento delle isopache, limitatamente all'area indagata sede dei sondaggi è di 5.76 km^3.

Dall'esame dell'elaborato grafico risultante è possibile desumere che gli spessori maggiori dell'Ignimbrite Cimina si trovano nelle seguenti aree: a sud di Canepina; in una ristretta area immediatamente a NE dell'abitato di Viterbo; nell'area meridionale intorno all'abitato di Bagnaia fino alla loc. Procoio (tra Monte San Valentino e Castagneto Grande) dove si raggiungono 115 m di spessore; in un piccolo settore a E del paese di Vitorchiano; nella vasta area che dai settori prossimali posti a N e ad E di Soriano del Cimino arriva distalmente fino a est di Vignanello, dove si raggiungono gli spessori massimi di circa 160 m, in corrispondenza dell'abitato di Sant'Eutizio.

Nel settore nord-orientale e orientale dell'area indagata i massimi spessori dell'ignimbrite sembrano allinearsi lungo una direzione appenninica NO-SE; le sezioni AA' e DD' di Figg. 57 e 58, trasversali a questa direzione, mostrano che i massimi spessori si sono accumulati in paleodepressioni, probabilmente delimitate da alcuni alti morfologici (vedi sezione FF'' in Figg. 57 e 58). Più in generale, le sezioni ricavate dallo schema delle isopache dimostrano come la paleomorfologia abbia avuto un controllo geometrico sulla distribuzione dei depositi, condizionando il successivo processo di inversione del rilievo.

L'andamento degli spessori dell'Ignimbrite è funzione anche dei processi erosivi che hanno agito dopo la sua deposizione. Infatti, laddove le unità laviche cimine, di poco più recenti di WBA, hanno preservato quest'ultima dall'erosione, l'unità conserva gli spessori più vicini a quelli originali di messa in posto.

L'assenza di dati nel settore centrale dell'area indagata, caratterizzato dalla

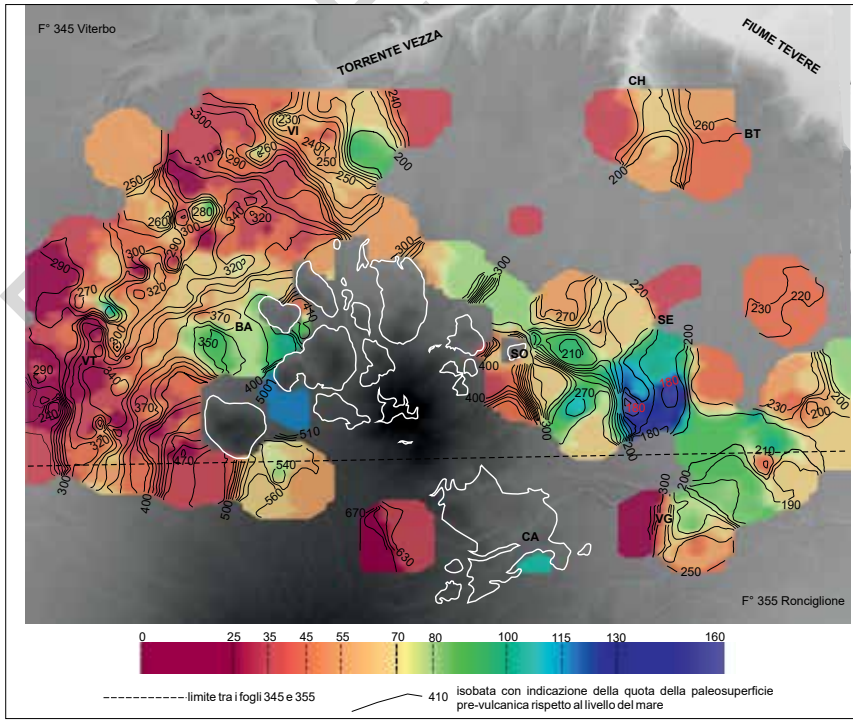


Fig. 56 - *Schema delle isopache dell'Ignimbrite Cimina. La* palette *di colori indica le variazioni di spessore in metri; i poligoni bianchi corrispondono ai domi cimini (per i nomi v. fig. 55); sigle dei centri abitati: BA Bagnaia, BT Bassano in Teverina, CA Canepina, CH Chia, SE Sant'Eutizio, VG Vignanello, VT Viterbo*

presenza dei domi, non permette un'analisi accurata. Tuttavia, dall'andamento della superficie di base dell'Ignimbrite ricavata dalla sezione AA' di Figg. 57 e 58, si può ipotizzare la presenza di un gradiente morfologico nella superficie pre-vulcanica che potrebbe dimostrare il sollevamento dell'area, precedente o concomitante alle fasi eruttive del Distretto Cimino (Pleistocene medio).

Il settore ovest della figura, occupato dalla città di Viterbo, è quello in cui l'Ignimbrite Cimina mostra gli spessori minori (da 10 a 25 m) insieme alle quote più basse della superficie prevulcanica di appoggio (circa 250 m s.l.m., vedi sez. DD' di Figg. 57 e 58). Questa odierna superficie di appoggio tuttavia all'epoca della messa in posto dell'Ignimbrite Cimina, poteva non rappresentare ancora un basso morfologico. In effetti, nell'ambito del *Graben* Paglia-Tevere (fasce 2, 3 e 4 di Fig. 45), su cui insiste il Distretto Vulcanico Cimino (vedi Figg. 46), l'area occupata dalla città di Viterbo e quella ovest dei Monti Cimini ricadono in una fascia tettonica diversa rispetto a quella dell'area est dei Monti Cimini. Un diverso tasso di movimento relativo fra queste due fasce tettoniche adiacenti, nel corso del Pleistocene superiore, potrebbe essere la causa della differenza di quota relativa registrata dai sondaggi delle due aree.

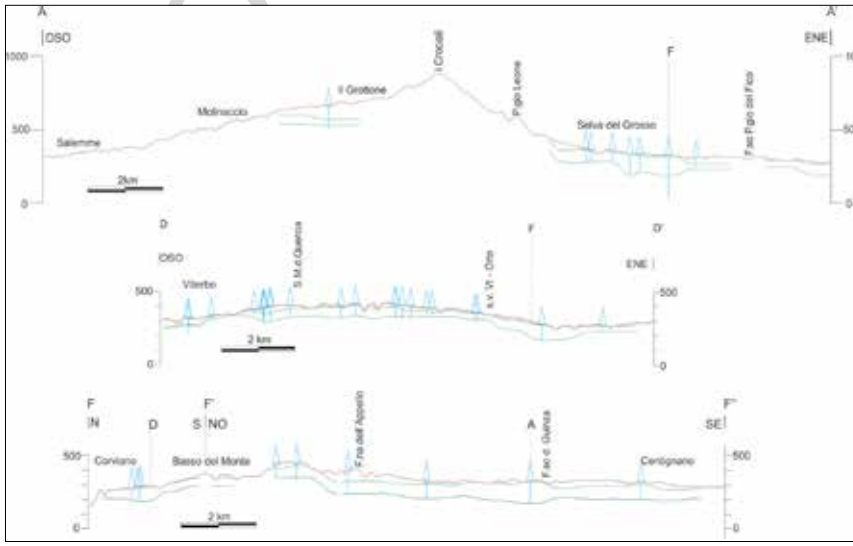


Fig. 57 - *Sezioni geologiche AA', DD' e FF'F" ottenute dalla rielaborazione dei dati di pozzo e dalle carte derivate (isobate e isopache). La linea marrone rappresenta la superficie topografica, le linee verdi il tetto e il letto dell'Ignimbrite Cimina. Al fine di rendere sempre visibili gli spessori, le altezze sono state esagerate di un fattore 4x. I simboli azzurri rappresentano le proiezioni sulle sezioni dei pozzi con le rispettive profondità raggiunte. Sono state anche riportate le intersezioni reciproche fra le tre sezioni, le cui tracce sono visibili nella fig. 58.*

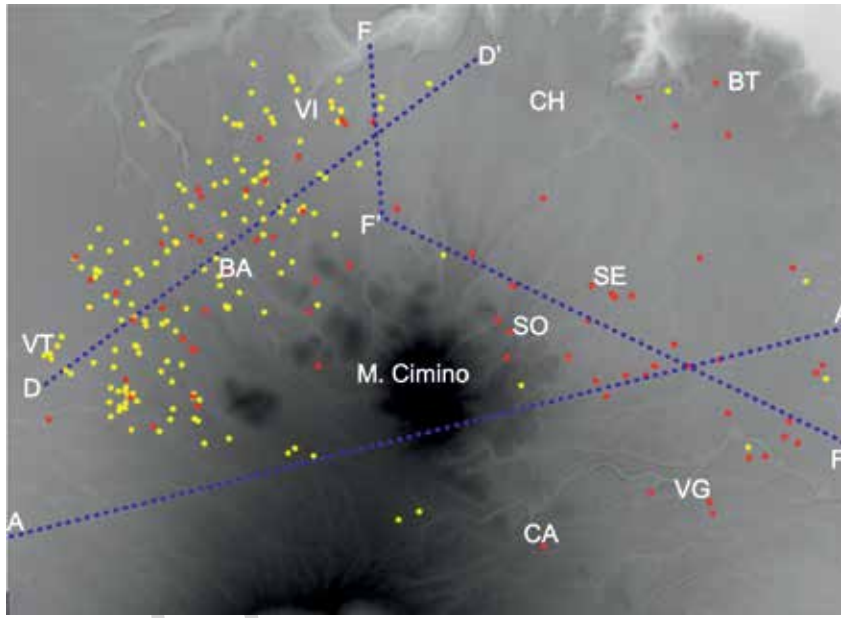


Fig. 58 - *Tracce delle sezioni di figura 57 e pozzi (i punti gialli corrispondono ai pozzi con fondo pozzo nel sedimentario, quelli rossi a quelli con fondo pozzo nel vulcanico) della BD L.464 utilizzati per l'elaborazione delle Carta delle Isobate e dello Schema delle Isopache. Le sigle corrispondono agli abitati dell'area (vedi didascalia di fig. 56).*

Per quel che riguarda la successione stratigrafica delle unità cimine, i dati stratigrafici ricavabili dalle perforazioni consentono solo considerazioni non risolutive. Infatti, esistono solo 8 pozzi in cui sono presenti unità laviche geometricamente più basse dell'Ignimbrite Cimina, ma in questi casi nulla si può dire se siano effusioni laviche più antiche dell'Ignimbrite o se siano invece intrusioni magmatiche messe in posto successivamente alla deposizione della coltre ignimbritica.

Si precisa che le informazioni ricavate da queste elaborazioni sono finalizzate ad una ricostruzione geologica di massima dei depositi indagati e non possono essere utilizzate a fini di prospezione mineraria, per la quale sono invece richieste dettagliate analisi stratigrafiche eseguite mediante campagne geognostiche opportunamente progettate a questo scopo. Tra l'altro il corpo geologico ricostruito per l'Ignimbrite Cimina risente della approssimazione relativa agli "spessori minimi" di cui si è parlato precedentemente in questo paragrafo.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

XI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

Nell'area del Foglio gli aspetti applicativi più importanti sono rappresentati dall'attività estrattiva, che si è sviluppata sia sulle formazioni vulcaniche sia sulle formazioni sedimentarie, e dalla presenza di diverse sorgenti di acque termali che, nel periodo 1950 – 1990, hanno favorito lo sviluppo di indagini nel sottosuolo per la ricerca di energia geotermica nella zona di Viterbo e dei Monti Cimini, come illustrato nel Titolo X.

Sono inoltre da evidenziare i movimenti franosi che interessano tutte le formazioni del Foglio ed i fenomeni di erosione accelerata, ben sviluppati nei sedimenti pelitici della formazione Chiani – Tevere, nonché la moderata sismicità dell'area, la cui importanza è stata sottolineata dalla nuova classificazione sismica dell'intero territorio nazionale (Ordinanza della Presidenza del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20.03.2003).

Inoltre è da segnalare una radioattività naturale con livello di fondo molto alto, legata al contenuto di uranio e radio nelle rocce vulcaniche affioranti nell'area. La radiazione γ di fondo è prodotta essenzialmente dalle rocce piroclastiche, in particolare dalle piroclastiti vicane (es. Tufo Rosso a Scorie Nere vicano), che risultano avere un contenuto di radioisotopi superiore all'Ignimbrite Cimina (Peperino). Anche le condizioni della roccia influiscono sull'esalazione di radon, consentendo al gas di essere emanato più o meno intensamente: ad es. la permeabilità, la fratturazione o la risalita in superficie di acque (o gas) di origine profonda; inoltre la diffusione di radon dal suolo verso la superficie è condizionata anche da una serie di parametri atmosferici (pressione, umidità e temperatura). Infine l'incidenza delle caratteristiche geologiche si risente anche sulla qualità delle acque e si evidenzia nella concentrazione di alcuni elementi potenzialmente pericolosi quali il Radio, l'Arsenico e i fluoruri.

1. - MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE

L'area compresa nel Foglio ha sempre rivestito un particolare interesse dal punto di vista applicativo. In questo territorio, infatti, sono state considerevoli, almeno per il passato, le attività estrattive di materiali lapidei nelle numerose cave aperte in zona, nonché lo sfruttamento delle manifestazioni gassose e delle sorgenti termali. In particolare, le cave hanno fornito materiali litoidi sia da costruzione che per utilizzi ornamentali. Tra questi si ricordano principalmente i "peperini" ed il "nenfro", entrambi ampiamente sfruttati anche dagli Etruschi. Di recente, l'utilizzo di alcuni litotipi è andato via via riducendosi o per esaurimento della materia prima o per cambiamento nel tipo dei materiali richiesti. In particolare, con il miglioramento delle metodologie di estrazione, è stato possibile fornire la stessa roccia per impieghi più pregiati. Ad esempio, l'Ignimbrite Cimina (commerciata con il nome di "peperino tipico" a partire dagli anni sessanta), estratta con il filo d'acciaio e ridotta in lastre sottili, ha acquisito un'importanza commerciale a carattere nazionale. Intanto, con la sopravvenuta necessità di uno sfruttamento compatibile e la chiusura per esaurimento di numerose cave, si è resa opportuna la ricerca di siti estrattivi compatibili con le nuove esigenze ambientali.

1.1. - "Peperino Tipico" (Ignimbrite Cimina - **WBA**)

Il termine "peperino" è stato introdotto in letteratura da Sabatini (1912a) e permane ancora tra cavatori ed utilizzatori. Di tutti i materiali lapidei da costruzione o ad utilizzo ornamentale, almeno a livello regionale è il più sfruttato. Nel passato per l'estrazione veniva utilizzata un'antica tecnica chiamata "tagliata romana"; recentemente, questa tecnica è stata sostituita da tecnologie più avanzate quali catene dentate e filo elicoidale che, a loro volta, hanno lasciato il posto alle tagliatrici a catena diamantata. Si è passati quindi dalle coltivazioni per "grandi bancate" alle coltivazioni "a gradino basso". Le macchine utilizzate attualmente hanno un braccio di 1,6 metri di lunghezza, lungo il quale scorre una catena attrezzata con utensili al carburo di tungsteno. Il braccio penetra nella roccia e, traslando lungo il binario, esegue tagli in ogni direzione. Le tipologie delle cave variano a seconda delle situazioni morfologiche; ad esempio, in zone pianeggianti si praticano cave "in pozzo" o cave a "fossa". Se il giacimento invece è nella parte alta della collina si passa a cave a "mezza costa". Oggi c'è una maggiore attenzione a ridurre al minimo il materiale di scarto ed al suo utilizzo. Ad esempio, i primi 5-8 metri di materiale tagliato, che in genere ha caratteristiche geotecniche scadenti, viene utilizzato per il ritombamento di cave abbandonate o per la fabbricazione di blocchetti da costruzione. I blocchi

PROGETTO CARG

da utilizzare come materiale ornamentale si ottengono solo dopo uno sbancamento di almeno 10-15 metri.

L'Ignimbrite Cimina presenta ottime caratteristiche di resistenza sia a compressione che a trazione. Di recente il numero delle cave è andato crescendo nell'area di Vitorchiano, mentre si sono ridotte le cave più prossime ai Monti Cimini (Soriano al Cimino), in particolare le cave in cui veniva estratta la varietà di peperino rosa. Attualmente gli utilizzatori preferiscono lastre tagliate normalmente alla direzione del flusso piroclastico, piuttosto che lastre con tagli paralleli alla direzione dello stesso. Questo taglio, che produceva lastre con le caratteristiche fiamme allungate ed isoorientate, viene sostituito da un taglio che produce lastre grigio chiare con nuclei circolari grigio scuri.

1.2. - "Peperino" di Montefiascone (Ignimbrite basale di Montefiascone *Auctt*. ed ignimbriti delle formazioni di Ciuccara, Monte d'oro La Berlina)

Le cave di "peperino" di Montefiascone sono attualmente tutte inattive, anche se quasi tutte le antiche costruzioni ed i monumenti di Montefiascone sono stati edificati con questa pietra. Il peperino si prestava per la sua resistenza e per la sua facile lavorabilità sia per blocchetti da costruzione sia per sculture. Gran parte dei monumenti siti in Montefiascone sono sculture in peperino che necessitano, peraltro, di notevoli interventi di restauro. Pertanto molto spesso si rende necessario reperire materiali utili alla sostituzione e, quindi, ritrovare i siti di estrazione o le cave originarie delle opere da restaurare.

1.3. - Tufo da blocchetti

I blocchetti da costruzione vengono tuttora reperiti dal Tufo Rosso a Scorie Nere vicano che affiora nel settore sud orientale del Foglio e dall'Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio *Auctt.* che affiora invece nel settore settentrionale del Foglio. Queste ignimbriti presentano le stesse caratteristiche fisiche e geotecniche, in quanto si tratta di depositi prevalentemente pomicei, a granulometria grossolana, cementati per zeolitizzazione. La zona dove è stato ampiamente sfruttato in passato il Tufo Rosso a Scorie Nere vicano è la zona delle Macchie di Piantorena, ma recentemente alcune cave sono state aperte nella zona di Grotte S. Stefano. L'estrazione dei blocchetti avviene ad opera di doppie seghe circolari. L'utilizzo di questo materiale negli ultimi tempi ha subìto un notevole decremento in considerazione del tenore di radon emesso dai blocchetti e dalla loro progressiva sostituzione con miscele cementizie.

PROGETTO CARG

1.4. - "Nenfro" (**WNE**)

Il "Nenfro" è stato cavato inizialmente dagli Etruschi ed utilizzato nell'arte funeraria per sarcofaghi e statue. Intere necropoli sono state ricavate da questa roccia, alcune delle quali, come quella di Castel d'Asso, sono ancora ben conservate, mentre altre necessitano di restauri. Recentemente, per la sua resistenza a temperature elevate, veniva cavato in grossi blocchi da utilizzare per camini. Anche per il Nenfro, e sicuramente molto di più che per altre pietre, la necessità del restauro di necropoli, sarcofaghi e monumenti rende impellente l'opportunità di ritrovare i siti di provenienza della roccia utilizzata dagli Etruschi. Nel lavoro di rilevamento del Foglio sono stati scoperti numerosi nuovi affioramenti nel settore sud orientale.

1.5. - Travertini

Sebbene le unità travertinose siano abbastanza estese, le aree che si prestano per essere scavate sono limitate. Ciò è dovuto in gran parte alla struttura concrezionare dei travertini e alla presenza di una parte superficiale più o meno spessa costituita da materiale sabbioso, che limitano le possibilità di utilizzare i travertini stessi. In passato sono state scavate due piccole aree ad O di Viterbo.

2. - MATERIALI DA PAVIMENTAZIONE

Come materiali per pavimentazione in passato venivano utilizzati diversi tipi di lava. Attualmente le lave cavate per questo scopo si sono ridotte a poche tipologie; una di queste è il "pietrisco" della Via Aurelia (lava di Campo Farnese - KCF), le altre sono le lave di Commenda (KCM). Recentemente si è scoperto che questa lava veniva utilizzata dai romani per costruire macine (Antonelli *et alii*, 2001).

3. - MATERIALI INCOERENTI

Numerosi sono i litotipi incoerenti di origine vulcanica o sedimentaria che vengono sfruttati, nell'area del foglio, per i loro usi applicativi

PROGETTO CARG

3.1. - Pozzolane

Le pozzolane sono state ampiamente utilizzate in passato per le loro caratteristiche di ottimo materiale legante cavabile con bassi costi di produzione. Nel settore meridionale del Foglio permangono alcune cave di pozzolana impiantate nel Tufo Rosso a Scorie Nere vicano. La pozzolana, in queste zone, rappresenta la facies incoerente dell'ignimbrite. Quando il deposito è poco o non zeolitizzato esso risulta sciolto ed è costituito da materiale micropomiceo più scuro che ingloba pomici centimetriche grigio scure.

3.2. - Scorie

Cave di scorie ancora attive sono presenti nei minuscoli coni di scorie delle formazione di Fosso del Bucino (KBC); inoltre sono da menzionare le cave di Poggio delle Troie (KPT) a NE di Montefiascone e di M. Varecchia (KMV), ad E di Montefiascone. Entrambe queste cave interessano due coni di scorie di notevoli dimensioni con un'altezza di circa 50 metri ed un diametro di circa 500 metri. Le caratteristiche delle scorie delle due cave sono diverse; quelle di Poggio delle Troie sono piuttosto dense, con una vescicolazione prevalentemente superficiale a granulometria decimetrica; le scorie di Monte Varecchia, invece, sono a grana minuta, con vescicolazione spinta e densità bassa.

3.3. - Farine Fossili

Lenti di farine fossili intercalate ai depositi del gruppo di Civita di Bagnoregio (XV) e dell'unità del Torrente Vezza (TZV) sono presenti in tutto il settore orientale del Foglio (ad esempio presso Poggio Mecone, Celleno, Fosso Infernaccio, M. Rosso, M. Moro, ecc.). L'origine di questi depositi è legata ai collassi vulcano-tettonici susseguenti alle eruzioni parossistiche del Paleobolsena. All'interno dei bacini palustri e lacustri che andavano creandosi, si sviluppava un'intensa sedimentazione di depositi finissimi varvati spesso potenti, anche fino a 17 m a Fosso Mecone, in eteropia con i prodotti del ciclo del Paleobolsena e Bolsena. I giacimenti hanno spesso un andamento lentiforme o in strati molto spessi, a Poggio Mecone con noduli di siderite, altrove spesso con intercalazioni di livelli di depositi piroclastici risedimentati. All'interno del Fosso Infernaccio lo sfruttamento, in passato, avveniva addirittura in galleria (Bertini *et alii*, 1971a)

PROGETTO CARG

3.4. - Ghiaie

Questi materiali sono ampiamente utilizzati sia come inerti per il calcestruzzo, sia per la realizzazione di rilevati stradali. Il loro sfruttamento è aumentato notevolmente negli ultimi 70 anni, insieme all'incremento del settore dell'edilizia e della costruzione di infrastrutture. Le numerose cave per l'estrazione delle ghiaie sono ubicate in netta prevalenza nei depositi alluvionali (b) del F. Tevere, ma anche nelle alluvioni antiche (es. unità di Graffignano).

3.5. - Argille per laterizi

I sedimenti pelitici dell'unità del Fosso di S. Savino (SBM) sono stati coltivati nei pressi di Bagnaia, in località Fornaci, per la produzione di laterizi. L'area estrattiva, abbandonata da alcuni decenni, è coperta in parte da discariche delle vecchie lavorazioni. Anche i sedimenti del membro pelitico–arenaceo (membro di Castello Ramici, CNH_1) della formazione Chiani-Tevere sono stati scavati nelle zone di Fontana Riccia e Poggio La Guardia a ESE di Graffignano.

4. - MINERALI UTILI

Nell'area del Foglio uno dei minerali di interesse economico estratti fino agli anni '50 è stata la siderite, il cui sfruttamento avveniva all'interno del bacino vulcano-sedimentario del Fosso della Ferriera (unità di Poggio Mecone - KME).

Il minerale veniva estratto per la fabbricazione di chiodi da parte di una piccola impresa locale. Il deposito di siderite è situato tra il Fosso della Ferriera e la Collina di Poggio Mecone, con un volume probabile di 6.500.000 m^3. Il minerale si presenta in noduli o in strati; i noduli hanno dimensioni variabili da 1-2 cm fino a 10 cm. Notevole incremento ha avuto, in tempi recenti, l'estrazione di SiO_2 in una cava situata in località Carratella. La mineralizzazione è situata all'interno del gruppo di Civita di Bagnoregio (XV) con uno spessore di 50 metri ed una lunghezza di 500 m. All'interno del deposito è presente anche una mineralizzazione a marcassite. Sempre in tempi non recenti, nei dintorni delle Rovine di Ferento, sono stati sfruttati esigui giacimenti di zolfo nativo e solfuri di ferro (Vighi, 1956).

PROGETTO CARG

5. - MANIFESTAZIONI GASSOSE

Manifestazioni gassose sono presenti in tutto il Distretto Vulsino, dove si accompagnano a sorgenti termali e a fenomeni di profonda alterazione della roccia incassante. Attività solfatariche, sfruttate anche per il passato a livello industriale per ricavare CO_2, sono presenti nel Fosso dell'Acqua Rossa (Vighi, 1956). Un altro sfruttamento a livello industriale della CO_2 è presente a NE di Montefiascone, in località Podere Morticini, in corrispondenza di una faglia con direzione E-O che disloca il substrato mesozoico in profondità. In questa area caratterizzata da una notevole attività idrotermale attuale è stata installata una rete di 15 pozzi per la cattura della CO_2, che pescano a 70 metri di profondità all'interno della lava caolinizzata. Il gas viene convogliato in uno stabilimento della zona dove viene liquefatto e conservato in bombole. Inoltre emanazioni di CO_2 sono presenti anche lungo il Fosso Solfatara a O-SO di Grotte S. Stefano.

6. - FRANOSITÀ

L'area del Foglio è caratterizzata per l'80% da terreni di natura vulcanica, costituiti da prodotti lavici alternati a prodotti piroclastici da flusso e, subordinatamente, da caduta. Tali prodotti hanno una giacitura mediamente sub-orizzontale e danno origine a versanti con bassa inclinazione nelle aree esterne alle caldere di Bolsena e Montefiascone, mentre assai più ripidi sono i versanti interni alle caldere. Nonostante la pendenza all'interno della cinta calderica sia elevata, la mancanza di un reticolo idrografico e la presenza di una fitta vegetazione rendono tali versanti generalmente stabili. Anche le aree immediatamente esterne alle caldere presentano solo limitati fenomeni franosi, tali da non costituire un elemento di rischio. Sia per la morfologia che caratterizza i versanti, sia per effetto della litologia delle vulcaniti, rappresentate in gran parte da espandimenti lavici, si tratta di solito di piccoli movimenti di superficie che interessano le coperture colluviali o la parte alterata più esterna delle rocce affioranti. I settori periferici degli apparati vulcanici, caratterizzati per lo più da estesi *plateau* lavici e piroclastici profondamente incisi dai corsi d'acqua, sono invece talora interessati da locali fenomeni di crollo. Tali fenomeni si verificano frequentemente lungo le scarpate del settore orientale dell'apparato vulsino e settentrionale del distretto Cimino dove depositi competenti (lave o ignimbriti lapidee) sovrastano stratigraficamente materiali sciolti, facilmente erodibili (piroclastiti incoerenti e/o argille e sabbie plio-pleistoceniche). Movimenti franosi coinvolgono spesso, con crolli e/o ribaltamenti, le unità piroclastiche riferite all'Ignimbrite Cimina (WBA) e al Tufo Rosso a Scorie Nere vicano (WIC).

PROGETTO CARG

La natura litologica delle unità sedimentarie comprese nel Foglio, caratterizzate da litotipi terrigeni tutti più o meno molto erodibili, agevola sia i fenomeni di degradazione meteorica e di erosione, sia i movimenti di massa nei versanti. In generale le frane in evoluzione rilevate e cartografate sul terreno e mediante l'esame delle foto aeree sono sviluppate con colate e scorrimenti rotazionali prevalentemente nel membro di Castello Ramici della formazione Chiani – Tevere (CNH_1). I processi di versante sono stati oggetto di specifici censimenti nei progetti AVI (Aree Vulnerate Italiane) ed IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani) nonchè del PAI (Piano di Assetto Idrogeologico) della Regione Lazio. Gli elementi morfologici più comuni sono rappresentati da orli di scarpate (e/o nicchie di frana) e corpi di frana di diversa tipologia: più frequenti le frane di crollo ed i ribaltamenti in destra orografica mentre in sinistra orografica sono più diffusi i colamenti e le frane complesse, spesso associati ai fenomeni di erosione diffusa e concentrata delle aree calanchive. Le coltri di depositi eluvio-colluviali sulle pendici dei versanti sono localmente interessate da lenti e superficiali movimenti di versante (soliflusso).

7. - SISMICITÀ

La classificazione sismica del territorio nazionale italiano prima del 1983 era definita solo dopo un evento sismico mediante rilevi macrosismici relativi ai danni subiti dagli edifici nei comuni colpiti da terremoti. Una prima classificazione sismica è stata fatta nel 1915 dopo il devastante terremoto di Avezzano. Successivamente è stata proposta una nuova classificazione sismica negli anni '60 sempre in base ai danni riportati dagli edifici.

La prima vera classificazione sismica del territorio nazionale si deve agli studi approfonditi sulla sismicità eseguiti dal Progetto Finalizzato Geodinamica (1975 – 1980) a seguito del terremoto del 23 novembre 1980 in Irpinia e Lucania (Decreto Ministero Lavori Pubblici del 1984).

Nel Lazio 278 comuni su 374 sono stati classificati sismici, escludendo gli altri 96. In particolare nella provincia di Viterbo sono classificati sismici Acquapendente, Onano e Tuscania.

Dopo il 1983 le conoscenze sismologiche sono avanzate per merito del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile che ha promosso studi e ricerche svolti dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT), dal Servizio Sismico Nazionale e dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Tali studi e ricerche hanno prodotto una Proposta di Riclassificazione Sismica (1998 – 2001) che è stata ripresa dall'Ordinanza della Presidenza del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20.03.2003.

PROGETTO CARG

L'Ordinanza della P.C.M. n. 3274 del 20.03.2003 ha stabilito i criteri per l'individuazione delle Zone Sismiche che fanno specifico riferimento alle zone indicate nelle Norme tecniche per il progetto, la valutazione e l'adeguamento sismico degli edifici, nelle Norme tecniche per il progetto sismico dei ponti e nelle Norme tecniche per il progetto sismico di opere di fondazione e di sostegno dei terreni, emanate contestualmente al DL 112/1988.

Le citate Norme Tecniche indicano 4 valori di accelerazioni orizzontali (a_g/g) di ancoraggio dello spettro di risposta e le norme progettuali e costruttive da applicare. Di conseguenza sono state individuate 4 Zone Sismiche. Viene proposto che ciascuna zona sia individuata secondo valori di accelerazione di picco orizzontale (ag) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni come riportato nella tabella 5.

L'area del Foglio comprende 8 territori comunali della provincia di Viterbo nel Lazio (Viterbo, Bassano in Teverina, Bomarzo, Celleno, Graffignano, Grotte S. Stefano, Soriano nel Cimino, Vitorchiano) e 4 territori comunali in provincia di Terni in Umbria (Attigliano, Alviano, Giove in Teverina, Lugnano in Teverina). Tutti questi comuni sono considerati sismici dalla citata Ordinanza P.C.M. 3274/2003.

Pertanto la Regione Lazio ha revisionato la classificazione sismica del territorio regionale con un Gruppo di Lavoro. Da questo è emersa la classificazione sismica, con Deliberazione della Giunta Regionale n. 766 del 1.8.2003, che non si discosta molto da quella dell'Ordinanza P.C.M.: 18 comuni sono stati spostati dalla Zona Sismica 3 alla Zona Sismica 2. Pertanto dei 60 comuni della provincia di Viterbo rientrano in Zona Sismica 2 i comuni di Acquapendente, Bagnoregio, Capodimonte, Celleno, Cellere, Gradoli, Grotte di Castro, Latera, Onano, S. Lo-

PROGETTO CARG

Tab. 5 - *Valori di accelerazioni orizzontali (a_g/g) di ancoraggio dello spettro di risposta per le 4 Zone Sismiche (Ordinanza della P.C.M. n. 3274 del 20.03.2003), per le quali vengono proposti valori di accelerazione di picco orizzontali (ag) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.*

Zona	**Accelerazione orizzontale con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni a_g/g**	**Accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico a_g/g**
1	> 0,25	0,35
2	0,15 - 0,25	0,25
3	0,05 - 0,15	0,15
4	< 0,05	0,05

renzo Nuovo, Proceno e in Zona Sismica 4 solo il comune di Montalto di Castro. Tutti gli altri comuni sono compresi nella Zona Sismica 3.

La citata Delibera stabilisce che nei comuni compresi nelle Zone Sismiche 1, 2 e 3 è fatto obbligo della progettazione antisismica secondo le norme tecniche dell'Ordinanza P.C.M. 3274/2003 e che nei comuni della Zona Sismica 4 non è fatto obbligo della progettazione antisismica ad eccezione delle costruzioni di interesse strategico e di opere infrastrutturali (ospedali, strutture civili e militari; infrastrutture varie). La stessa Deliberazione inoltre considera i comuni della Zona Sismica 3 a bassa sismicità.

Anche la Regione Umbria ha provveduto alla revisione della classificazione sismica del proprio territorio. Sulla base di studi di pericolosità sismica, frequenza ed intensità dei terremoti del passato, i comuni della provincia di Terni sono stati tutti riclassificati e suddivisi nelle tre Zone Sismiche 1, 2 e 3. I quattro comuni della provincia Terni compresi nel Foglio (Attigliano, Alviano, Lugnano in Teverina e Giove in Teverina) rientrano nella nuova classificazione in Zona Sismica 3.

7.1. - La sismicità di Viterbo

La banca dati di osservazioni macrosismiche al di sopra della soglia del danno dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia indica che il territorio urbano di Viterbo ha subìto alcuni eventi sismici. La tabella 6 e il grafico di figura 60 illustrano sinteticamente la storia sismica di Viterbo con terremoti di intensità sismica locale superiore a 4,5 della scala MCS (Mercalli – Cancani – Sieberg). Confrontando i dati della tabella 6 con i dati della figura 60 si rileva che i terremoti di interesse sono quelli del 1349 con area epicentrale a Venafro (Is), del 1695 con area epicentrale a Bagnoregio (Vt), del 1877 con area epicentrale a Capranica (Vt), del 1898 con area epicentrale a Rieti, del 1915 con area epicentrale ad Avezzano (Aq).

In pratica tra il 1349 e 1915, cioè in 566 anni, Viterbo ha risentito di 5 eventi sismici con intensità 5 della scala MCS. Si tratta quindi di un modesto riflesso dei terremoti sull'area in questione.

7.2. - La sismicità nell'area dei Vulsini Orientali

Come ha dimostrato il terremoto di Tuscania del 6 febbraio 1971 (Boschi *et alii*, 1997), gli eventi sismici nell'area dei Vulsini sono eventi molto superficiali, legati a fenomeni di assestamento di tipo vulcano-tettonico, conseguenti a difetti di massa di antiche camere magmatiche superficiali ed alla tettonica regionale.

PROGETTO CARG

Tab. 6 - *Terremoti che hanno interessato Viterbo. Dalla banca dati di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (http://www.ingv.it/banchedati/banche.html).*

Data					**Effetti**	**Zona epicentrale**		
anno	mese	giorno	ora	minuti	Is (MCS) x 10		Is	Ms
1349	09				75	Venafro	105	67
1915	01	13	06	52	50	Avezzano	110	70
1965	06	11	02	30	50	Bagnoregio	90	59
1703	01	14	18		50	Norcia	100	67
1877	12	23	05	03	50	Capranica	60	44
1898	06	27	23	38	50	Rieti	80	52
1861	05	09	01	53	45	Città della Pieve	70	47
1919	10	22	06	10	45	Anzio	70	54
1781	04	04			40	Faentino	90	62
1922	03	27	00	10	40	Grotte di Castro	55	42
1957	12	06	04	54	40	Castel Giorgio	75	50
1969	07	02	07	55	40	Tolfa	70	45
1971	02	06	18	09	40	Tuscania	85	42
1979	09	16	21	35	40	Norcia	85	42
1917	10	14	17	05	35	Montefiascone	65	44
1980	11	23	18	34	35	Irpinia - Lucania	100	69
1887	02	23			30	Liguria occidentale	100	64
1895	11	01			30	Castelporziano	65	44
1903	06	21	13	29	30	Bagnoregio	65	44
1927	10	11	14	45	30	Marsica	70	50
1931	05	13	00	26	30	Celleno	60	42
1940	10	16	13	17	30	Radicofani	75	51
1874	12	06	15	32	20	Settefrati	80	55
1879	02	23			20	Serravalle	70	50
1885	02	26	20	48	20	Scandiano	60	44
1885	04	10	01	44	20	Monti Simbruini	55	42
1915	11	11	03	41	20	Stroncone	70	47
1922	12	29	12	22	20	Sora	70	55
1892	01	22			NF	Colli Albani	70	47
1905	02	12	08	28	NF	Santa Fiora	65	44
1909	01	13	00	45	NF	Bassa Padana	65	54
1930	10	30	07	13	NF	Senigallia	85	60

PROGETTO CARG

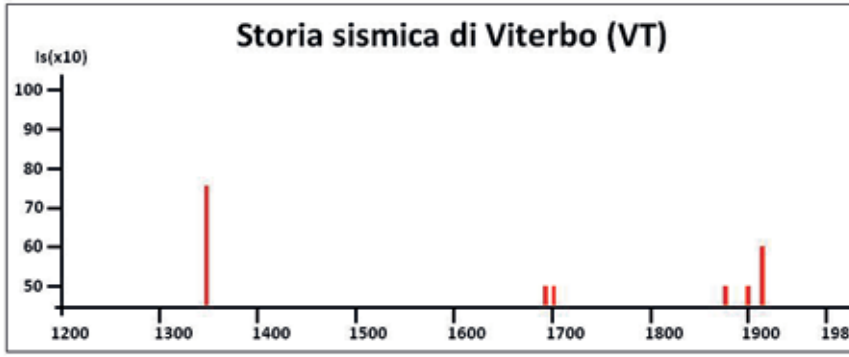


Fig. 59 - *Diagramma che illustra in modo sintetico la storia sismica di Viterbo con terremoti di intensità sismica locale (Is) superiore a 4,5 (MCS). Dalla banca dati di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno, dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.*

È noto che il lago di Bolsena è una caldera vulcano-tettonica, legata sia alla tettonica di sprofondamento regionale che a svuotamenti di camere magmatiche con emissioni di volumi di magma spesso superiori a 10 km^3. Per quanto riguarda l'evento di Tuscania, localizzato solo a pochi km dall'area del Foglio, l'intensità fu dell'VIII°, IX° della scala Mercalli con un ipocentro tra 7.5 e 8.5 km. Le ripercussioni nei centri abitati situati nel Foglio furono del VI° a Viterbo, a Montefiascone e a Celleno. Il patrimonio edilizio della città di Tuscania risultò in gran parte inagibile, con i danni maggiori individuati nel quartiere medioevale. Fu rilevato che edifici costruiti su lava resistettero meglio di quelli fondati su tufo. Gli edifici più danneggiati poggiavano per lo più su terreni di riporto, con spessori variabili da qualche centimetro a qualche metro, e le loro fondazioni non raggiungevano le formazioni litologiche sottostanti.

8. - IDROGEOLOGIA

Nel Foglio l'acquifero più produttivo delle unità sedimentarie è quello comprendente i depositi alluvionali (b) olocenici della valle del F. Tevere. In conseguenza dell'estensione, della potenza e del grado di permeabilità relativa da medio ad alto di questi depositi, si individua un acquifero caratterizzato da una falda continua libera e poco profonda (da circa 2 a 4 m dal piano campagna). Il flusso idrico sotterraneo interessa un mezzo con porosità elevata.

Questa falda è alimentata principalmente dalla ricarica diretta sulla piana alluvionale e localmente dagli apporti idrici dagli acquiferi limitrofi, laddove gli

PROGETTO CARG

acquiferi vulcanici si raccordano con la piana attraverso le unità a prevalente componente ghiaiosa e sabbiosa con elevato grado di permeabilità relativa (unità di Sipicciano - UCI, unità di Rio Fratta – URF, unità di Graffignano - UGF, membro di Bassano in Teverina della Formazione Chiani - Tevere - CNH_2). Queste ultime condizioni si verificano in destra del F. Tevere tra il limite N del Foglio e il T. Vezza; per il resto gli apporti laterali verso l'acquifero della piana alluvionale sono limitati a causa della presenza del membro impermeabile di Castello Ramici della Formazione Chiani - Tevere (CNH_1).

Il principale recapito della circolazione idrica sotterranea della piana alluvionale è rappresentato dal F. Tevere: in occasione dei fenomeni di piena del corso d'acqua i rapporti falda-fiume si possono temporaneamente invertire. In generale la morfologia piezometrica è convergente verso il corso d'acqua principale o verso i paleoalvei sepolti del Tevere. Localmente, in corrispondenza degli scavi praticati dalle attività estrattive di inerti dalla piana, la superficie piezometrica è affiorante.

Nel Foglio sono presenti diverse sorgenti di cui una decina scaturisce dalle unità sedimentarie. Si tratta per la maggior parte di emergenze di ridotta portata, generalmente tra meno di 1 l/s e 10 l/s, che possono essere suddivise in funzione delle caratteristiche chimico-fisiche delle loro acque.

Sorgenti di acque fredde (temperatura inferiore a 21 °C), poco mineralizzate (residuo fisso inferiore a 500 mg/l) e con portata generalmente inferiore a 1 l/s affiorano all'interno o ai margini delle alluvioni terrazzate del Tevere: unità di Sipicciano (UCI), unità di Rio Fratta (URF), unità di Graffignano (UGF). Si tratta di sorgenti legate ad un deflusso idrico sotterraneo relativamente superficiale, riconducibile alla presenza di falde sospese di limitata estensione nell'ambito delle suddette unità o alla circolazione idrica sotterranea che interessa la coltre di alterazione superficiale delle stesse unità. Pertanto le emergenze di acque sotterranee in superficie avvengono in corrispondenza di limiti di permeabilità dovuti a locali motivi litostratigrafici o strutturali.

Anche ai margini delle placche di travertino si ritrovano piccole sorgenti con portata generalmente non superiore a 1 l/s e caratteristiche chimico-fisiche riconducibili alla precedente categoria. In questo caso si tratta dell'affioramento della falda che si instaura all'interno dei travertini.

Inoltre sono presenti anche sorgenti termali in corrispondenza delle unità sedimentarie. Un primo gruppo di emergenze è ubicato poco a ovest della città di Viterbo, in una fascia allungata in direzione N-S, che comprende il sistema idrotermale, e dove affiorano i depositi di travwertino dell'unità di Bullicame. A NE delle Rovine di Ferento lungo il Fosso Solfatara si rinvengono due emergenze di CO_2 e H_2S. Le manifestazioni termali sono state oggetto di diversi studi di carattere geotermico, idrogeologico e geochimico (Conforto, 1954; Baldi *et alii*, 1973;

PROGETTO CARG

Panichi & Tongiorgi, 1975; Calamai *et alii*, 1977; Arnone, 1979; Camponeschi & Nolasco, 1984; Duchi *et alii*, 1986; Minissale & Duchi, 1988; Chiodini *et alii*, 1995a e 1995 b; Duchi & Minissale, 1995; Chiodini *et alii*, 1999; Chiocchini *et alii*, 2001, 2010; Minissale *et alii*, 2002; Piscopo *et alii*, 2006; Baiocchi *et alii*, 2007, 2012; Cinti *et alii*, 2014; Chiocchini & Manna, 2015).

Nell'area ad ovest di Viterbo le emergenze di acque termali si rinvengono a quote comprese tra 320 m e 240 m s.l.m., alcune delle quali sono dovute ai sondaggi della Società Terni e dell'INPS e pozzi di privati. Camponeschi & Nolasco (1984) hanno riconosciuto 43 sorgenti e 13 pozzi. Le emergenze sono riunite in tre gruppi distribuiti nella zona settentrionale, nella zona centrale e nella zona meridionale dell'area termale (tab. 7a). Attualmente le sorgenti di acque termali, con una portata compresa tra 0,2 l/s e circa 7 l/s, sono sette (Bagnaccio, Laghetto Bagnaccio, Carletti, Bullicame, S. Caterina, Zitelle, Aeroporto; tab. 7a). Le sorgenti più famose sono Bullicame e Carletti. Gli studi di Chiocchini *et alii* (2010) e Chiocchini & Manna (2015) indicano che tutte le emergenze di acque termali mostrano portate in diminuzione da circa 160 anni. La tabella 7b evidenzia che tra il 1984 e il 2015, cioè in 31 anni, 32 sorgenti somo estinte, e la portata complessiva di 123 l/s nel 1984 è diminuita a 69 l/s nel 2010 e a 61 l/s nel 2015. Particolarmente significativa è la diminuzione della portata della nota sorgente Bullicame, ricordata da Dante nel Canto XIV versi 76 - 84 dell'Inferno, da 30 l/s nel 1855, a 20 l/s nel 1950, a 10 l/sc nel 2010 e a 2,8 l/s nel 2015.

Le numerose analisi geochimiche prodotte nei suddetti lavori indicano che le acque sono comprese tra i tipi solfato alcalino terroso e bicarbonato - solfato alcalino terroso, hanno temperatura tra 40°C e 62°C, salinità elevata, conducibilità elettrica 2710 – 3320 µS/cm (tab. 8) e contenuti in CO_2 e H_2S disciolti, rispettivamente, di 235 - 613,9 mg/l e 11,48 - 29,54 mg/l. Le acque termali sono connesse ad un circuito profondo attivo nell'acquifero carbonatico costituito dalle unità mesozoico - cenozoiche della Falda toscana, chiuso al tetto dai complessi a permeabilità molto bassa del Flysch della Tolfa, che lo isolano dal sovrastante acquifero vulcanico (v. Fig. 54). Le acque termali risalgono lungo le fasce cataclastiche delle faglie dirette (v. Fig. 54). L'area di ricarica è individuata tra la dorsale di Amelia - Narni, i Monti Sabini, i Monti Martani e i monti del settore nord orientale dell'Umbria, costituiti dalle unità mesozoico - cenozoiche della Successione umbro - marchigiana (acquifero carbonatico; Chiocchini *et alii*, 2010). Le acque di tale circuito, con elevato contenuto salino e di tipo solfato alcalino terroso, emergono prima lungo il F. Nera formano le sorgenti di Stifone - Montoro con temperatura di 18 °C e portata di 13 m3/s (tab. 8), proseguono il percorso verso ovest riscaldandosi per l'anomalo flusso di calore dell'area dei Monti Cimini (Chiocchini *et alii*, 2010) e successivamente emergono a Orte con temperatura di 30 °C ed infine nell'area di Viterbo con temperature di 40 °C – 62

PROGETTO CARG

Tab. 7 - *a) Portate delle sorgenti, dei sondaggi e dei pozzi di acque termali nel 1984 secondo Camponeschi & Nolasco (1984), nel 2010 secondo Chiocchini et alii (2010) e nel 2015 secondo Chiocchini & Madonna (2015).*
- b) Portata delle sorgenti nel 1984 attualmente estinte

a

Anno	Sorgenti, sondaggi e pozzi	Zona settentrionale Gruppo Bagnaccio l/s			Zona centrale Gruppi Zitelle e Bullicame l/s			Zona meridionale Gruppo Asinello e S. Cristoforo l/s			Totale l/s
			Tot. Parz.	Totale l/s		Tot. Parz.	Totale l/s		Tot. Parz.	Totale l/s	
1984	Sorgenti			25,7			38			14,85	78,55
	Sondaggi e pozzi			16			22,5			6	44,5
	Totale			41,7			60,5			20,85	123,1
2010	Sorgenti			11,2			24			1,5	36,7
	Sondaggi e pozzi			1,3			26			5	32,3
	Totale			12,5			50			6,5	69
2015	Sorgenti	Bagnaccio	0,6	7,4	Carletti	1,8	14,3			0	21,7
		Laghetto Bagnaccio	6,8		Bullicame	2,8					
		Casale Montarozzo	0		S. Caterina	5					
					Bussete	0					
					Esercito - P. d'Arme	0					
					Zitelle	4,5					
					Aeroporto	0,2					
	Sondaggi e pozzi	Bagnaccio	2	3,5	Zitelle	5,5	33,5	S. Sisto	2,2	2,2	39,2
		Sondaggio sismico I	0,1		S. Valentino	9		Paliano	0		
		Danti	1		S. Albino	0					
		Oasi	0,4		Terme dei Papi	19					
		Mercatone (non disp.)			Gigliola	0					
		Bacucco	0		Uliveto	0					
	Totale			10,9			47,8			2,2	60,9

b

Anno	Sorgenti, sondaggi e pozzi	Zona settentrionale Gruppo Bagnaccio l/s			Zona centrale Gruppi Zitelle e Bullicame l/s			Zona meridionale Gruppo Asinello e S. Cristoforo l/s			Totale l/s
			Tot. Parz.	Totale l/s		Tot. Parz.	Totale l/s		Tot. Parz.	Totale l/s	
1984	Sorgenti	Bacucco	1,7	18,4	Ara dello Zio	0,7	10,55	Asinello	3,5	11,1	40,1
		Casa Vicenzale	0,5		Casa del Pero	0,3		S. Cristoforo	3,25		
		Contrada Bagnaccio	0,5		Casale Polidori	3		Le Pasque (non det)			
		Gallinei	2		Capanna Goletti	1		Antica Via Cassia	3		
		Pantano	3		Bussete	0,5		Fosso Caccialepre	0,3		
		La Ruzzola	1,5		San Giorgio	0,5		L'Aglio Antica	0,3		
		Pian di Viterbo	1,2		Piscinella Polidori	1		Le Masse	0,25		
		Piscina Bacucchetto	2		Esercito (non disp.)			Il Masso	0,5		
		Casale Montarozzo	5		Piazza d'Arme	0,5					
		Quartaccio	1		Acqua della Milza	0,6					
					Vesparo	0,2					
					Torretta	1					
					Acqua Magnesiaca	0,25					
					Acquabella	1					

°C (tab. 8). La risalita in superficie delle acque termali è fortemente condizionata dall'assetto geologico - strutturale locale, come nel caso di Viterbo, dove il substrato sedimentario è meno profondo.

La presenza di depositi piroclastici travertinizzati datati 0,420 Ma al disotto del Tufo Rosso a Scorie Nere vicano, a sua volta datato 0,150 Ma ± 4 ka (Laurenzi & Villa, 1987), nei sondaggi Gigliola, Uliveto e dell'aeroporto di Viterbo indica che il circuito termale è stato attivo prima della messa in posto delle colate piroclastiche di tale unità e dei sottostanti depositi piroclastici, cioè prima di 0,420 Ma in ambiente subaereo, localmente di tipo palustre come dimostrano i depositi dei sondaggi Gigliola, Uliveto e dell'aereoporto di Viterbo (v. Fig. 51).

PROGETTO CARG

Tab. 8 - *Caratteri geochimici delle acque delle sorgenti di Stifone - Montoro, delle terme di Orte e dell'area termale di Viterbo.*

	Stifone - Montoro	**Terme di Orte**	**Area termale di Viterbo**
Quota (m s.l.m.)	70 - 85	160	320 - 258
Temperatura (°C)	18°	30°	40° - 62°
pH	6,80 - 9,93	6,72	6,18 - 6,6
Na^+(mg/l)	412 - 649,6	24,9	27 - 39
K^+(mg/l)	2,5 - 2,8	1,1	27 - 38
Ca^{++}(mg/l)	242 - 293,5	335,1	515 - 748
Mg^{++}(mg/l)	38,9 - 68,6	67,2	131 - 178
Cl^-(mg/l)	551,5 - 986,2	60,7	15 - 19
$SO_4^=$(mg/l)	528,9 - 655,4	588,3	1050 - 1650
HCO_3^-(mg/l)	275 - 549	610	984 - 1127
CE(µS/cm a 25°C)	2100 - 2400	2900	2710 - 3320

Poiché il riscaldamento dell'acquifero carbonatico è dovuto alle intrusioni magmatiche dei Monti Cimini, si può ritenere che il circuito termale abbia iniziato a funzionare contemporaneamente al Distretto Cimino, cioè circa 1,3 Ma fa.

La deposizione avvenuta in un lunghissimo periodo ad opera di un gigantesco volume di acque termali ha comportato la formazione di 114 milioni di metri cubi di travertini, di cui circa 4 milioni relativi all'unità di Case Castiglione e 110 milioni all'unità di Bullicame. I travertini dell'unità di Case Castiglione e le numerose forme a duomo dell'unità di Bullicame prive di emergenze di acque termali confermano che molte sorgenti sono estinte in tutta l'area termale e che la portata complessiva delle emergenze è diminuita da almeno 160 anni.

Oltre agli acquiferi ospitati nelle unità sedimentarie e nelle placche di travertino ed alle acque termominerali già descritti, sono state oggetto di ampio studio anche le risorse idriche associate alle unità idrogeologiche vulcaniche dei Monti Vulsini e dei Monti Cimino-Vicani che interessano l'area del Foglio Viterbo. Queste manifestazioni sono state ampiamente descritte nelle storiche pubblicazioni e cartografie di riferimento di Camponeschi & Lombardi (1969), Giuliano & Sciotti (1981), Boni *et alii* (1986, 1988), Ventriglia (1989) e riprese più recentemente nel dettaglio e con aggiornamenti da Capelli *et alii* (2005), Baiocchi *et alii* (2006) e Capelli *et alii* (2012a, b). Si rimanda il lettore a questi lavori per eventuali approfondimenti e anche a riferimenti bibliografici più recenti (e.g.

PROGETTO CARG

Piscopo *et alii,* 2018), dove sono proposte ulteriori interpretazioni riguardo alla circolazione idrica sotterranea dell'area.

La ricarica delle suddette unità vulcaniche deriva essenzialmente dalle precipitazioni ed il complesso assetto strutturale del substrato prevulcanico recente (e.g. alti strutturali del tetto del complesso delle argille e argille sabbiose plio-pleistoceniche), ed a volte anche di alcune formazioni vulcaniche, influenza le direttrici di flusso della circolazione idrica sotterranea.

Senza entrare in un dettaglio che esulerebbe dagli scopi delle presenti Note illustrative, si ricordano, tra le principali sorgenti nell'ambito del Foglio, quelle collocate nel settore orientale e settentrionale dei Monti Cimini (portate medie generalmente inferiori ai 10 l/s, a volte tra 10-20 l/s) ed alcune situate nel bacino del Fiume Marta (portata media fino a 30-40 l/s, poco fuori Foglio) ed al margine orientale del Lago di Bolsena (portate medie fino a oltre 15 l/s, poco fuori Foglio). Di particolare interesse sono le sorgenti lineari, dovute all'affioramento in subalveo della superficie piezometrica, presenti nei depositi vulcanici al contatto con le unità sedimentarie della valle del F. Tevere (portate medie nei tratti di valle generalmente tra circa 100 ed oltre 400 l/s).

Si evidenzia inoltre che in tempi piuttosto recenti è stata approfondita anche la tematica ambientale relativa alla presenza naturale di arsenico negli acquiferi vulcanici nell'area viterbese (e.g., Angelone *et alii*, 2009; Armiento *et alii*, 2015; Cinti *et alii*, 2015).

9. - GEOLOGIA ANTROPICA

Durante il rilevamento del Foglio sono stati individuati diversi accumuli di materiali derivanti per lo più da escavazioni di cave, soprattutto lungo il F. Tevere, e da ristrutturazioni di edifici nonché materiali di discarica abusiva. Come precedentemente evidenziato, sono presenti numerose cave attive ed abbandonate. Le prime sono particolarmente evidenti, mentre per le cave abbandonate non si è rilevato un adeguato recupero e/o ripristino ambientale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Abbate e. & Sagri m. (1970) - *The eugeosynclinal sequence*. in: Sestini G. (editor) *Development of the Northern Apennines geosyncline.* Sedimentary Geology, **4**: 251-340.

Alberti A., Bertini M., Del Bono G.L., Nappi G. & Salvati L. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - F. 136 Tuscania. F. 142 Civitavecchia*. Servizio Geologico d'Italia: 141 pp.

Allen C. C., Chafetz H. S., Combie J., Graham C. R., Kieft T. L., Kivett S. J., McKay D. S., Steele A., Taunton A. E., Taylor M. R., Thomas – Keprta K. L. & Westall F. (2000) – *Microscopic physical biomarkers in carbonate hot springs: implications in the search for life on Mars.* Icarus, **147** (1): 49-67.

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 nel Pleistocene inferiore.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 573-580.

Ambrosetti P., Carboni M. G., Conti M. A., Esu D., Girotti O., La Monica G.B., Landini B. & Parisi G. (1987) – *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del fiume Tevere nell'Umbria meridionale.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**: 10-33.

Amendolagine M., Dell'Anna L. & Mattias P.P. (1963) – *Le lave dell'apparato vicano: zona orientale, Soriano, Canepina, Vignanello, Fabrica.* Per. Mineral., **32** (1): 197-249.

Angelone M., Cremisini C., Piscopo V., Proposito M. & Spaziani F. (2009) - *Influence of hydrostratigraphy and structural setting on the arsenic occurrence in groundwater of the Cimino-Vico volcanic area (central Italy).* Hydrogeol. J. **17**: 901-914.

Antonelli F. (1989) - *Rilevamento-geopetrografico del settore sud-orientale del Distretto Vulcanico Vulsino (Tav.III N.O., F.137) e studio geochimico dei campi di lava. Relazioni tra tettonica e magmatismo*. Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi di Urbino, 215 pp.

Antonelli F., Nappi G. & Lazzarini L. (2001) – *Roman millstones from Orvieto (Italy): Petrograph-*

ic and geochemical data for a new archaeometric contribution. Archaeometry, **43**(2): 167-189.

Appleton J.D. (1972) – *Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina Volcano, Roman Region. Italy.* J. Petrol., **13**: 425-456.

Armiento G., Baiocchi A., Cremisini C., Crovato C., Lotti F., Lucentini L., Mazzuoli M., Nardi E., Piscopo V., Proposito M. & Veschetti E. (2015) - *An integrated approach to identify water resources for human consumption in an area affected by high natural arsenic content.* Water, **7** (9): 5091-5114.

Arnone G. (1979) - *Studio delle sorgenti termali del Lazio settentrionale*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **35**(2): 647-666.

Aulinas M., Gasperini d., Gimeno D., Macera P., Fernandez-Turiel J.L. & Cimarelli C. (2011): *Coexistence of calc-alkaline und ultrapotassic alkaline magmas at Mounts Cimini: evidence for transition from the Tuscan to the Roman Magmatic Province (Central Italy).* Geologica Acta, **9** (1): 103-125.

Aurisicchio, C., Nappi, G., Renzulli, A. & Santi, P. (1992): *Mineral chemistry, glass composition and magma fractionation of the welded ignimbrite in the "Civitella D'Agliano Formation", Vulsini Volcanic District (Italy).* Mineral. Petrogr. Acta, **35**: 157-182.

Baiocchi A., Lotti F. & Piscopo V. (2012) - *Conceptual hydrogeological model and groundwater re source estimation in a complex hydrothermal area: the case of the Viterbo geothermal are (central Italy).* Journal of Water Resource and Protection, **4**: 231-247.

Baiocchi A., Lotti F., Piscopo V., Chiocchini U., Madonna S. & Manna F. (2007) – *Hydraulic interactions between aquifers in the Viterbo area (Central Italy)*. In: Ken Howard (Ed.), Urban Groundwater - Meeting the Challenge: IAH Selected Papers in Hydrogeology **8**: 223-238. Taylor & Francis, London.

Baiocchi A., Piscopo V., Chiocchini U. & Madonna S. (2006) – *Idrogeologia*. In: Chiocchini U. (Ed.), La Geologia della città di Viterbo, cap. **6**: 75-95. Gangemi editore, Roma.

Baldi P., Decandia F.A., Lazzarotto A. & Calamai A. (1974) - *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 575-606.

Baldi P. & Ferrara G.C. (1973) – *Studio idrogeologico delle regioni volsina, cimina e sabatina*. Relazione n. 181 T3/102, ENEL Direzione Studi e Ricerche, Centro di Ricerca Geotermica.

Baldi P., Ferrara G. C., Masselli L. & Pieretti G. (1973) - *Hydrogeochemistry of the region between Monte Amiata and Rome.* Geothermics, **2** (3-4): 124-128.

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L. & Villa I.M. (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 77-134.

Barbieri M., Chiocchini U. & Madonna S. (2003) - *Nuovi dati sull'età dell'Arenaria di Manciano (Miocene) sulla base dei valori di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Italia centrale).* Boll. Soc. Geol. It., **122** (3),: 351-354.

Barbieri M., Masi U. & Tolomeo L. (1979) – *Origin and distribution of strontium in the travertines of Latium (Central Italy).* Chem. Geol., **24**: 181-188.

Barbieri M., Peccerillo A., Poli G. & Tolomeo L. (1988) - Major trace *and Sr isotopic composition of lavas from Vico volcano (Central Italy) and their evolution in an open system*. Contrib. Mineral. Petrol., **99**: 485-497.

Barchi M., Landuzzi A., Minelli G. & Pialli G.P. (2001) - *Outer Northern Apennines*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins, 215-254. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Battaglini L., Carta R., D'Angelo S., Delogu D., Falcetti S. Pantaloni M., Papasodaro F. & Tacchia D. (2009) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000. Progetto CARG: modifiche ed*

PROJECT CARG

integrazioni ai Quaderni n. 2/1996 e n. 6/1997. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **12** (1): 166 pp.

Bear A.N., Cas R.A.F. & Giordano G. (2009) – *Variations in eruptive style and depositional processes associated with explosive, phonolitic composition, caldera-forming eruptions: the 151 ka Sutri eruption, Vico caldera, Central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **184**: 225-255.

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

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. (1971a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000. F. 137 Viterbo*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Bertini M., D'Amico C., Deriu M., Tagliavini S. & Vernia L. (1971b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000. F. 143 Bracciano*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Berto R. (1996) - *Rilevamento e stratigrafia nell'area tra Montopoli in Sabina e Passo Corese*. Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi di Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra, Roma.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1992) - *Structural Model of Italy and Gravity Map*. Sheets 1-9, scala 1:500000, Quaderni de La Ricerca Scientifica, **114** (3). CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica.

Boccaletti M., Cerrina Feroni A., Martinelli M., Moratti A., Plesi G. & Sani F. (1994) - *L'area tosco – laziale come dominio di transizione tra il bacino tirrenico ed i thrust esterni: rassegna dei dati mesostrutturali e possibili relazioni con le discontinuità del ciclo neoautoctono*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 9-22.

Boccaletti M., Decandia F. A., Gasperi G., Gelmini R., Lazzarotto A. & Zanzucchi G. (1987) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Publ. **429**: 203 pp.

Boccaletti M., Giannelli G. & Sani F. (1997) - *Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the Northern Apennines (Tuscany, Italy): a new hypothesis*. Tectonophysics, **270** (1-2): 127-143.

Bonazzi U., Fazzini P. & Gasperi G. (1992) - *Note alla carta geologica del bacino del F. Albegna.* Boll. Soc. Geol. It., **111**: 341-354.

Boni C.F., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012.

Boni. C.F., Bono P. & Capelli G. (1988) - *Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio alla scala 1:250.000*. Pubbl. Spec. Regione Lazio, vol. unico. Stab. L. Salomone Roma.

Borghetti G., La torre P., Sbrana A. & Sollevanti F. (1985) - *Geothermal exploration in Monti Cimini permit (north Latium, Italy).* In: European Geothermal Update: Proceedings of the Third International Seminar on the Results of EC Geothermal Energy Research, Munich 29 November-1 December 1983, 419-432. D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachusetts.

Borghetti G., Sbrana A. & Sollevanti F. (1981) - *Vulcano-tettonica dell'area dei Monti Cimini e rapporti cronologici tra vulcanismo cimino e vicano*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 253-254.

Boschi E, Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980.* ING-SGA, Bologna, 643 pp.

Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET, Torino, 395 pp.

Brandi G.P., Cerrina Feroni A., Decandia F.A., Giannelli L., Monteforti B. & Salvatorini

PROGETTO CARG

G. (1970) – *Il Pliocene del bacino del Tevere fra Celleno (Terni) e Civita Castellana (Viterbo). Stratigrafia ed evoluzione tettonica.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **77**: 308-326.

Brocchi G.B. (1817) - *Catalogo ragionato di una raccolta di rocce disposte con ordine geografico per servire alla geognosia dell'Italia*. Imperiale Regia Stamperia, Milano, 346 pp.

Brocchini D., Di Battistini G., Laurenzi M.A., Vernia L. & Bargossi G.M. (2000) – *New $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings of the Vulsinian Volcanic District (Central Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **119**: 113-120.

Buonasorte G., Carboni M.G., & Conti M.A. (1991) – *Il substrato plio-pleistocenico delle vulcaniti sabatine: considerazioni stratigrafiche e paleoambientali.* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 35-40.

Buonasorte G., Fiordelisi A., Pandeli E., Rossi U. & Sollevanti E. (1987) - *Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochtonous sedimentary sequences of Northern Latium*. Per. Mineral., **56:** 111-122.

Calamai A., Cataldi R., Locardi E. & Praturlon A. (1977) - *Distribuzione delle anomalie geotermiche nella fascia preappenninica tosco-laziale*. Relazione di studio e ricerca n. **321**: 1–50. ENEL, Roma. Anche in: Simp. Intern. sobre Energia Geotermica en America Latina, Città del Guatemala 16/23 ott. 1976, 189-229.

Calamita V. & Buri G. (1963) - *Su di una nuova sorgente ipertermale (Fonte Gigliola) reperita nell'area di concessione di acque termominerali INPS in Viterbo. Suo impiego terapeutico*. La Clinica Termale, Q. XVI, **16** (5): 261-280.

Campbell B. (1967) *Lamina, laminaste, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26.

Campobasso C., Martarelli L., Paris F., Policicchio R. & Scalise A.R. (2007) – *The Database of the Stratigraphic and Groundwater Resource Information Provided by the Italian Law N. 464/84.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **76:** 109-116.

Camponeschi B. & Lombardi L. (1969) – *Idrogeologia dell'Area Vulcanica Sabatina.* Mem. Soc. Geol. It., **8** (1),:25-55.

Camponeschi B. & Nolasco F. (1984) – *Le risorse naturali della Regione Lazio – Monti Cimini e Tuscia Romana*. Regione Lazio, Roma, 497 pp.

Camponeschi B. & Nolasco F. (1986) – *Le risorse naturali della Regione Lazio – Monti Vulsini e Maremma Viterbese*. Regione Lazio, Roma, 339 pp.

Cande S.C. & Kent D.V. (1995) – *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic.* JGR Solid Heart, **100**(B4): 6093-6095.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M.L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M. & Ricci Lucchi F. con la collaborazione di Cristallini C. & Di Lorito L. (1986) – *Il Plio-Pleistocene delle Marche.* Studi Geologici Camerti, numero speciale "La Geologia delle Marche": 1-81.

Capelli G., Mastrorillo L., Mazza R. & Petitta M. (2012a) - *Carta delle unità idrogeologiche della Regione Lazio scala 1:250.000.* S.EL.C.A. Firenze.

Capelli G., Mastrorillo L., Mazza R., Petitta M., Baldoni T., Banzato F., Cascone D., Di Salvo C., La Vigna F., Taviani S. & Teoli P. (2012b) - *Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio scala 1:100.000, foglio 4.* S.EL.C.A. Firenze.

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.* Pitagora Editrice, Bologna, 186 pp.

Cara P., Giovagnoli M.C., Spaziani A., Ventura F.A., Visicchio F., Bonfatti F. & Monari P.D. (1995) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Guida all'informatizzazione*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **3**: 130 pp.

Carboni M. G., Conti M. A. & Marchetti L. (1979) – *Considerazioni su alcune serie affioranti nell'area del F° 137 "Viterbo".* Boll. Soc. Geol. It., **98**: 589-600.

Carmignani L., Decandia A., Disperati L., Fantozzi P.L., Kligfield R., Lazzarotto A., Liotta

PROGETTO CARG

D. & Meccheri M. (2001) - *Inner Northern Apennines*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins, 197-213. Kluwer Academic Press, Dordrecht.

Cattuto C., Cencetti C. & Gregori L. (1997) - *Un vistoso esempio di controllo strutturale e di morfogenesi fluviali fra Todi e Baschi (F. 130 Carta Geol. d'Italia)*. Il Quaternario, **10:** 181-190.

Cavinato G.P., Cosentino D., De Rita D., Funiciello R. & Parotto M. (1994) – *Tectono-sedimentary evolution of intrapenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in central Italy.* In: Atti del Workshop 'Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo plio-quaternario nell'area tosco-laziale', 12-13 giugno 1991, Pisa. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 63-75.

Cavinato G.P. & De Celles P.G. (1999) - *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above subducting slab in retrograde motion.* Geology, **27**: 955-958.

Cerrina Feroni A., Ottria G. & Ellero A. (2004) - *The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution*. In Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (Eds.), Geology of Italy, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence 2004, 15-32.

Chafetz H. S. & Lawrence J. R. (1994) – *Stable isotopic variability within modern travertines.* Géogr. Phys. Quat., **48**: 257-273.

Chiocchini U. (1998) - *Affioramento di Arenaria di Manciano (Miocene) nel Lazio nord – occidentale.* Boll. Serv. Geol. d'It., **117**: 3-20.

Chiocchini U. (Ed.) (2006) – *La geologia della città di Viterbo.* Gangemi Editore, 190 pp.

Chiocchini U. (2009) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 - F. 432 "Benevento".* ISPRA, Servizio Geologico d'Italia. S.EL.C.A., Firenze.

Chiocchini U., Castaldi F., Barbieri M. & Eulilli V. (2010) - *A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in Cimini Mountains - Viterbo area, central Italy*. Hydrogeol. J., **18**: 1319-1341.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129.

Chiocchini U. & Madonna S. (2005) – *Nuovi dati stratigrafici sulle unità cretacico - paleogeniche di Viterbo.* Rend. Soc. Geol. It, nuova serie, **1**: 19-28.

Chiocchini U., Madonna S., Manna F., Lucarini C., Puoti F. & Chimenti P. (2001) - *Risultati delle indagini sull'area delle manifestazioni termominerali di Viterbo.* Geologia Tecnica & Ambientale, **1**: 1-34.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1977) – *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio Meridionale),* Studi Geologici Camerti, **3**: 109-152.

Chiocchini U. & Manna F. (2015) - *Un acquifero carbonatico con sistema idrotermale in crisi idrica: il caso di Viterbo*. Geologia Tecnica & Ambientale, **1/15**: 39-68.

Chiocchini U. & Savarese G. (2020) - *Modello idrogeologico concettuale, sorgenti termali estinte e sfruttamento sostenibile del sistema idrotermale di Viterbo*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **107**: 69-100.

Chiodini G., Frondini F., Kerrick D. M., Rogie J., Parello F., Peruzzi L. & Zanzari A. R. (1999) - *Quantification of deep CO_2 fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing*. Chem. Geol., **159**: 205-222.

Chiodini G., Frondini F. & Marini L. (1995b) - *Theoretical geothermometers and P_{CO2} indicators for aqueous solutions coming from hydrothermal systems of medium-low temperature hosted in carbonate-evaporite rocks. Application to the thermal springs of the Etruscan Swell, Italy*. Appl.

PROGETTO CARG

Geochem., **10**: 337-346.

Chiodini G., Frondini F. & Ponziani F. (1995a) - *Deep structures and carbon dioxide degassing in Central Italy.* Geothermics, **24**: 81-94.

Cimarelli C. & De Rita D. (2006a) – *Relatively rapid emplacement of dome-forming magma inferred from strain analyses: The case of the acid Latian dome complexes (Central Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **158**: 106-116.

Cimarelli C. & De Rita D. (2006b) – *Structural evolution of the Pleistocene Cimini trachytic volcanic complex (Central Italy).* Bull. Volcanol. **68**: 538-548.

Cinti D., Poncia P.P., Brusca L., Tassi F., Quattrocchi F. & Vaselli O. (2015) - *Spatial distribution of arsenic, uranium and vanadium in the volcanic-sedimentary aquifers of the Vicano-Cimino Volcanic District (central Italy).* J. Geochem. Explor. **152**:123-133.

Cinti D., Tassi F., Procesi M., Bonini M., Capecchioni F., Volattoni N., Vaselli O. & Quattrocchi F. (2014) - *Fluid geochemestry and geothermometry in the unexploited geothemal field of the Vicano-Cimino Volcanic Distict (Central Italy).* Chem. Geol., **371**: 96-114.

Cioni R. (1993) – *The Bolsena Volcanic Complex and the alkali-potassic volcanism of northern Latium.* Plinius, **9**: 40-45.

Cioni R., Dell'Aiuto P., Macedonio G., Sbrana A. & Vernia G. (1991) – *L'ignimbrite idromagmatica melilit-leucititica 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": 82. Giardini, Pisa.

Cioni R. Laurenzi M.A., Sbrana A. & Villa I.M. (1989) – *Geochronology and stratigraphy of Basal Piroclastites of the Vulsini Volanic District*. Plinius, **1**: 46-47.

Cioni R., Sbrana A., Bertagnini A., Buonasorte G., Landi P., Rossi U. & Salvati L. (1990) - *Tephrostratigraphic correlations in the Vulsini, Vico and Sabatini volcanic succession*. Per. Mineral., **56**: 137-155.

Civetta L., Francalanci L., Manetti P. & Peccerillo A. (1989) - *Petrological and geochemical variations across the Roman Comagmatic Province: inference on magma genesis and crust-mantle evolution*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Brai G.B. (Eds.), The lithosphere in Italy, advances in Earth Science Research, 249-269. Accademia Nazionale Lincei, Roma.

Civetta L., Innocenti F., Manetti P., Peccerillo A. & Poli G. (1981) - *Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mts. Ernici (Southern Latium, Italy).* Contrib. Mineral. Petrol., **78**: 37-47.

Civitelli G. & Corda L. (1993) - *The allochtonous succession.* In: Di Filippo M. (Ed.), Sabatini Volcanic Complex. Quaderni de La Ricerca Scientifica, **114**: 19-32. CNR, Roma.

Clerici E. (1895) - *Per la storia del sistema vulcanico vulsinico.* Rend. R. Acc. Lincei, **4**: 219-226.

Clerici E. (1900) – *Appunti per la geologia del Viterbese.* Rend. Mat. Acc. Lincei, s. 5, **9**: 56-62.

Clerici E. (1908) – *Appunti per una escursione geologica a Viterbo.* Boll. Soc. Geol. It., **27**: 311-336.

Clerici E. (1935) – *Carta dei giacimenti diatomeiferi dei dintorni di Roma.* Boll. Soc. Geol. It., **54** (2): 223-228.

Coltorti M., Di Battistini G., Nappi G., Renzulli A. & Zeda O. (1991): *Structural setting and magmatic evolution of the Montefiascone Volcanic Complex, Vulsini District, central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **46**: 99-124.

Commissione Italiana di Stratigrafia (1998) – *Ottavo rapporto annuale relativo alla attività svolta nel 1997.* Boll. Soc. Geol. It., **117** (1): 377-384.

Conforto B. (1954) - *Risultati della prima fase di ricerche di forze endogene nel Viterbese.* L'Ingegnere, **1**: 1-16.

Conforto B. (1956) - *Le possibilità di ricerca di forze endogene nel Lazio*. L'Ingegnere, **6**: 592-600.

PROOFING CARE

Consiglio Nazionale delle Ricerche (1987) - *Neotectonic Map of Italy. Sheet 3*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze. In: Quaderni de La Ricerca Scientifica, **114** (4).

Conti M.A., Corda L., De Rita D., Funiciello R., Salvini F. & Sposato A. (1980) – *Sintesi dei dati di neotettonica nel Lazio settentrionale*. *Fogli 136, 137, 138, 143, 144.* In: Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, C.N.R. - P. F. Geodinamica, Sottoprogetto "Neotettonica", Publ. **356**: 1-21.

Conticelli S., Avanzinelli R., Marchionni S., Tommasini S. & Melluso L. (2011) - *Sr–Nd–Pb isotopes from the Radicofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting*. Miner. Petrol., **103** (1-4): 123-148.

Conticelli S., Avanzinelli R., Poli G., Braschi E. & Giordano G. (2013) – *Shift from lamproite-like to leucititic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from the Monte Cimino volcanic complex vs. the Vico stratovolcano, Central Italy.* Chem. Geol., **353**: 246-266.

Conticelli S., Francalanci L., Manetti P., Cioni R. & Sbrana A. (1997) – *Petrology and geochemistry of the ultrapotassic rocks from the Sabatini Volcanic District, Central Italy: the role of the evolutionary processes in the genesis of variably enriched alkaline magmas.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**: 107-136.

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

Conticelli S., Poli G., Francalanci L. & Manetti P. (1995) - *Source heterogeneity versus crustal assimilation in the genesis of mafic high silica alkaline magmas: petrological and isotope data from Monti Cimini*. In: Atti del 75° Congresso Nazionale della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Venezia. Plinius, **14**: 121-122.

Cosci M., Falcetti S. & Tacchia D. (1996) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **2**: 97 pp.

Cundari A. (1979) - *Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman Volcanic Region, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **70**: 9-21.

Dall'Aglio M. & Tedesco C. (1968) - *Rilievo idrogeochimico dell'area dei Monti Cimini*. CNEN, RT/GEO, **9**: 3-25.

De Fino M. & Mattias P.P. (1965) - *La lava di Ferento presso Viterbo.* Per. Mineral., A. 34, **1**: 219-233.

De Rita D., Fabbri M., Giordano G., Rodani S. & Trigari A. (2000) - *L'utilizzo delle unità stratigrafiche a limiti inconformi in ambiente vulcanico e vulcanoclastico: proposta di una metodologia di terreno e di organizzazione informatica dei dati*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 749-760.

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

De Rita D., Funiciello R., Corda L., Sposato A, & Rossi U. (1993) – *Volcanic Units*. In: Di Filippo M. (Ed.), Sabatini Volcanic Complex. Quaderni de La Ricerca Scientifica, **114**: 33-79. CNR, Roma.

De Stefani C. & Fantappie' L. (1899) – *I terreni terziari superiori dei dintorni di Viterbo.* Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, **8** (3): 91-100.

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*

PROGETTO CARG

of melilite-bearing rocks from the Montefiascone Volcanic Complex (Roman Comagmatic Province): new insights into the ultrapotassic volcanism of Central Italy. Lithos, **59**: 1-24.

Di Buduo G. M. (2013) - *Fenomeni di instabilità in corrispondenza di paleofrane: un esempio a Civitella d'Agliano (Viterbo).* Conosco Imparo Prevengo, **19**: 25-27**.** Centro Alfredo Rampi Onlus, Roma.

Di Filippo M., Lombardi S., Nappi G., Reimer G. M., Renzulli A. & Toro B. (1999) - *Volcano-tectonic structures, gravity and helium in geothermal areas of Tuscany and Latium (Vulsini volcanic district), Italy*. Geothermics, **28**: 377-393.

Di Filippo M. & Toro B. (1993) - *Gravimetric study of Sabatini area.* In: Di Filippo M. (Ed.), Sabatini Volcanic Complex. Quaderni de La Ricerca Scientifica, **114**: 95-99. CNR, Roma.

Di Girolamo P. (1978) - *Geotectonic Settings of Miocene-Quaternary volcanism in and around the Eastern Tyrrhenian Sea Border (Italy) as Deduced from Major Element Geochemistry.* Bull. Volcanol., **41** (2): 229-250.

Di Giulio A. & Valloni R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizionali*. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense, **28** (3/4): 55-101.

Di Sabatino B. & Della Ventura G.C. (1982) - *Genesi ipoabissale di fusi legati al vulcanismo alcalino potassico. II°* studio petrografico e petrologico degli inclusi termometamorfici delle vulcaniti cimine ed ipotesi genetiche. Per. Mineral., **51**: 311-359.

Di Stefano G. & Sabatini V. (1899) – *Sopra un calcare pliocenico nei dintorni di Viterbo.* Bollettino R. Comitato Geologico d'Italia, **30**: 346-352.

Doglioni C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subduction - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, **3**: 423-434.

Duchi V. & Minissale A. (1995) - *Distribuzione delle manifestazioni gassose nel settore peritirrenico tosco-laziale e loro interazione con gli acquiferi superficiali*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 337-351.

Duchi V., Minissale A. & Romani L. (1986) – *Studio su acque e gas dell'area geotermica Lago di Vico – M.ti Cimini (Viterbo)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **92**: 213 – 224.

Evernden J.F. & Curtis G.H. (1965) - *The potassium-argon dating of the late Cenozoic rocks in East Africa and Italy.* Curr. Anthropol., **6** (4): 343-364.

Faccenna C. & Funiciello R. (1993) - *Tettonica pleistocenica tra il Monte Soratte e i Monti Cornicolani (Lazio).* Il Quaternario, **6** (1): 103-118.

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

Faccenna C., Funiciello R. & Mattei M. (1994b) – *Late Pleistocene N - S shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications.* Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**: 507-522.

Fazzini P. (1968) – *La geologia dei Monti d'Amelia (TR). Stratigrafia e tettonica.* Mem. Soc. Geol. It.,**7**: 441-469.

Fazzini P., Gelmini M., Mantovani M. P & Pellegrini M. (1972) - *Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale, Provincie di Viterbo e di Roma).* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 65-144.

Folk R.L. (1990) - *Bacteria and carbonate precipitation in sulfurous hot springs, Viterbo, Lazio, Italy.* 13th International Sedimentological Congress, 26th-31st august 1990, Nottingham, England. Abstracts: 172.

Folk R.L. (1993) – *SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks.* J. Sediment. Res., **63** (5): 990-999.

Folk R.L. (1994) – *Interaction between bacteria, nannobacteria and mineral precipitation in hot springs of central Italy.* Géogr. Phys. Quat., **48** (3): 233-246.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous*

PROOF COPY

nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region. Micropaleontology, **42** (1): 1-36.

Fornaciari E., Rio D., Ghibaudo G., Massari F. & Iaccarino S. (1997) – *Calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian (Middle Miocene) stratotype section (Piedmont Tertiary Basin, NW Italy).* Mem. Sci. Geol., Università di Padova, **49**: 127-144.

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

Fritz P. (1965) – *Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **7**: 25-30.

Funiciello R., De Rita D., Sposato A., Esposito A., Fabbri M., Marsili P., Mazzini I., Paccara P. & Trigari A. (*in stampa*) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000 – F. 353 Montalto di Castro.* Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. Roma.

Funiciello R., De Rita D., Sposato A., Esposito A., Fabbri M., Marsili P., Mazzini I., Paccara P. & Trigari A. (in stampa) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000 – F. 354 Tarquinia*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. Roma.

Funiciello R. & Giordano G. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000 – F. 374 Roma*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

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

Funiciello R., Parotto M. & Praturlon A. (1981) - *Carta tettonica d'Italia*. C.N.R., P.F. Geodinamica*,* Publ. **269**, Roma.

Galluzzo F., Cacciuni A., Chiarini E., D'Orefice M., Falcetti S., Graciotti R., La Posta E., Papasodaro F., Ricci V. & Vita L. (2009) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000. Progetto CARG: modifiche ed integrazioni al Quaderni n. 1/1992*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **12** (3): 54 pp.

Germani D. & Angiolini L. (2003) – *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **9**: 155 pp.

Ghisetti E. & Vezzani L. (1999) - *Depth and modes of Pliocene-Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy)*. Terra Nova*,* **11** (2-3): 67-72.

Giannini E., Lazzarotto A. & Signorini R. (1971) - *Lineamenti di stratigrafia e di tettonica.* In: La Toscana Meridionale. Fondamenti geologico-minerari per una prospettiva di valorizzazione delle risorse naturali. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **27**: 33-168.

Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. & The Subcommission on Quaternary stratigraphy (2010) – *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma.* J. Quaternary Sci., **25** (2): 96-102.

Girotti O. & Mancini M. (2003) - *Plio-Pleistocene stratigraphy and relations between marine and non-marine successions in the middle valley of the Tiber River*. Il Quaternario*,* **16** (1 bis): 89-106.

Girotti O. & Piccardi E. (1994) - *Linee di riva del Pleistocene inferiore sul versante sinistro della media valle del Fiume Tevere*. Il Quaternario*,* **7**: 525-536.

Giuliano G. & Sciotti M. (1981) - *Schema idrogeologico del bacino del Tevere: un esperimento metodologico di pianificazione e gestione delle risorse idriche in un grande bacino idrografico*. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, **48**. CNR, Roma.

Gonfiantini R., Panichi C. & Tongiorgi E. (1968) – *Isotopic disequilibrian in travertine deposition*. Earth Planet. Sci. Lett., **5**: 55-58.

Innocenti F., Rocchi S. & Trigila R. (1999) – *La classificazione delle rocce vulcaniche e subvulcaniche: schema operativo per il progetto CARG*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **106**: 113-124.

PROOF ONLY

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funiciello R., Cadet J.P., D'agostino N. & Parra T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: examples from the Northern Tyrrhenian Sea*. J. Geophys. Res. Solid Earth, **103**: 12123-12160.

Koppers A.P. (2002) - *ArArCALC - software for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age calculations*. Computer & Geosciences, **28**: 605-619.

LaBerge R.D., Cas R.A.F., Giordano G., Cimarelli C. & Phillips D. (2005) - *Explosive emergence of a rhyodacite lava dome and the complex facies architecture of the resultant dense-clast and pumiceous pyroclastic flow deposits: the Pleistocene cimino ignimbrite in northern Lazio, Italia*. Lava News, **11**: 16-17.

LaBerge R.D., Phillips D., Giordano G. & Cas R.A.F. (2011) – *Summary of age determinations from the Monte Cimino volcanic system, Lazio, Italia*. Rapporto non pubblicato.

LaBerge R.D., Porreca M., Mattei M., Giordano G. & Cas R.A.F. (2009) - *Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy).* Tectonophysics **466**: 64-78.

La Torre P., Nannini R. & Sollevanti F. (1981) - *Geothermal exploration in central Italy: geophysical survey in Cimini Range area*. In: Proceedings of the 43rd Meeting of European Association of Exploration Geophysicists, Venice, 26–29 May 1981: 1-24.

Lardini D. & Nappi G. (1987) - *I cicli del Complesso Vulcanico Cimino*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **42**: 141-153.

Laurenzi M.A. (2013) – *Relazione finale della Convenzione ISPRA – CNR-IGG per l'acquisizione di nuovi dati geocronologici sul vulcanismo del Distretto Cimino nell'ambito della realizzazione del Foglio geologico n. 345 Viterbo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Rapporto interno ISPRA).*

Laurenzi M.A., Balestrieri M.L., Bigazzi G., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Norelli P., Oddone M., Osorio Araya A.M., Viramonte J.G. (2007)- *New constraints on ages of glasses proposed as reference materials for Fission-Track dating*. Geostandards and Geoanalytical Research, **31**: 105-124.

Laurenzi M. A. & Deino A. (1996) - *^{40}Ar-^{39}Ar single-crystal dating of Vulsinian Basal Ignimbrite (Central Italy).* Eos, Transactions, AGU, **77** (46): F794.

Laurenzi M.A., Mattioli M., Bonomo R., Ricci V., Vita L. (2014) - 40Ar/39Ar *geochronology and evolution of the Cimini volcanic district (Central Italy).* Rend. Online Soc. Geol. it., **31**: suppl. 1: 444

Laurenzi M.A. & Villa I.M. (1987) - *^{40}Ar-^{39}Ar chronostratigraphy of Vico ignimbrites*. Per. Mineral., **56**: 285-293.

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.

Le Maitre R.W. (1984) - *A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram*. Aust. J. Earth Sci., **31**: 243-255.

Locardi E. (1965) - *Tipi di ignimbriti di magmi mediterranei: le ignimbriti del vulcano di Vico.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **72**: 55-173.

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

Locardi E. & Mittempergher M. (1967) - *On the genesis of ignimbrites : how ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt.* Bull. Volcanol., **31**: 131-152. 164Locardi E. & Molin D. (1974) - *Tettonica, vulcanismo e bacini uraniferi nel Lazio.* In: L'Italia nell'ambito

PROGETTO CARG

dell'evoluzione del Mediterraneo*,* Atti del 67° Congresso della Società Geologica Italiana, Mem. Soc. Geol. It, **13**: 441-453.

Locardi E. & Sircana S. (1967) - *Distribuzione dell'uranio e del torio nelle vulcaniti quaternarie alcaline del Lazio settentrionale.* Rend. Soc. Mineral. Ital., **23**: 163-224

Ludwig K.R. (2003) - *A geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, **4**: 74 pp.

Lustrino M., Duggen S. & Rosenberg C.L. (2011) - *The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting*. Earth-Sci. Rev., **104**: 1-40.

Lutting G. (1959) – *Zur stratigraphie und paläogeographie des mittelitalienischen PlioPleistozäns.* Z. Deutsch Geol. Ges., **111**: 486-501.

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 lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.

Mancini M. (2000) – *Stratigrafia dei depositi fluviali e costieri pleistocenici nella media valle del Tevere*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XII ciclo, Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma La Sapienza, 209 pp.

Mancini M., D'Anastasio E., Barbieri M. & De Martini P. M. (2007) – *Geomorphological, paleontological and $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope values analyses of early Pleistocene paleoshorelines to define the uplift of Central Apennines (Italy).* Quaternary Research, **67** (3): 487-501.

Mancini M., Girotti O. & Cavinato G.P. (2003-2004) – *Il Pliocene e il Quaternario della media Valle del F. Tevere.* Geologica Romana, **37**: 175-236.

Manfra L., Masi U. & Turi B. (1976) - *La composizione isotopica dei travertini del Lazio*. Geologica Romana, **15**: 127-174.

Marini A. & Nappi G. (1986) - *Origin and evolution of the Montefiascone caldera (Vulsini Volcanoes).* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 657-665.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (Ed.), Proceedings. 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970, v. **2**: 739-785.

Martini I. P., Cascella A. & Rau A. (1995) - *The Manciano Sandstone: a shoreface deposit of Miocene basins of the Northern Apennines, Italy.* Sedimentary Geology, **86**: 37-59.

Martini I.P. & Sagri M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth-Sci. Rev.*,* **34**: 197-233.

Martini I.P., Sagri M. & Colella A. (2001) - *Neogene-Quaternary basins of the Inner Apennines and Calabrian arc*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins: 375-400. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Mattias P.P. (1965) - *Lave dell'Apparato Vulsino*. Per. Mineral., **34**: 137-199.

Mattias P.P. (1966) – *Lave dell'apparato Vicano*. Per. Mineral., **35** (1): 98-186.

Mattias P.P. (1969) - *La regione vulcanica Cimina e Vicana: sintesi geologica*. XXVI Congresso della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Roma.

Mattias P.P. & Ventriglia U. (1968) - *Regione Vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini: Viterbo, Terni, Bracciano, Palombara S., Cerveteri, Roma.* Carta geologica alla scala 1:100.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze. Anche come carta allegata in Mem. Soc. Geol. It., **9** (3).

Mattias P.P. & Ventriglia U. (1970) - *La regione vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini* . Mem. Soc. Geol. It., **9** (3): 331-384.

Mattioli M. (1992) – *Ricostruzione stratigrafica del Distretto Vulcanico Vulsino: le eruzioni pliniane dei Complessi di Bolsena, Latera e Montefiascone*. Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi di Urbino 'Carlo Bo', Urbino.

PROGETTO GRAFICO

Mattioli M & Nappi G. (1999) - *The Ponticello eruption: a sequence of plinian fall deposits from Bolsena volcanic complex (Vulsini Volcanic District, Central Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **98**: 425-438

Meli R. (1895) – *Sopra alcune rocce e minerali raccolti nel Viterbese.* Boll. Soc. Geol. It., **14**.

Mercalli G. (1889) – *Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini.* Rend. R. Ist. Lombardo, s. 2, **22** (3): 1-9.

Mercalli G. (1903) - *Contribuzione allo studio geologico dei vulcani viterbesi.* Mem. Pont. Acc. Rom. nuovi Lincei, **20**: 301-334

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.

Micheli P. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche su alcuni affioramenti paleogenici del Viterbese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 345-361.

Micheluccini M., Puxeddu M. & Toro B. (1971) - *Rilevamento e studio geo-vulcanologico della regione del Monte Cimino (Viterbo, Italia).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **78**: 301-327.

Minissale A. & Duchi V. (1988) – *Geothermometry on fluids circulating in a carbonate reservoir in north – central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **35**: 237-252.

Minissale A., Kerkich D.M., Magro G., Murrell M.T., Paladini M., Rihs S., Sturchio N. C., Tassi F. & Vaselli O. (2002) – *Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications.* Earth Planet. Sci. Lett., **203** (2): 709-728.

Mittempergher M. & Tedesco C. (1963) - *Some observation on the ignimbrites, lava domes and lava flow of Monte Cimino (Central Italy).* Bull. Volcanol., **25**: 343-358.

Moderni P. (1889)- *La trachite ed il tufo di Rispampani presso Toscanelle.* Boll. R. Com. Geol. d'It., **20** (1): 19-25.

Moderni P. (1904) - *Contribuzione allo studio geologico dei Vulcani Vulsini*. Tipografia Nazionale di G. Bertero e C., Roma, 235 pp., tav. 8, 1 carta geologica.

Moderni P. (1915) - *Su la Conca di Bolsena / a proposito di una nota del dott. H. Simotomai*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **45**: 93-108.

Müller C. (1970) – *Nannoplankton-zonen der unteren meeresmolasse Bayerns*. Geologica Bavarica, **63**: 107-118.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1975) – *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines*. IX Int. Congress of Sedimentology, Nice, France. Field Trip Guidebook A-**11**: 21-36.

Nappi G. (1969a) - *Stratigrafia e petrografia dei Vulsini sud-occidentali (caldera di Latera).* Boll. Soc. Geol. It., **88**: 171-181.

Nappi G. (1969b) - *Genesi ed evoluzione della Caldera di Latera*. Boll. Serv. Geol. d'It., **90**: 61-68.

Nappi G. (1985) - *Evoluzione del Complesso Vulcanico Cimino*. Boll. GNV: 128-139.

Nappi G. (1991) - *Guida all'escursione sui depositi piroclastici del Distretto Vulsino.* Workshop "Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", 12-13 giugno Pisa, guida all'escursione, 45 pp.

Nappi G., Antonelli F., Capaccioni B., Paletta C., Renzulli A., Santi P. & Valentini L. (1993) - *Stratigraphy of the Eastern Vulsini Volcanic District (central Italy).* In: Follieri M., Girotti O., Kotsakis T., Taddeucci A., Turner C. (Eds.), Symposium Quaternary Stratigraphy in Volcanic areas, INQUA-SEQS Symposium Abstracts: 52.

Nappi G., Antonelli A., Coltorti M., Dilani L., Renzulli A., & Siena F. (1998) - *Volcanological and petrological evolution of the Eastern Vulsini Volcanic District, central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **87**: 211-232.

Nappi G., Capaccioni B., Mattioli M., Mancini E. & Valentini L. (1994a) - *Plinian fall deposits from Vulsini Volcanic District (central Italy).* Bull. Volcanol., **56**: 502-515.

PROOF CARG

Nappi G., Capaccioni B., Renzulli A., Santi P. & Valentini L. (1994b) - *Stratigraphy of the Orvieto-Bagnoregio Ignimbrite eruption (Eastern Vulsini District, Central Italy).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 241-254.

Nappi G., Chiodi M., Rossi S. & Volponi E. (1982) – *L'Ignimbrite di Orvieto nel quadro dell'evoluzione Vulcano-tettonica dei Vulsini Orientali. Caratteristiche geologiche e tecniche*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 327-342.

Nappi G. & Marini A. (1986a) - *I cicli eruttivi dei Vulsini orientali nell'ambito della Vulcanotettonica del Complesso*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 679-687.

Nappi G. & Marini M. (1986b) - *Colate piroclastiche di Origine Idromagmatica*. Boll. GNV: 357-372.

Nappi G. & Mattioli M. (2003) - *Evolution of the Sabatinian Volcanic District (central Italy) as inferred by stratigraphic successions of its northern sector and geochemical data*. Per. Mineral., **72** (3): 79-102.

Nappi G., Mattioli M., & Valentini L; Chiocchini U. & Madonna S. (2016) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 355 Ronciglione.* ISPRA, Roma.

Nappi G. & Ottaviani M. (1985) - *Caratteristiche geologiche tecniche dei tufi coltivati nei Vulsini Occidentali (Toscana meridionale)*. Quarry and Construction, **23** (10): 13-17.

Nappi G. & Ottaviani M. (1986) - *Geological and geotechnical characteristics of volcanic tuffs of Central and Southern Italy.* In: Proceedings of the 5th International Congress of the International Association of Engineering Geology, Buenos Aires, Argentina, 20-25 October 1986, 2: 455-464.

Nappi G., Renzulli A. & Santi P. (1987) - *An evolutionary model for the paleo-Bolsena volcanic complexes: a structural and petrographic study*. Per. Mineral., **56** (2-3): 241-267.

Nappi G., Renzulli A. & Santi P. (1991) - *Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (Central Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**: 13-31.

Nappi G., Renzulli A., Santi P. & Gillot P.Y. (1995) - *Geological evolution and geochronology of the Vulsinian Volcanic District (Central Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 599-613.

Nappi G. & Valentini L. (2005) – *Structural evolution of the Vulsini Volcanic District (Central Italy)*. Acta Vulcanologica, **17** (1-2): 81-94.

Nappi G., Valentini L. & Mattioli M. (2004) - *Ignimbritic deposits in central Italy: pyroclastic products of the quaternary age and Etruscan footpaths*. Field Trip Guide Book P09 - 32°IGC, Florence (Italy), 20-28 August 2004. APAT, Roma, 32 pp.

Nicoletti M. (1969) - *Datazioni argon potassio di alcune vulcaniti delle regioni vulcaniche Cimina e Vicana*. Per. Mineral., **38**: 1-20.

Ogniben L. (1964) – *Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia.* Geologica Romana, **3**: 125-170.

Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.

Orsini M. (1996) - *Il Quaternario sul versante destro del Tevere tra Orte e Borghetto*. Tesi di laurea non pubblicata. Università degli Studi di Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra.

Palacin P. (1985) - *Etude geologique et geochimique du vulcanisme du Latium (Italie): examples du Vico et des Vulsini*. These de docteur de 3e cycle, Univ. Paris VI, 242 pp.

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. & Trigila R. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000. Foglio N. 344 – Tuscania*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. Roma.

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 CO_2 from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospection method of*

PROGETTO CARG

geothermal area. In: 2nd Symposium on the Development and Use of Geothermal Energy, 20-29 May 1975, San Francisco CA: 815 - 825.

Pareto L. (1843) – *Memorie sulla costituzione geologica del paese di Viterbo e delle vicinanze di Roma.* Atti IV Riunione Scienze Italiane, Padova.

Pasquaré G., Abate E., Bosi C., Castiglioni G.B., Merenda L., Mutti E., Orombelli G., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Premoli Silva I. & Sassi F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **1**: 203 pp.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: cinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

Peccerillo A. (1985) - *Roman comagmatic province (central Italy): evidence for subduction-related magma genesis*. Geology, **13**: 103-106.

Peccerillo A. (1992) - *Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis and geologic significance*. Episodes, **15** (4): 243-252.

Peccerillo A. (2002) – *Plio-Quaternary magmatism in central – southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications.* Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 113-127.

Peccerillo A. (2005) – *Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, Geochemistry, Geodynamics.* Springer, New York, 365 pp.

Peccerillo A., Conticelli S. & Manetti P. (1987) - *Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of the Southern Tuscany and Northern Latium*. Per. Mineral., **56**: 157-172.

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

Pentecost A. (1995) – *The microbial ecology of some Italian hot – spring travertines.* Microbios, **81**: 45-58.

Perch-Nielsen K. (1985) – *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, 427-554.

Perini G. (1997) - *Evoluzione magmatologica del vulcano di Vico*. Ph. D. Thesis. Università di Firenze, 237 pp.

Perini G., Conticelli S. & Francalanci L. (1997) - *Inferences of the volcanic history of the Vico volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: stratigraphic, petrographic and geochemical data*. Mineral. Petrogr. Acta, vol. **XL**: 67-93.

Perini G., Conticelli S., Francalanci L. & Davidson J.P. (2000) - *The relationship between potassic and calc-alkaline post-orogenic magmatism at Vico volcano, central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **95**: 247-272.

Perini G., Francalanci L., Davidson J.P. & Conticelli S. (2004) – *Evolution and genesis of magmas from Vico volcano, Central Italy: multiple differentiation pathways and variable parental magmas.* J. Petrol., **45** (1): 139-182.

Perini G., Tepley III F.J., Davidson J.P. & Conticelli S. (2003) - *The origin of K-feldspar megacrysts hosted in alkaline potassic rocks from central Italy: a track for low-pressure processes in mafic magmas*. Lithos, **66**: 223-240.

Perugini D. & Poli G. (2003) - *The Monte Cimino volcano*. Per. Mineral., **72**: 203-210.

Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1992) – *Tufiti di Tusa e Flysch Numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 4, **59**: 57 - 62.

Pettijohn F.J., Potter P.E. & Siever R. (1987) - *Sand and sandstone*. II ed., Springer-Verlag, New

PROGETTO CARG

York, 553 pp.

Piccardi E. (1993) - *Il Plio-Pleistocene in sinistra del Tevere dal Lago di Corbara a Magliano in Sabina.* Tesi di dottorato in Scienze della Terra, V Ciclo, Università degli Studi di Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra, 210 pp.

Piccardi E. (1994) - *New Data on the "Argille Sabbiose del Chiani-Tevere" (Northern Latium - Southern Umbria, Central Italy).* In: Matteucci R., Carboni M.G. Pignatti J.S. (Eds.), Studies on ecology and paleoecology of benthic communities. Boll. Soc. Paleont. It., vol. spec., **2**: 213-220.

Piersanti R. (1997) - *I depositi da flussi piroclastici idromagmatici del complesso vulcanico di Montefiascone (Distretto Vulsino). Rilevamento geo-vulcanologico e studio della tessitura con il metodo dell'analisi d'immagine.* Università degli Studi di Urbino, Tesi di laurea, 150 pp.

Piscopo V.,Armiento G., Baiocchi A., Mazzuoli M., Nardi E., Piacentini S.M., Proposito M. & Spaziani F. (2018) - *Role of higt-elevation groundwater flows in the hidrogeology of the Cimino volcano (central Italy) and possibilities to capture drinking water in a geogenically contaminated enviriment. Hidrogeology journal ,* **26,** 1027-1045.

Piscopo V., Barbieri M., Monetti V., Pagano G., Pistoni S., Ruggi E. & Stanzione D. (2006) – *Hydrogeology of thermal waters in Viterbo area, Central Italy*. Hydrogeol. J., **14**: 1508-1521.

Poli G., Frey F.A. & Ferrara G. (1984) - *Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) volcanic province: constraints on lava petrogenesis*. Chem. Geol., **43**: 203-221.

Ponzi G. (1851) – *Descrizione della carta geologica della provincia di Viterbo.* Atti Acc. Pont. nuovi Lincei, **IV**: 153-164.

Prelević D., Akal C., Foley S.F., Romer R.L., Stracke A. & van de Bogaard P. (2012) - *Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of Southwestern Anatolia, Turkey*. J. Petrol., **53** (5): 1019-1055.

Prelević D., Foley S.F., Romer R.L. & Conticelli S. (2008) - *Mediterranean Tertiary lamproites: multicomponentmelts in post-collisional geodynamics*. Geochim. Cosmochim. Acta, **72**: 2125-2156.

Prelević D., Stracke A., Foley S. F., Romer R. L., Conticelli S. (2010) - *Hf isotope compositions of Mediterranean lamproites: mixing of melts from asthenosphere and crustally contaminated mantle lithosphere*. Lithos, **119**: 297-312.

Puxeddu M. (1971) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del Monte Cimino (Viterbo).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. serie A, **78**: 329-394.

Raffy J. (1967) – *Le monts d'Amelia et leur bordure.* Bull. Ass. Géogr. Franç., **350–351**: 56-69.

Rath G.V. (1866) - *Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien.* Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **18**: 487-642.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L. & DePaolo D.J. (1998) - *Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating.* Chem. Geol., **145**: 117-152.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Kastens K.A, Mascle J. *et alii* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **107**: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Pal. Strat., **100** (1): 103-124.

Rio, D, Sprovieri, R., and Di Stefano, E., 1994, *The Gelasian Stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Unit of the Pliocene Series*: Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. **100**, no.1: pp. 103–124

Roth P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. In: Benson W.E., Sheridan R.E. *et alii* (Eds), Init. Repts. DSDP, **44**: 731-759.

PROGETTO CARG

U.S. Govt. Printing Office, Washington.

Royden L., Patacca E. & Scandone P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep basin evolution*. Geology, **15**: 714-717.

Sabatini V. (1895) – *Relazione sul lavoro eseguito nel biennio 1893-1894 sui vulcani dell'Italia Centrale ed i loro prodotti*. Boll. R. Com. Geol. It., **26**: 325-329.

Sabatini V. (1896) - *Relazione sul lavoro eseguito nell'anno 1895 sui vulcani dell'Italia Centrale e loro prodotti*. Boll. R. Com. Geol. It., **27**: 400-405.

Sabatini V. (1899) – *Relazione sul lavoro eseguito nel triennio 1896-97-98 sui vulcani dell'Italia Centrale ed i loro prodotti*. Boll. R. Com. Geol. It., **30**: 4-30.

Sabatini V. (1902) - *Il peperino dei Monti Cimini*. Boll. R. Com. Geol. It., **33**: 245-254.

Sabatini V. (1904a) – *Relazione sul lavoro eseguito nel periodo 1899-1903 sui vulcani dell'Italia Centrale ed i loro prodotti*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**: 179-198.

Sabatini V. (1904b) – *De l'état actuel des recherches sur les volcans de l'Italie Centrale*. In: Compte Rendu de la 9. Session de Vienne du Congres Géologique International, **2**: 663-684.

Sabatini V. (1910a) – *Analogie tra M. Amiata e M. Cimino*. Atti R. Acc. Lincei, Rendiconti, s. 5, **19**: 284-290.

Sabatini V. (1910b) – *Cronologia delle eruzioni dei vulcani Cimini*. Boll. R. Com. Geol. It., **41** (4): 401-405.

Sabatini V. (1911a) – *Lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 913-921.

Sabatini V. (1911b) – *Sul peperino di Viterbo*. Rend. R. Acc. Lincei, **30**: 32.

Sabatini V. (1912a) - *I vulcani dell'Italia centrale e i loro prodotti: parte II. Vulcani Cimini*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **15**: 1-636.

Sabatini V. (1912b) – *Vulcani Vulsinii*. In: Relazioni preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911, Boll. R. Com. Geol. It., **43**: 39-40.

Sabatini V. (1912c) – *Classificazione delle rocce dei Vulcani Cimini*. In: Relazioni preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911, Boll. R. Com. Geol. It., **43**: 75-81.

Sabatini V. (1915) – *Sulla conca di Bolsena. Osservazioni di fatto e osservazioni di metodi*. Boll. R. Com. Geol. It., **45**: 223-231.

Sabatini V. (1919) – *Le origini della Conca di Bolsena nelle concezioni di Breislak e Pareto*. Boll. R. Com. Geol. It., **47**: 266-277.

Santi P. (1991) - *New geochronological data of the Vulsini Volcanic District (Central Italy).* Plinius, **4**: 91-92.

Santucci L. (1997) - *Rilevamento e stratigrafia dell'area di Collevecchio (Sabina).* Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi La Sapienza, Dip. Scienze della Terra, Roma.

Sbrana A. & Sollevanti F. (1982) - *Guide of the excursion to the Vico-Cimino area*. Proceedings of the Workshop on Explosive Volcanism, Rome, Italy, May 1982. AGIP-Geothermal Exploration Dept.

Scarsella F. (1950) – *Resoconto sommario delle osservazioni geologiche compiute nel medio bacino del Tevere tra Orvieto e Narni.* In: Contributi di Sc. Geol., Suppl. a La Ricerca Scientifica, **20**. CNR, Roma.

Serri G., Innocenti F. & Manetti P. (1993) - *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy.* Tectonophysics, **223**: 117-147.

Servizio Geologico d'Italia (1930) - *Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 – F. 137 Viterbo*. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – F. 130 Orvieto*. 2ª ed., Ercolano.

PROGETTO CARG

Servizio Geologico d'Italia (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – F. 137 Viterbo*. 2a ed., Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.

Servizio Geologico d'Italia (1973) - *Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1: 100.000 – F. 143 Bracciano*. Arte Litografica Italiana, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1974) - *Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:100.000 – F. 137 Viterbo.* Arte Litografica Italiana, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (2000) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni. Unità validate.* Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **7** (1): 228 pp.

Servizio Geologico d'Italia (2002a) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni. Unità non validate.* Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **7** (2): 281 pp.

Servizio Geologico d'Italia (2002b) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni. Unità validate.* Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **7**(3): 207 pp.

Servizio Geologico d'Italia (2007) - *Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali (1).* Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7** (6).

Servizio Geologico d'Italia (2016) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – F. 355 Ronciglione*. ISPRA, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – F. 344 Tuscania*. ISPRA. Roma.

Servizio Geologico d'Italia (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – F. 354 Tarquinia*. ISPRA. Roma.

Shackleton N.J. (1995) – *New data on the evolution of Pliocene climatic variability.* In: Vrba E.S., Denton G.H., Partdrige T.C. & Burkle L.H. (Eds.)*,* Paleoclimate and Evolution with emphasis on Human origins: 242-248. Yale University Press, New Haven, CT.

Shackleton N., Berger A. & Peltier W. A. (1990) – *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677.* Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., **81**: 251-261.

Signorini R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – F. 135 Orbetello.* Servizio Geologico d'Italia, Roma, 28 pp.

Sollevanti F. (1983) - *Geologic, volcanologic and tectonic setting of the Vico-Cimini area, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 203-217.

Sparks R.S.J. (1975) - *Stratigraphy and geology of the ignimbrites of the Vulsini Volcano, Central Italy*. Geol. Rundsch., **64**: 497-523.

Sprovieri R. (1993) – *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bioevents.* Riv. It. Pal. Strat., **99** (3): 371-414.

Steiger R.H. & Jäger E. (1977) - *Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology*. Earth Planet. Sci. Lett., **36**: 359-362.

Stradner H. & Papp A. (1961) – *Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung mit Hinweisen auf Mexico, Rumänien und Italien*. Jahrb. Geol. Bundesanst., sonderband **7**: 159 pp.

Taylor jr. H.P. & Turi B. (1976) - *High ^{-18}O igneous rocks from the Tuscan Magmatic Province, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **55**: 33-54.

Toro B. (1978) - *Anomalie residue di gravità e strutture profonde nelle aree vulcaniche del Lazio Settentrionale*. Geologica Romana*,* **17**: 35-44.

Trevisan L. (1948) – *Lo scheletro di Elephas Antiquus italicus di Fonte Campanile (Viterbo).* Palaeontographia Italica, **44**: 2-78.

Trigila R., Ferrini V. & Cozzupoli D. (1971) – *Studio geopetrografico del complesso vulcanico di*

PROGETTO CARG

Latera (Vulcani Volsinii). Nota II: La serie piroclastica di Stenzano tra il F. Olpeta e la Selva del Lamone. Per. Mineral., **40**: 125-169.

Unità Operativa di Urbino (1993) – *Stratigrafia del Distretto Vulcanico Vulsino Orientale (Italia Centrale): carta geologica 1:50.000*. Convegno annuale Gruppo Nazionale Vulcanologia del CNR, Roma 8-10 giugno 1993, Riassunti: 112-113.

Valli M. (1997) - *Il Quaternario tra Orte e Vitorchiano*. Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi di Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra.

Varekamp J.C. (1979) – *Geology and petrology of the Vulsinian volcanic area (Latium, Italy).* Geologica Ultraiectina, **22**: 384 pp.

Varekamp J.C. (1980) - *The geology of the Vulsinian area, Latium, Italy.* Bull. Volcanol., **43**: 487-503.

Ventriglia U. (1963) - *Il Vulcano Cimino*. Bull. Volcanol., **25**: 183-199.

Ventriglia U. (1989) - *Idrogeologia della Provincia di Roma - II. Regione Vulcanica Sabatina.* Amministrazione Provinciale di Roma, Assessorato LL. PP. Viabilità e Trasporti, Roma, 480 pp.

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. (1880) – *I vulcani Cimini.* Atti R. Acc. Lincei, **8**: 3-34.

Verri A. (1908) – *Successione dei terreni nella Campagna di Roma a sinistra del Tevere: nota del generale A. Verri.* Boll. Soc. Geol. It., **27**: 283-298.

Vezzoli L., Conticelli S., Innocenti F., Landi P., Manetti P., Palladino D.M. & Trigila R. (1987) - *Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposals for a new nomenclature*. Per. Mineral., **56**: 89-110.

Vighi M. (1956) - *Sulla genesi dei solfuri di ferro e dello zolfo nativo solfatarici di alcune località del Lazio*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 93-105.

Vinken R. (1963) – Über *das Altpleistozän und die Flußterrassen im Gebiet des mittleren Tibers.* Eiszeitalter Ggw., **14**: 35 - 52.

Vollmer E. (1977) - *Isotopic evidence for genetic relations between acid and alkaline rocks in Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **60**: 109-118.

Vollmer E. (1989) - *On the origin of the Italian potassic magmas. 1. A discussion contribution*. Chem. Geol., **74**: 229-239.

Vollmer E. & Hawkesworth C.J. (1980) - *Lead isotopic composition of the potassic rocks from Roccamonfina (South Italy).* Earth Planet. Sci. Lett., **47**: 91-101.

Washington H.S. (1906) - *The Roman comagmatic region.* Carnegie Institution of Washington, **57**: 199 pp.

Wendlandt R.F. & Eggler D.H. (1980) - *The origin of potassic magmas – 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $KalSiO_4$-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2 at high pressures and high temperatures*. Am. J. Sci., **280** (5): 421-458.

Wezel F. C. (1973) – *Nuovi dati sulla età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia.* Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.

Zanchi A. & Tozzi M. (1987) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale recente del bacino del Fiume Albenga (Toscana meridionale)*. Geologica Romana, **26**: 305-325.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification.* J. Sediment. Petrol., **50**: 21-2

PROOF ONLY

PROGETTO CARG

EXTENDED ABSTRACT

The area of the geological sheet no. 345 “Viterbo” is part of the western side of the central Apennines, affected by synorogenic compressional tectonics in Mid-Upper Miocene and by extensional tectonics from Messinian to Plio-Pleistocene. The area was then involved into the regional uplifting of the Southern Tuscany and Northern Latium, also as result of the rising of magmatic melts. The tectonic and volcano-tectonic structures have a mainly Apennine trending, subsequently a regional anti-Apennine aligned trending develops. The eastern sector of sheet Viterbo is occupied by the Tevere river mid-valley, a tectonic depression representing the Paglia-Tevere Graben, filled with thick Plio-Pleistocene terrigenous successions.

The geological substratum of this sheet is given by a sedimentary succession of Mesozoic carbonates (*Calcare Massiccio*, **MAS**, *Corniola*, **COI**) and a clastic complex made up of flyschoid deposits (*Flysch della Tolfa*, **FYT**, *Poggio San Benedetto sandstones*, **PSB**), followed by post-orogenic sediments of marine environment. These latter evolve into transitional in the more central sectors of the sheet, and into continental deposits eastward, organized into two main sedimentary cycles. The first of them is entirely made of marine terrigenous deposits of platform *(Fosso di San Savino* unit, **SBM**). The second one is instead made up of shallow marine to transitional deposits (*Chiani-Tevere formation*, **CNH**), covered

by alluvial-lacustrine regressive deposits (*Giove in Teverina formation*, **TEV**).

The Mesozoic substratum is crossed by a system fault, E-W, N-S and NW-SE aligned, along which rising silica rich melts fed both an intense volcanic and a still active hydrothermal activities. The volcanic deposits occurring into the map belong to three different volcanic districts: the oldest among them, the Cimini District, is referable to the Tuscan-Latium volcanism, characterized by rocks of acid to intermediate magmatic series; the Vico (with rocks represented by an evolution of the potassic magmatic series) and the Vulsini Districts (with rocks of prevailing high K series) belong to the Roman Comagmatic Province and are characterized by K and ultra-K series volcanics. Specifically, volcanic plateau referring to the Bolsena and Montefiascone centres of the Vulsini District crops out in the north-western sector of the Sheet whereas in the southernmost side of it the superimposition of the Vico District products above the Cimini District older ones occurs.

The **Cimini Volcanic District** (middle part of Early Pleistocene) is characterized by lava domes, ignimbrites and lava flows which represent phases succeeded one another, and also possibly occurred at the same time, during a short volcanic activity. The accurate geological survey at 1:10,000 scale and a ^{40}Ar-^{39}Ar geochronological study allowed an improvement of the stratigraphic knowledge. The study, indeed, evidenced a range of activity of about 0.07 My, from 1.36 to 1.29 My, a period by far shorter than previously thought. The petrographic composition of the Cimini volcanic rocks ranges from ultrapotassic to potassic, as shoshonitic lavas represent the most primitive products and trachytic lava domes are the silica richest rocks. The activity started with the growth of trachytic lava domes (*Canepina lavas*, **KCA**), showing an Apennine alignment, followed by some explosive eruptions that generated pyroclastic flows which deposited a thick and widespread ignimbritic cover of latitic to trachytic composition *(Ignimbrite Cimina* Auctt., **WBA**). The building of further trachytic lava domes (KCA) continued after this explosive stage. Latitic lavas (*Poggio San Venanzio lavas*, **KPV**) cover large areas of the Cimino Mt., unconformably overlying with thick deposits both those lava-domes which come in contact with and the ignimbrites. The olivine-latitic lavas (**Poggio Orlando** *lavas*, **KPO**) flow radially from the Cimino Mt. and, according to their high fluency, run for long distances, outflanking the lava domes and resting above the trachytic ignimbrites.

The V**ulsini Volcanic District** products (Middle Pleistocene) widely crop out into the north-eastern sector of the Sheet, surrounding the volcano-tectonic depression nowadays occupied by the Bolsena Lake. The volcanic activity occurred in correspondence of central volcanic apparatuses, generating calderas, and variously oriented fissural systems. In the framework of the evolution of the Vulsini District we distinguished 5 volcanic "zones", whose mechanisms and erupti-

PROGETTO CARG

ve scenarios displayed a wide and almost complete range of explosive activities (from hawaiian to strombolian, plinian, hydromagmatic and surtseyan). They produced welded scorias and scoria cones, pumice layers, ignimbrites, pyroclastic surge deposits with accretionary lapilli, etc. The effusive activity is well represented too, its products reflecting a large compositional range. From a petrographic point of view, the most evolved products crop out at the oldest volcanic areas (PaleoBolsena and Bolsena zones), whereas the Montefiascone zone, whose magma chamber rests on the upper part of the carbonate basement, erupted the less differentiated ones.

PaleoBolsena volcanic zone:

it includes the oldest vulsinian volcanics, among which the first three plinian pumice levels crop out directly above the Plio-Pleistocene clayey sedimentary substratum in the peripheral areas. The oldest plinian pumice horizon dates to 576±6.5 ky (Nappi *et alii*, 1995). The next eruption emplaced the widest vulsinian ignimbrite *(Nenfro* Auctt., **WNE**), dated at 505 ky, reflecting the greatest ignimbrite eruption of the Vulsini District or more probably of the whole Roman Comagmatic Province (estimated volume of 13 km^3).

Bolsena volcanic zone:

its products are superimposed to the oldest PaleoBolsena ones. They were emplaced from eruptive centres localized in the north-eastern sector of the volcano-tectonic caldera of Bolsena, originated from the progressive developing of the eastern subsiding caldera plane, whose rim occurs only in the eastern and southern sectors. The north-eastern sector of the caldera rim is covered by welded scorias representing the peculiar and oldest products belonging to this volcanic zone; the scorias have trachytic composition and a circumcalderic distribution, probably linked to syn-caldera lava fountain alignments. Both the succeeding stratigraphic marker of the Ponticello eruption (351.7 ± 4 ky; NAPPI et alii, 1994a; 1995), widening into the eastern sector of the District, and the products of the *Ignimbrite di Orvieto Bagnoregio* Auctt. (**WOB**) eruption (333 ky, Nappi *et alii*, 1995), emplaced from north-eastern centres, opened to new eruptive scenarios.

Latera volcanic zone:

the evolution of this volcanic zone followed 5 distinctive stages. It was mainly characterized by explosive mechanisms, that emplaced a large number of pyroclastic flows, originating ignimbrites radially widened from the caldera centre . Only one of these ignimbrites was surveyed into the area of the Sheet (*Canino formation*, **CNK**).

Montefiascone volcanic zone:

its caldera was generated by an intense explosive activity along E-W, N-S and NNE-SSW oriented faults deeply cutting the carbonate basement. This activity was preceded and followed by a caldera effusive activity in the central part

PROGETTO CARG

of the same zone. South of the caldera, E-W extensional faults fed scoria cones and southwards widening lava flows. The explosive activity of Montefiascone is very strong and mainly hydromagmatic. The Ignimbrite basale di Montefiascone Auctt. (WIM) originated from the strongest of the eruptions of this activity and the caldera as well. The caldera rim was affected by various eruptive centres which had a hydromagmatic and a succeeding effusive activity, emplacing tefritic, basanitic and melilititic lavas.

NeoBolsena volcanic zone:

it corresponds to the final stage of the evolution of the Vulsini District, and develops out of the Sheet area, in the inner part of Bolsena Lake (Bisentina Isle, tefri-leucititic lava flow date at 127.4±1.8 ky; Nappi *et alii*, 1995), where two apparatuses forming Martana and Bisentina islands are present. The products are mainly hydromagmatic.

The **Vico Volcanic District** (Middle – Upper Pleistocene) develops above the intersection of a regional graben structure, having a NW-SE trending, and the Orte-Vico fault, a significant tectonic dislocation anti-Apennine oriented. The activity of this volcanic district developed from 420 to 90 ky, and it is related to a central volcanic edifice showing a peculiar stratovolcano morphology, whose top is truncated by a southwards eccentric caldera. The central part of this apparatus, almost completely made of lavas, crops out in the neighbor Sheet no. 355 "Ronciglione", whereas the only peripheral part of it is present in the Sheet no. 345 "Viterbo" , represented by prevalent wide ignimbrites.

The evolution of Vico Volcanic District can be summarized into 4 main stages. The first of them was both explosive and effusive. The pyroclastics are referable to a plinian series of eruptions widely distributed towards NW, N and NE in respect to the apparatus. They piled several plinian pumice horizons (*Tufi Stratificati Varicolori vicani* Auctt., **XFP**), also including two marker layers, named "Vico α" and "Vico β". The second stage was mainly characterized by a great effusive activity, continuously piling a series of lava flows. During the third stage a strong explosive activity emplaced thick pyroclastic formations, known as Ignimbriti A, B, C and D (Locardi, 1965). The more widespread among these ignimbrites, the Ignimbrite "C" (*Tufo Rosso a Scorie Nere vicano* Auctt., **WIC**), crops out widely also into the area of Sheet no. 345 "Viterbo", surrounding the Vico caldera with a radius of about 25 km from the emission centre. After the ignimbrites, a lacustrine basin took place in the inner part of the caldera, determining a change in the style of the activity, indeed it became mainly hydromagmatic (fourth stage). The final stage ends with an intense effusive activity localized out of the area of the map (Venere Mount).

Besides these volcanic and volcanoclastic deposits, Pleistocene to Holocene sedimentary terraced cycles were also recognized, made primarily of fluvial

PROGETTO CARG

and alluvial-lacustrine gravels and sands (*Civita Castellana*, **ULE**, *Graffignano*, **UGF**, *Torrente Vezza*, **TZV**, *Rio Fratta*, **URF**, *Sipicciano*, **UCI** and *Fosso Urcionio*, **UFU**, *units*), covered by travertine deposits (*Grotte Santo Stefano*, **UGS**, *Fiano Romano*, **UFA**, *Attigliano*, **UAG**, *Case Castiglione*, **TLN** and *Bullicame*, UVT, *units*).

The topic of the geological map is then the interlaying of deposits belonging to three different volcanic districts with the Tyrrhenian coast marine deposits and/or with the Tevere river alluvial deposits. The geological survey has been carried out following the lithostratigraphical criteria, also by means of the depositional facies analysis and every else element recognized in the different facies associations. Moreover we evaluated the arenites vs pelites (A/P) relationship in distinguishing the terrigenous stratigraphical units and their peculiar and easily recognizable sedimentology. Through the sampling and mineralogical-petrographical analyses, volcanics have been classified into each volcanic unit too.

The recognizing of some **volcanic markers** inside the volcanic successions of the map, allowed us to relate the volcanic stratigraphical discontinuities with the unconformities (erosional and/or no depositional) of upper rank identified along the Tyrrhenian coastal areas. The correlation has been driven by considering the interfingering between the marine sequences and the volcanoclastics, because of the high frequency glacio-eustatic fluctuations of the sea level during the Pleistocene (De Rita *et alii*, 2002). Then we related such unconformities with those defined by Mancini *et alii* (2003-04) for the Tevere river mid valley, as they were influenced by more factors, also no strictly dependent from the coastal dynamics, such as volcano-tectonics, local subsidence areas, fluvial basins developing, etc.. Hence, the mapped post-orogenic lithostratigraphical units (which in volcanic areas frequently include associations of more depositional lithofacies or link to more events) have been inserted, when it was possible, into **unconformity bounded stratigraphical (UBS) units** such as supersynthems and synthems, present in legend as packages. So the UBS units become a tool for the stratigraphical summary and for the coordination with the neighbor sheets as the same geological events have acted at a regional scale.

Finally, the result of this work is summarized both into the **chronostratigraphical relationship** sketch among the post-orogenic units, and into the building of the Legend. Together they make easy an approach to the reading of times, depositional environments, kinds of deposits, volcanic centres and discontinuities. By correlating all of them, indeed, it is possible to reconstruct the several geological stages during which the different volcanic districts evolved.

We would point out the significant stratigraphical improvements we obtained through the geological survey of the Sheet , such as the new mapping of some **unknown outcrops of pyroclastics**; the recognizing of **new lavic units**, some of

PROGETTO CARG

which have peculiar chemical-petrographic characteristics (lavas with Haüyina, of Vican provenance, and melilitites with leucite, of Vulsinian provenance); the surveying of stratigraphical relations among the Cimino units, before not recognized; **^{40}Ar-^{39}Ar datings** that allowed to reduce to less than 80 ky (Laurenzi *et alii,* 2014), the chronological range of the Cimini Volcanic District activity, during which it showed a fast evolution from trachytic to latite-shoshonitic magmas. In the Cimini District area, by means of the stratigraphical records of 232 wells and through a 3D modeling, we were able to draft the **quaternary morphology** of the substratum preceding the Cimina Ignimbrite emplacing. This study allowed to recognize the variability of thickness of the formation lying above it too.

The area is important for some geological features and practical anthropic activities, such as a wide mine activity and the presence of several geothermal hotsprings, that generated an extensive travertine plateau, and increased geothermal energy researches by boreholes analyses. Furthermore, high level natural radioactivity interests the area of the Sheet no. 345 “Viterbo”.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

HOLOCENE UNIT

Anthropic deposit (h)

Heterogeneous anthropic deposits or reworked by anthropic action, locally intercalated or mixed to alluvial and/or eluvial-colluvial actual deposits. They are correlated to several types of activities (excavations, landfills, levelings etc.) in the last centuries, occurring as banks, artificial hills, filled up of old fluvial channel deposits and related to infrastructures. This deposit, also recognized by bore holes, is present in almost the entire urban area of Viterbo, where the thickness varies from a few decimeters up to about 18 m (Via della Rimessa area).

HOLOCENE

AURELIO-PONTINO SUPERSYNTHEM (AU)

The basal unconformity of this supersynthem is erosive, correlating to an incoming continental stage in the Tyrrhenian coastal area, followed to the low-standing of the sea-level, which caused the emergence of the of middle valley of the Tevere River and its surroundings tributaries in the middle-upper Pleistocene. The regional rise started in the upper part of the Lower Pleistocene and its unconformity, linkable to the 22th isotope stage of the $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995), is represented by a heterochronous surface deriving from many surfaces enveloping. Present day topographic surface represents its unconformable upper limit.

LOWER P.P. PLEISTOCENE - HOLOCENE

Slope debris (a)

Heterometric clastic accumulations.
HOLOCENE

Landslides deposits (a_1)

Detrital chaotic and heterometric accumulations, made up by great blocks when in correspondence of pyroclastic or travertine slopes.
HOLOCENE

Eluvial-colluvial cover (b_2)

Heterometric and heterogeneous or homogeneous deposits with prevailing sandy-muddy matrix, at places clayey, dark or reddish in colour, few cm to some metres thick, depending of morphologies. Locally, generally in agricultural zones, they are deeply reworked by anthropic action and/or mixed to backfill deposits in the urban areas.
HOLOCENE

Alluvial deposits (b)

Heterogeneous and heterometric well rounded gravels in sandy-clayey matrix, alternating with silty sands, locally with peaty levels and paleosoils. Their thickness reaches 20-25 m.
HOLOCENE

BULLICAME UNIT (UVT)

Developed or developing cemented travertine deposits, brittle at their surface, showing two different lithofacies: porous travertine with plant fragments encrusted by carbon dioxides; medium-thick bedded stromatolithic travertine with thin plane laminae, at places intercalations of dark silty-sandy paleosoils and/or local alluvial deposits. They constitute up to 30 m thick large hydrothermal plateau (Viterbo area) and terraced deposits linked to the main thermal springs.
HOLOCENE

FOSSO URCIONIO UNIT (UFU)

Gravels with lava spheroidal and lamellar pebbles and cobbles, with epiclastic ash material lying on Ignimbrite Cimina and Tufo Rosso a Scorie Nere vicano. These deposits, 2-3 m thick, are raised by at least 5 m with respect to the channel of the torrent and represent the testimony of alluvial terraces.
HOLOCENE

PROGETTO CARG

CASE CASTIGLIONE UNIT (TLN)

Cemented, at places porous, medium thick bedded travertines, with prevailing phytoclastic facies, sometimes pisolithic, constituting small terraced deposits, related to local thermal springs. These travertines are laterally discontinuous and their thickness is extremely variable ranging from few to more than 10 m.

HOLOCENE

ATTIGLIANO UNIT (UAG)

Thick to very thick bedded porous phytohermal travertines encrusted by lacustrine plants, constituting a 10-15 m thick sheet body lying above the Sipicciano unit terraced deposits. Lacustrine environment.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Volcanoclastic deposit (l)

En-mass to loose deposits, with prevailing ashy, locally enriched of sub-cm pumices and loose crystals beds, left from original, often pedogenic volcanic sediments. Average thickness of some meters.

MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE

FIUME MARTA SYNTHEM (FUM)

The basal unconformity is a very high relief erosive surface, above which, in some sectors at average distance from Vicanian District, a paleosoil rests below the "Tufo Rosso a Scorie Nere vicano". The latter distally can rest directly above the unconformity surface. It can be correlated to the Middle Pleistocene eustatic low-standing before the 6th stage of the $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995). The upper unconformity is instead referable to the 2nd one.

MIDDLE P.P.- UPPER P.P. PLEISTOCENE

SIPICCIANO UNIT (UCI)

Concave or planar cross bedded gravels, dark sandy matrix-sustained, rich in femic minerals, constituting 15-20 m thick cropping out alluvial terraced deposits.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

IGNIMBRITE D *(Locardi)* **(WID)**

Pyroclastic ashy light grey-yellowish deposits, generally massive, containing pumiceous lapilli and lithic fragments. This hydromagmatic deposit is made up of many flow units of phonolithic composition and ^{40}Ar-^{39}Ar ages

PROGETTO CARG

of 138±2 ka (Laurenzi & Villa, 1987); K/Ar 139±16 (Sollevanti, 1983). Their outcrops are about some meter thick.
MIDDLE PLEISTOCENE P.P.?- UPPER PLEISTOCENE P.P.?

TUFO ROSSO A SCORIE NERE VICANO *Auctt*. (**WIC**)

Deposit made up of a basal phonolitic fall-out pumices bed, above which lie many massive ashy pyroclastic flow units, the basal of which has limited dispersion and is made of phonolithic light pumices; the other ones show sillar and/or pozzolanaceous facies made of porphiric black scorias in scarce matrix. The proximal facies are predominantly rich in lithic fragments and scarce matrix whereas in the distal sectors they show phonolithic pumices, scorias and lavic fragments in an ashy matrix of pyroclastic flow facies. See "Ignimbrite C" by Locardi (1965) and "Sutri formation" by Perini *et alii* (1997). Cropping out thicknesses can exceed 50 m. K/Ar ages: 150±7 ka (Sollevanti, 1983); ^{40}Ar-^{39}Ar 150±4 ka (Laurenzi & Villa, 1987).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FIUME FIORA SYNTHEM (FUF)

The basal unconformity of this synthem is an erosive heterochronous surface, cutting older pyroclastic units of the Cimino and Vicano volcanic districts; at the morphological highs the surface is instead represented by thick paleosoils and pedogenic volcanoclastites. In the Mid Valley of Tevere River it looks relatable to an unconformity marking the fluvial terraced deposit of Rio Fratta unit, which rests at the base of the synthem. The top boundary of the synthem is the basal erosive unconformity representing the base of the succeeding Fiume Marta synthem. Bed and top unconformities have been correlated respectively to the 8th and 6th stages of the δ^{18}O curve (Shackleton *et alii*, 1990; Shackleton, 1995)
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE – UPPER P.P. PLEISTOCENE

FIANO ROMANO UNIT (UFA)

Thick to very thick bedded phytohermal travertines with abundant plant remnants. Alluvial plain environment. Cropping out thickness of about 10 m. Th-U dating analyses (Faccenna & Funiciello, 1993) indicate an age of 170 ky for the oldest deposit that can be referred to this unit.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE – UPPER P.P. PLEISTOCENE

IGNIMBRITE A *(Locardi)* (**WIA**)

Pyroclastic deposits made of grey scorias with abundant Lct and lithic fragments of prevailing lavas Lct bearing, with a purple-grey ashy matrix,

PROGETTO CARG

scarcely to strongely welded, densely spotted by Lct crystals. They represent pyroclastic flow deposits of prevailing tefri-phonolithic composition; outcrops about 30 m thick.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

MONTISOLA FORMATION (KSO)

Lavas (KSOa) and scorias (KSOb) of the Montarone, Montisola, Montefiascone and Poggiaccio centres, in short and very welded flows, fine grained, dark grey in colour and tephri-phonolithic in composition with phenocrysts of Lct and Cpx; each flows is 5 to 10 thick and shows loose or welded banks of dense coarse vesiculated scorias, K/Ar ages of 255.5±3.4 ka; 226.6±14.9 ka (Nappi et alii, 1995).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

MONTE JUGO FORMATION (KMI)

Lavas (KMIa) and scorias (KMIb) of the Monte Jugo centre. Lavas are 2 to 6 m thick welded deposits, dark grey in colour and leucititic-tephrite in composition, with very rare phenocrysts of Lct and Cpx, interbedded to, or covered by the scorias of the cone, showing un-welded banks or a conic accumulation up to 60 m high.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FIORDINI FORMATION (KFR)

Lavas (KFRa) and scorias (KFRb) of the Fiordini, Camarro, Poggiarello and Terrile centres. Lavas are dark grey vacuolar deposits, leucititic in composition, containing rare phenocrysts of Cpx and Lct; scorias, densely vesiculated and "like a cigar" to red wine and to dark grey in colour, form elongated loose, more rarely welded, scoria cones (Fiordini, Camarro, Poggiarello).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

GROTTONE LAVAS (KGT)

Grey fine grained lavas with phenocrysts of transparent K-feldspar (Sa) and micro-phenocrysts of haüyna in the groundmass. At least two different lava flows crop out, few meters thick. Trachy-phonolithic, locally phonolithic-tephryte composition.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

CASTEL CELLESI FORMATION (KCC)

Lava flows superimposed each other, making an extended lava plateau enlarging from the Bolsena caldera rim toward the Tevere River. These flows

PROGETTO CARG

show a variable composition and represent the result of the final circum-caldera effusive activity, distinguishable into 5 different members from a petrographic, areal distribution and stratigraphic position point of view.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

Guinze member (KCC_5)
Light grey welded un-vesiculated and fine grained lavas bearing analcimized Lct and Cpx phenocrysts, tephritic-phonolite in composition and with a maximum thickness of about 10 m.

Podere Calchesetto member (KCC_4)
Grey welded un-vesiculated and mid-coarsely grained lavas, tephritic-phonolite in composition and with a medium thickness of about 10 m.

Podere Pietrafitta member (KCC_3)
Light-grey to grey coarsely grained lavas, densely spotted of whitish analcimized Lct phenocrysts, tephrite Lct-bearing in composition and with maximum thickness of about 8 m. In the distal sectors it becomes almost un-welded and elongate until Castel Cellesi, where it shows a thickness of 1 m.

Prato Leva member (KCC_2)
Dark grey fine- grained and very compact lavas, coarse Lct- and more rarely green Cpx- phenocrysts bearing, showing at their base a scoria horizon some dm thick. It is a tephritic leucitite and crops out only S of Capo dell'Acqua, with a thickness of 3 m.

Podere Campanella member (KCC_1)
Dark-grey with bluish shadows, coarsely- grained lavas rare Lct- phenocrysts bearing. It is a tephritic-leucitite lava forming an extended plateau N and S of S.P. Pratoleva, with a maximum thickness of 20 m in its central portion.

LA BERLINA FORMATION (WBE)
Pyroclastic coarsely- grained and unsorted deposit, wholly interested by alignments of big lithic clasts, loose in the proximal sectors, where it is up to 10 m thick, or welded in the distal ones. The coarse grained grey-hazel ashy matrix includes heterogeneous lavic clasts and shows a dense whitish spotting for analcimized Lct crysts. Lithics are prevailing lava fragments deriving from substratum, glass shards and crystalline nodules. Hydromagmatic origin.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

PROGETTO CARG

MONTE D'ORO FORMATION (WMD)

Pyroclastic deposit made of a breccia forming a chaotic loose deposit with angular elements, from blocks to metric large clasts, included in a coarsely-grained ashy matrix (co-ignimbritic breccias) in the proximal sectors; in the distal ones, where the deposit shows a higher welding degree, more superimposing flow units with a rocky consistency and including some dm large, weakly elongated, non-graded and bad sorted clasts are distinguishable. The deposit is hydromagmatic in origin and shows a thickness of 20 m in the proximal sectors, 4 m in the southernmost distal ones.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

ZEPPONAMI GROUP (XS)

Succession of grey pyroclastic deposits, made of alternating, generally stratified, ashes and lapilli fall-outs, from strombolian activity, and of distal banks referring to hydromagmatic pyroclastic flows. Depending of how far from the volcanic Montefiascone centre they are, the deposits are interested by clasts, generally lavic, having pluri-dm to cm diameters. In the distal sectors deposits change their texture from pyroclastic to debris until mud flows facies. A pumiceous marker from a plinian eruption named "Ospedaletto" (K/Ar age 246.7±2.9 ka in Nappi *et alii*, 1995) is present at their bottom. The group corresponds to the "Tufi Superiori di Montefiascone" by Bertini *et alii* (1971a). Its thickness reaches 30 m in the proximal sectors, and strongly reduces to some dm in the more distal ones.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

RIO FRATTA UNIT (URF)

Planar cross-bedded gravels made up of heterogeneous and heterometric clasts included in an abundant coarse sandy matrix rich in femic minerals. It represents an about 30 m thick alluvial terraced deposit.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

CANINO FORMATION (CNK)

En masse, weakly to highly coherent deposit, made of some pyroclastic flow units formed of prevailing trachytic, porphyric for Sa, reversely graded grey pumices, often concentrated in lenses. The matrix includes lavic and sedimentary lithic fragments and rare loose crysts of Sa. See also "Ignimbrite A" by Sparks (1975); "Ignimbrite Trachitica Inferiore" by Nappi (1969a,b). Cropping out thickness is 3 m, the ^{40}Ar-^{39}Ar age 243.3±6.8 ka (Brocchini *et alii*, 2000); K/Ar 253±3 ka (Nappi *et alii*, 1995).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

PROGETTO CARG

CIUCCARA FORMATION (WCU)

Light- to dark grey pyroclastic deposit, loose in the proximal sectors, consolidated in the distal ones. It shows banks, some dm thick, whose heterogeneous components range from coarse ashes to blocks, containing small scorias and rounded lithics; each bank has a base level depleted from the thin fraction. In the matrix Cpx, Mel, Phl, Caliophillite and Lct phenoclasts. In the distal sectors en masse deposit is lacking of inner structures. It is interpretable as a hydromagmatic ignimbritic deposit, whose whole thickness ranges from 12 m in the proximal sectors to 4 in the distal ones.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

MONTE VARECCHIA FORMATION (KMV)

Lavas (KMVa) and scorias (KMVb) of Monte Varecchia, Giranesi, Monte Rosso and Monte Moro volcanic centres. Lavas are dark-grey welded, rare Cpx and Lct phenocrysts-bearing tephritic leucitites, enlarging as flows towards S and N of Monte Varecchia centre. Scorias of the Monte Varecchia cone are loose, medium to high densely vesiculated, cm to dm scoriae, constituting 6 m thick banks, reaching the whole thickness of 60 m, with a resedimented scoria level intercalated into it.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

ARA DELLE MONACHE LAVAS (KNH)

Dark-grey coarse grained, very fractured, green Cpx phenocrysts- bearing basaltic lavas. The unit is partly covered by the Fastello group (XM) tuffs and by the Zepponami group (XS) ones. Lava thickness ranges from 5 to 10 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

TREBIANELLO FORMATION (KTR)

Lavas (KTRa) and scorias (KTRb) of cones belonging to the final peri-caldera Bolsena activity. Lavas are dark-grey, welded, locally with a “like onion” exfoliation, fine- grained with rare Lct and Cpx phenocrysts leucititic- tephrites, elongated in N-S direction, with small thickness between 2 and 4 m. The very densely and coarsely vesiculated scorias have dm diameters and form small thick normally graded banks, with intercalating thin levels of coarse lapilli.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FOSSO FELTRICCI LAVA (KFE)

Dark-grey en masse fine grained lava with rare Lct phenocrysts. It is a melilitite Lct- bearing, cropping out NE of Montefiascone village, inner to

PROGETTO CARG

Fosso Feltricci locality, with a maximum thickness of 2 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FOSSO DEL BUCINO FORMATION (KBC)

This unit includes products erupted from some centres located in the northern sector of the Sheet, between "via Cassia Nuova" and the "via Cassia Antica", lying along the south-eastern Bolsena circum-caldera volcano-tectonic "stairs". It is constituted of 4 members
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

La Pietrara scorias (KBC_4)

Pack of irregular banks of dense, poorly vesiculated, dm to cm in diameter, "like a cigar" to dark brown in colour scorias, with whitish spotting of analcimized Lct, intercalated to which occur very small 30-40 cm thick lavic flows of leucititic-tephritic composition. The banks form a less than 30 m high system, whose base does not crop out.

Colle della Guardata lavas and scorias (KBC_3)

Lavas (KBC3a) and scorias (KBC3b) of Colle della Guardata, Cerretella and minor centres.
Lavas are dark-grey, weakly vacuolar tephritic leucitites with rare Lct and Cpx phenocrysts, the major of which elongates N-S with a thickness of about 10 m. Scorias are red wine to "like a cigar" in colour and well vesiculated with dm dimensions.

Cupellara lavas and scorias (KBC_2)

Lavas (KBC2a) and scorias (KBC2b) of the volcanic centres of Cupellara, Monte Gallo, Castellaccio and Podere di Montegallo. Lavas are dark-grey welded, tephritic Lct- bearing deposits, with a dense whitish spotting of Lct phenocrysts and a maximum thickness of 5 m. Scorias crop out as levels of loose elements and variable thickness.

Capiano lavas and scorias (KBC_1)

Lavas (KBC1a) and scorias (KBC1b) of 3 volcanic systems N-S elongated, the most important of which is the homonymous one, which emitted two dark grey and welded lavic flows, typically very vacuolar. Their composition is leucititic-tephritic and the northernmost and thickest of them is, at its front, 10 m thick. The southernmost, associated to the Morticini centre, is less than 2 m thick and intensively fumarolized for late mineralizing risings.

PROGETTO CARG

"GOCCE DI LAVA" IGNIMBRITE *Auctt*. **(WGL)**

Ashy matrix-sustained deposit with rounded pumices of cm diameters, grey lava fragments and roundish nodules. In the proximal sectors the deposit is welded, unconsolidated in the distal ones. The included lithics are small, smoothy edged, locally rounded for re-melting processes. It is an ignimbritic deposit formed by several flow units separated each other by few cm thick ground surge levels and shows a variable thickness ranging from 1 to 7 m, discontinuously cropping out in the Montefiascone village zone.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

PETRIGNELLA LAVA (KGE)

Welded grey lava, rather fractured, with a small and homogeneous vesiculation, with Cpx phenocrysts. It is trachybasaltic lavas with a maximum thickness of 7 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FASTELLO GROUP (XM)

Stratified pyroclastic complex made of metric en-masse banks of light-grey ash tuffs, loose or lithoid, rich of prevailingly hydromagmatic accretional lapilli; planar ashy levels crop out in cyclical alternations from pyroclastic surges at the base of the deposit. In the upper portion occur ashy levels with en masse planar beds and ash tuffs rich of accretional lapilli. Total thickness of the unit about 30m. At its top "Ospedaletto" marker (K/Ar age 246.7±2.9 ka in Nappi *et alii*, 1995) occurs.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

IGNIMBRITE BASALE DI MONTEFIASCONE *Auctt*. **(WIM)**

Ashy matrix-sustained lapideous, light- to dark-grey in colour, deposit including loose crystals and heterogeneous lavic fragments and lithics from sedimentary substratum. The matrix is micro-vesiculated and glassy for 50% with a basanitic composition. It represents a pyroclastic deposit of hydromagmatic origin, made up of several flow units forming some banks with generally associated at its bed a ground surge deposit showing a great erosive powerful. It crops out radially around Montefiascone caldera with thickness ranging from 25 m in the proximal sectors to 2 m in the distal ones.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

IGNIMBRITE DI ORVIETO-BAGNOREGIO *Auctt*. **(WOB)**

Ashy deposit, yellow to "like a lion" in colour, generally lithoid, showing big dark-grey pumices rich of Sa and analcimized Lct phenocrysts. Pumice glass shows an advanced de-vitrification and a pseudo-fluidal texture. Mi-

PROGETTO CARG

croliths are of Pl, Cpx and Bt. The lower portion of this deposit is white, micro-pumiceous, fine grained and made up of more reverse grading pyroclastic flow units. The upper one is massive, cemented by zeolites or loose (pozzolanaceous facies) and reaches maximum thicknesses in the distal sectors. It is a pyroclastic latitic to trachy-phonolithic deposit. At the base always occurs a thin level of trachytic fall-out pumices showing a maximum thickness of 40 cm. The unit crops out only in the northern sector of the territory of the Sheet where reaches 5 m of thickness. K/Ar age 333.0±3.8 ka (Nappi *et alii*, 1995); ^{40}Ar-^{39}Ar: 319±4 ka (Barberi *et alii*, 1994)
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

GROTTE S. STEFANO UNIT (UGS)

Solid travertines showing phytoclastic, phytohermal and pisolithic facies and thick and very thick bedded up to mega-bedded travertine sands, locally with intercalations of diatomites and dark epiclastic pyroclastites, at places forming waterfall structures. They may occur partially heteropic inside the TZV unit as un-mapping beds and lenses. Palustrine or marshy environment of alluvial plain, locally linked to hydrothermal risings. Cropping out maximum thickness is about 40 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

POGGIO DELLE TROIE LITHOSOME (KPT)

Piling scorias, "like a cigar" in colour, forming one of the most thick scoria cone of the Eastern Vulsini District. Scoriae are very dense and scarcely vesiculated, 3 to 30 cm in diameter. The deposit is made of both loose and welded banks, including coeval lavic blocks and rare lithic fragments deriving from the volcanic and sedimentary substratum. Leucititic-tephritic composition. The cone is more than 60 m thick.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

ACQUAFREDDA LAVA (KAF)

Very welded dark-grey to black lava, Cpx and Ol phenocrysts- bearing, occurring as metric pseudo-banks whose surfaces show a deep oxidation. Lava is a basanite in composition and crops out for a maximum thickness of 15 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

COMMENDA LAVAS (KCM)

Dark-grey welded lavas, porphyritic, Lct and Cpx- bearing to sub-aphyric, leucititic to basanitic in composition. They occur as an extended plateau made up of several superimposed lava flows, piled during succeeding eruptive stages

PROGETTO CARG

even beyond the Montefiascone caldera forming.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

Piano del Morto lavas (KCM_2)
Dark-grey welded, fine- grained basanitic lavas with a homogeneus vesiculation and rare Cpx and Lct phenocrysts. In the distal sectors they occur as loose deposits with a whitish spotting of analcimized Lct phenocrysts. They crop out from the southern rim of the Montefiascone caldera toward S beyond Commenda village as an extended plateau made up of some piled lava flows.

Fosso Lemme member (KCM_1)
Dark-grey welded fine- grained leucititic lavas with Lct and Cpx phenocrysts. They crop out as an extended lava 7 m thick plateau placed S of Commenda village, with an elongated alignment N-S coming from the southern sector of Bolsena Caldera.

RIO MALNOME LAVAS (KRM)
Dark-grey welded lavas, tephritic leucitites in composition, Lct and Cpx phenocrysts- bearing. They occur as a number of lava flows, placed E of Montefiascone caldera, N-S elongating for some km S of Varecchia Mt. or in E-W direction, north of the same apparatus, with 15 m (Fosso Infernaccio) to some metre thick (Fosso Malnome) deposits.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FERENTO LAVAS (KFT)
Very welded dark-grey fine- grained lavas, Lct and Cpx phenocrysts- bearing, with an upper section of the deposits welded and homogeneous, and a base interested by densely spaced columnar jointing. They have a leucititic composition and crop out as 1 to 10 m thick deposits in the surroundings of Ferento village, along the S.S. Teverina and both the Torrente Vezza and Fosso dell'Acqua Rossa river sides.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

PODERE S. ANTONIO LAVAS (KSA)
Grey lavas, with a micro granular matrix Cpx and Lct phenocrysts- bearing, constituting a series of lava flow deposits whose base is lapideous, very welded and homogeneous passing toward the top to a micro-vesiculated texture locally interested by scorias, dark-grey to "like a cigar" in colour. Petrographic analyses give a composition of Lct-bearing tephrite. Frequently they occur as loose and white deposits due to a wholly clayey alteration (kaolin). They crop out on the eastern edge of Bolsena Lake (S. Antonio locality) as

PROGETTO CARG

N-S elongated lava flows inner to the lowest volcano-tectonic "stairs" of the caldera rim, showing a maximum thickness of 30 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FOSSO DEL MALTEMPO LAVA (KFM)

Dark-grey welded fine-grained lava, Lct and Cpx phenocrysts -bearing. Petrographic analyses give a composition of tephritic leucitites. It crops out as 3m thick deposits in the NW sector of the Sheet.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

CAMPI NUOVI LAVA (KPN)

Welded, dark-grey to black in colour, fine-grained lava, Cpx phenocrysts-bearing, occurring as some piled flows forming a moderate plateau SE of Castel Cellesi, whose thickness ranges from 20 to 10 m. This lava may show a peculiar "like onion" exfoliation and, locally, a typical pillow texture at their base. Petrographic analyses give a composition of leucitic tephrite.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FONTANA DEL CUNICCHIO SCORIAS (KMA)

Very dense, coarsely vesiculated scorias with a glassy groundmass, rare microliths Lct and Cpx- bearing, black in colour and 2 to 10 cm in diameter, forming the banks which build the S.Angelo Mt. scoria cone. The composition of the scorias is leucititic and may include variably large bombs, made of lava ejecta including juvenile magma, and big lithics from the sedimentary substratum, made of partially "cooked" clayey elements and carbonate "dolls" (*poupée*) precipitated from late hydrothermal circulating fluids. In the proximal sectors, where scorias lie directly above the sedimentary substratum, deposits reach a maximum thickness of 5 m; in the distal ones (some km from the centre) they are some m thick
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

TUFI STRATIFICATI VARICOLORI VICANI *Auctt*. **(XFP)**

Pyroclastic deposits made of alternating fall-out pumice levels (Vico α and Vico β *Auctt.*), scoriaceous lapilli beds and fine ashy banks, intercalated to paleosoils and, in the proximal sectors, to ash tuffs from pyroclastic flows occurred with a small areal dispersion. Pumice levels are generally formed by light-grey pumices, rhyolitic to latitic in composition, lavic lithics and rare sedimentary xenoliths, included in a scarce matrix containing loose crystals of Sa, Px and rare Lct. In the proximal sectors the stratigraphically highest pumice levels are enriched of scorias and dark pumices. The maxi-

PROGETTO CARG

mum cropping out thickness is about 18 m. 40Ar-39Ar age: Vico α marker: 419±6 ka, Vico β marker: 403±6 ka (Barberi *et alii*, 1994).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

CAMPO FARNESE LAVA (KCF)

Light-grey, weakly to averagely vesiculated, often deeply altered lava, Sa, Bt and scarce Lct phenocrysts- bearing. Lava is classified as trachyte. See also "Petrisco" (Sabatini, 1912a). Maximum thickness 10 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE.

POGGIO MECONE DIATOMITES (KME)

The unit is made of diatomitic levels interbedded to nodular and/or siderite levels and vulcanoclastites.

Diatomites are often impure and associated to plants remnants or minerals floated into a depositional basin of probable volcano-tectonic origin; they occur as up to 2 cm thick layers and are heteropic to the stratigraphic volcanic sequence of XV. Sideritic intercalations occur at the base of these volcano-sedimentary deposits and crop out as both nodules and thin lenses and/or poorly laterally extended beds. Nodules are 1 to 10 cm in diameter and show a prevailing oval morphology, while lenses elongate up to some meter and are less than 5 cm thick. This unit, wholly thick about 20 m, includes also two more lithofacies.

Dark-grey welded lava, Lct and feldpar phenocrysts-bearing (**KME_b**). It is classified as a tephrite Lct- bearing and crops out partially only NW of Celleno, downward Fosso della Ferriera, where it is interbedded to volcano-sedimentary deposits, with a maximum thickness of 2 m.

Grey to brown lapideous breccia with heterogeneous and large elements (**KME_a**) Lithics are angular (or sharp edged) normal grading clasts from carbonate substratum, dark-grey Lct-bearing lavic fragments and black often oxidized small scoriae.

The matrix is a carbonate cement including Pl, Cpx and ash made of very small scoriae fragments. It crops out NW of Celleno village, in the Fosso della Ferriera banks, with a maximum thickness of 5 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

NENFRO *Auctt*. **(WNE)**

Massive welded dark-grey pyroclastic deposit, interested by a columnar jointing, with glassy black flames, iso-oriented at the base, passing upward to a lighter to yellow in colour compact zeolitized deposit, made of dark-grey pumices porphyric for Sa phenocrysts and rounded light pumices, included in

PROGETTO CARG

a micro-pumiceous matrix. At the base a level of white trachytic fallout pumices occurs. The unit constitutes the ignimbritic deposit of a dense pyroclastic flow of trachy-phonolitic composition, with up to 30 m thick outcrops. See also S. Pantaleo (PNO) and de La Rocca (RRA) units distinguished into the "no. 344 Tuscania" Sheet. K/Ar age: 505.2±5.7 ka (Nappi *et alii*, 1995); ^{40}Ar-^{39}Ar: 497.8±1.9 Ka (Laurenzi & Deino, 1996).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

TORRENTE VEZZA UNIT (TZV)

Thick sedimentary succession of prevailing volcanoclastites, mainly made of sands, mudstones and gravels cropping out as both laminae and levels with a plane-parallel, locally cross- stratification, and massive banks. To the volcanoclastic deposits are frequently associated diatomitic beds, at places with plants remnants, pedogenic horizons and travertine lenses or levels, the latter ones referring to the partially heteropic UGS unit. Into the succession may interlayer primary pumice volcanoclastic beds and massive ash tuffs of vulsinian or vicanian origin. At the same time, the deposits of the unit may be found inter-layered to the XV succession as resedimented lenses and pyroclastic levels. Often the deposit crops out as alternating layers of variable origin, whose nature is expressed by the change of its colour, ranging from themilky white typical of the diatomites to the greyish of the volcanic levels or to the ochre of epiclastic or oxidized ones. Depositional environment is essentially lacustrine-palustrine and locally torrential, developed inside basins presumably tectonic in origin. Maximum thickness more than 70 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

GRAFFIGNANO UNIT (UGF)

Concave and planar cross-bedded gravels, containing generally well rounded heterogeneous and heterometric clasts, in abundant coarse-grained sandy matrix. Sandy and pelitic intercalations with lenticular geometries. Environments of alluvial plain and fluvial channel. Outcropping thickness up to a maximum of 50 m.
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

CIVITA DI BAGNOREGIO GROUP (XV)

Succession made of alternating white pumices banks, scoriae beds, white or brown coarse ashy levels, grey ashy layers rich in lithics, grey lapideous ashes and metric compact banks with a micro-pumiceous matrix, bad sorted and bad graded, sub-horizontally stratified. These are separated each other by black or

PROGETTO CARG

brown paleosoils, more rarely by erosive surfaces. Locally light grey or whitish resedimented pyroclastic, mostly ashy levels, thinly inter-layered or laminated and diatomitic levels may occur. At places, primary pumice levels referring to the XFP Vico unit might interlayer to the succession. The pumices are trachyphonolitic whereas, scorias composition ranges from tephritic to leucititic.
Thickness of levels varies from some meters in the proximal sectors close to the emission centres to few decimeters in the distal ones. The group crops out in all south-eastern sector of Vulsinian District showing decreasing thickness East- and South-wards. K/Ar ages: 576.1±6.5 ka (plinian basal pumice level) and 351.7±4 ka ("Ponticello" marker eruption) (Nappi *et alii*,1995); ^{40}Ar-^{39}Ar: 589±8 ka (Barberi *et alii*,1994).
MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

ACQUATRAVERSA SUPERSYNTHEM (**AE**)

Top and bed unconformities are erosive surfaces. Indeed, deposits lying above the bed boundary mark the ending of the marine sedimentation and the transition towards continental environments ("erosive stage Acquatraversa"). The top unconformity is represented by a surface developing during the passage from Lower to Middle Pleistocene. In the Sheet, this supersynthem includes two synthems: Chiani-Farfa and Faggeta.
LOWER P.P. PLEISTOCENE - MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

FAGGETA SYNTHEM (**FGT**)

Bed boundary defining this synthem is an high relief and very articulate erosive surface, cutting units, prevailingly marine, of sedimentary substratum and it coincides with the pre-existing topographic surface before Cimino District volcanic activity started. In the Sheet area it crops out E of Bagnaia village, where the heterochronus unconformity cutting the Plio-Pleistocene sandstones is intruded by Montecchio lava-dome. It is interpretable as the topographic paleo-surface risen during the late-post orogenic stages and deformed by the Cimino District's viscous magma rising.
LOWER P.P. PLEISTOCENE - MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

POGGIO S. VENANZIO LAVAS (KPV)

Superimposed thick lava flows, with a compact aspect, dark grey or blackish in colour, more rarely purpleish, containing megaphenocrysts of K-feldspato and Pl, Bt, Cpx and Ol phenocrysts; at places, grey micro-crystalline inclusions with cm diameters may occur. Locally lavas are altered, showing a scattered chipping of Sa megacrysts. Their composition is latitic, thickness about 20 m, ^{40}Ar-^{39}Ar age comprised between 1,296 and 1,287 ky
LOWER P.P. PLEISTOCENE .

PROGETTO CARG

POGGIO ORLANDO LAVAS (KPO)

Dark- to light grey lavas, generally very compact, at times very vesiculated, weakly porphyric for Pl, Ol, Cpx, Sa and Bt phenocrysts; rare K-feldspato megacrysts may occur. Their composition varies from latitic to shoshonitic, their thickness is less than 10 m in the area of the Sheet. ^{40}Ar-^{39}Ar age comprised between 1,308 and 1,291 ky.
LOWER P.P. PLEISTOCENE .

IGNIMBRITE CIMINA *Auctt*. **(WBA)**

Ashy fine grained deposit, generally massive and lithoid, light-grey to pinky in colour, and with a structure of black flames made of vitric stretched slivers, crysts of Sa and Bt, lithic inclusions both lavic and sedimentary, at places of many centimeters length. This deposit distally passes to a un-lithified facies rich in pumiceous inclusions. The massive banks often show prismatic jointing and pseudo-stratifications. At places, the ash tuff is thinly slipped or very altered, becoming in this case a loose sandy deposit. It is a pyroclastic flow deposit made of many piled flow units. Its composition is trachytic, the thickness very variable, depending of the pre-ignimbrite paleo-morphology, and may reach 200 m in the proximal zones. It corresponds to the "Peperino Tipico" by Sabatini (1912a). ^{40}Ar-^{39}Ar age comprised between 1,307 and 1,304 ky.
LOWER P.P. PLEISTOCENE

CANEPINA LAVAS (KCA)

Welded lavas of domes and short stocky flows, winy-pink (when altered) to dark-grey in colour, mid to coarsely grained, up to some cm large Sa megacryst, and Pl, Bt and Px phenocryst- bearing. They often crop out as disarticulate blocks. Locally are strongly altered until to occur as little consolidated pilings. The composition is trachytic. See also "Peperino delle Alture" by Sabatini (1912a). ^{40}Ar-^{39}Ar age comprised between 1,363 and 1,290 ky.
LOWER P.P. PLEISTOCENE

CIVITA CASTELLANA UNIT (ULE)

Gravels and conglomerates with cross or plane parallel bedding, with heterogeneous and heterometric well rounded clasts, generally with abundant sandy matrix with prevailing quartz and muscovite. Fluvial environment with braided channels facies. Thickness of few meters.
LOWER P.P. PLEISTOCENE - MIDDLE P.P. PLEISTOCENE

PROGETTO CARG

CHIANI - FARFA SYNTHEM (FCH)

Two erosive unconformable surfaces deeply engraved, respectively representing the "Acquatraversa erosive stage" (to the bed) and the "Cassia erosive stage" (to the top), are the boundaries defining the Chiani-Farfa synthem. It contains the Chiani-Tevere (CNH) and Giove in Teverina (TEV) formations, both representing a sedimentary cycle started in the upper Gelasian and ended in the lower Emilian, when a short stratigraphic gap, probably comprised between Santerniano and Emiliano, marked a regressive para-concordant surface separating the two formations.
LOWER P.P. PLEISTOCENE

GIOVE IN TEVERINA FORMATION (TEV)

Medium and thick bedded travertines, with prevailing phytoclastic facies, generally solid in the upper part of the formation. There are intercalations of calcareous silts and, at the base, well-cemented conglomerates with a thickness of a few metres. Probably the environment is fluvial-lacustrine with supplies of water rich in calcium carbonate derived from carbonate reliefs. Maximum evaluable thickness up to 50 m
LOWER P.P. PLEISTOCENE

CHIANI-TEVERE FORMATION (CNH)

Formation composed of prevailing clayey-sandy sediments of marine and saltish environment, and subordinately of gravelly deposits and travertines of transitional and continental environments. It crops out diffusely in the whole middle valley of Tevere River, showing a great number of lithological and depositional types, which allow us to differentiate it in 5 members. See also "Argille sabbiose del Chiani-Tevere" by Ambrosetti *et alii* (1987).
GELASIAN P.P. - SANTERNIAN

Podere Centi member (CNH_5)

Silty sands, made up of prevailing quartz and muscovite, occurring as often bioturbated deposits with little evident bedding. They pass to silty-clayey sands and sandy siltstones often laminated with plane-parallel stratification not very evident. Rarely lenticular un-mapping intercalations of fine gravels well rounded may occur. An abundant oligotypic fauna of mollusks, foraminifers and ostracoda is present. Delta-front, delta-plain and coastal plain environments. Maximum cropping out thickness about 70-80 m.
GELASIAN P.P. - SANTERNIAN

PROGETTO CARG

Vaccaretto member (CNH_4)
Ruditic heterogeneous and heterometric deposits with clasts of various rounding degree, generally coarse and clast-supported, occurring as very thick tabular or foreset beds. Clasts are prevailingly calcareous, and the most diffused lithofacies is breccias with a clayey-sandy matrix, locally may occur also levels without matrix and levels of well rounded cemented gravels. Probable fan-delta environment. Maximum thickness about 50-60 m.
SANTERNIAN

Poggio Grotteria member (CNH_3)
Travertine siltstones and thick to very thick bedded solid phytohermal travertines of coastal plain environment and maximum cropping out thickness of about 20 m.
SANTERNIAN

Bassano in Teverina member (CNH_2)
Medium-fine grained medium and thick bedded sands, yellow in colour, locally with plane and crossed laminae, more frequently homogeneous due to bioturbation. At places a lithofacies composed of heterometric gravels with calcareous and cherty pebbles and of discontinuous levels of homogeneous siltstones, that can be mapped only in the Bassano in Teverina zone (**CNH2a**), occurs. Into the bioturbated levels trace fossils of genera *Thalassinoides*, *Scolicia* and *Skolitos* . They contain the coral *Cladocora caespitosa* and a rich malacofauna consisting of *Venus (Ventricoloidaea) multilamella, Panopaea glycymeris, Pinna tetragona, Chlamys varia, Amyclina semistriata. Foramnifera microfauna* consists of *Ammonia spp., Bulimina aculeata, B. marginata, Cassidulina neocarinata, Elphidium spp.* and *Florilus boueanum.* Ostracoda are represented by *Aurila convexa* and *Eucythere curta.* Less abundant and often poorly preserved calcareous nannofossils occur; more complete associations, represented by *Calcidiscus macintyrei, Helicosphaera sellii, Pseudoemiliana lacunosa* and *Gephyrocapsa* "small", can be referred to the MNN19a biozone of the Gelasian, but an age more recent is not excluded, due to the high percentage of rework. Environment of foreshore and shoreface, maximum thickness about 150 m.
GELASIAN P.P. - SANTERNIAN

Castello Ramici member (CNH_1)
Medium and thin bedded, more or less sandy siltstones, grey in colour, with intercalations of medium-fine grained sandstones, at places turbiditic. Generally poorly bedded, locally plane horizontal laminae and cross bedding occur. Macrofauna is represented by prevailing bivalvia and gastropoda: *Ditrupa sp.,*

PROGETTO CARG

Dentalium (Antalis), Corbula (Vericorbula) gibba, Natica tigrina, Archimediella spirata. Microfauna: the foramnifera *Bulimina marginata, B. elegans marginata, B. etnea,* especially in the higher levels *Cassidulina carinata, Brizalina alata, Uvigerina peregrina; Globorotalia inflata* and *Globigerina calabra* have been rarely recognized. Nannofossils, whose abundancy and state of preservation are variable, are represented by *Calcidiscus leptoporus, C. macintyrei, Dictyococcites spp., Helicosphaera sellii, Gephyrocapsa* "small", *Pseudoemiliania lacunosa*, that can be referred to the upper Gelasian MNN19a biozone. Circalittoral platform and transitional of inner platform to shoreface environments with episods due to storm waves. Maximum thickness 150-200 m. See also "membro di Torrita Tiberina" of Mancini *et alii*, (2003-2004).
GELASIAN P.P. - SANTERNIAN

FOSSO DI SAN SAVINO UNIT (SBM)

Grey clayey siltstones recognized in the underground of the Viterno urban area and in outcrops close to Bagnaia village. The microfauna consisting of Foramnifera is generally well represented, whose significant species are rare. Globorotalia margaritae and *G. puncticulata*, occurring together, and *Globorotalia bononiensis* allow to recognize respectively the *Globorotalia puncticulata* and *Globorotalia gr. crassaformis* biozones. Rather rich and in some case well preserved nannofloras also occur; associations with *Amaurolithus delicatus, Discoaster variabilis, Helicosphaera sellii, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Sphenolithus* spp., of the MNN13 biozone are present. In the top pelitic horizons nannofossils of MNN16a biozone occur, due to the occurrence of *Discoaster tamalis* and *Pseudoemiliana lacunose*. The overall age ranges from the Zanclean to the basal Piacenzian. Platform to circalittoral environment. Outcropping thickness not definable due to the smallness of the outcrops.
ZANCLEAN – PIACENZIAN P.P.

DOMAIN OF THE LIGURIAN UNITS

POGGIO SAN BENEDETTO SANDSTONES (PSB)

Silicoclastic turbiditic deposits of probable abyssal plane environment.
LOWER OLIGOCENE

La Guardiola member (PSB_2)

Alternating of medium and thin bedded brown or black claystones and yellowish siltstones. It corresponds to the D2 facies of Mutti & Ricci Lucchi (1975). The outcropping thickness is about 50 m.

PROOF TO CARE

Fosso Guzzarella member (PSB_1)
Thick bedded medium grained volcanoclastic sandstones, grey in colour, rich of micas, corresponding to C1 facies of Mutti & Ricci Lucchi (1975). The outcropping thickness is about 60 m.

TOLFA FLYSCH (FYT)
Turbiditic prevailingly carbonatic succession made up of medium, thick and very thick bedded limestones, marly limestones, calcarenites and subordinate claystones and marls, light grey or yellowish in colour, with sporadic intercalations of pelitic-arenaceous and arenaceous-pelitic turbidites.
UPPER CRETACEOUS– EOCENE

Fosso Anitrella member (FYT_2)
Medium and thick bedded light grey marly limestones and pink marls with thin intercalations of dark claystones at their bottom. In the upper part medium and thick bedded grey turbiditic calcarenites with white cherty bands, yellowish marly limestones and pink marlstones mid-thickly layered occur. Abyssal plane deposits, maximum cropping out thickness of about 125 m.

Poggio Vivo member (FYT_1)
Medium and thick bedded claystones, brown, grey, red and yellowish in colour, yellowish marly limestones, grey calcarenites, marlstones and pink marly limestones. Abyssal plane deposits, maximum cropping out thickness about 70 m.

DOMAIN OF THE UMBRIA-MARCHE UNITS

CORNIOLA (COI)
Thin and thick bedded grey or whitish limestones and marly limestones, with nodules and thin levels of chert, without or with scarce macrofauna consisting of rare ammonites fragments. Microfossils include radiolarians and sponge spicules. Pelagic basin deposits, cropping out thickness about 30 m.
SINEMURIAN P.P. – PLIENSBACHIAN

CALCARE MASSICCIO (MAS)
White limestones, at places affected by dolomitization, and skeletal massive calcarenites. Scarce or absent macrofauna; sporadic gasteropoda tracks may be recognized. Microfossils are represented by *Thaumatoporella parvovesiculifera, Siphovalvulina variabilis, Ammobacolites sp., Rivularia piae.* Carbonatic platform deposits, cropping out thickness about 110 m.
HETTANGIAN – SINEMURIAN P.P.

PROGETTO CARG