R. Santacroce *et alii*, (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 448 Ercolano*, ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma.
DOI: 10.15161/oar.it/211762

I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 448
ERCOLANO

a cura di
R. Santacroce[1], A. Sbrana[1], R. Sulpizio[2], G. Zanchetta[1], V. Perrone[3], S. Bravi[4]

Con contributi di:
D. Andronico[5], R. Cioni[6], M.A. Di Vito[7], D. Merola[1], G. Ventura[1]

(1) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa
(2) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università di Bari
(3 Dipartimento di Scienze della Terra, della Vita e dell'Ambiente, Università di Urbino
(4) Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delleRisorse, Università di Napoli "Federico II"
(5) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Catania
(6) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Cagliari
(5) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Napoli

Ente realizzatore: CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso**
Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo
Responsabile del Progetto CARG per il CNR:
R. Polino (IGG) fino al 2009, **P. Messina** (IGAG)

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Revisione scientifica:
R. Di Stefano (†)**, A. Fiorentino, R. Graziano, F. Papasodaro, P. Perini, R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita** (vulcanico)

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

Revisione informatica dei dati geologici:
L. Battaglia, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

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

Per il Consiglio Nazionale delle Ricerche:
Funz. delegato: **P. Manetti** (IGC), *Coord operativo:* **A Cavallin** (IDPA)
Coordinamento informatizzazione: **S. Sterlacchini** (IDPA)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
F. Grieco (IDPA)**, E. Pescatore** (Univ. Napoli)**, M.L. Putignano** (IGAG)
S. Sironi (Univ. Milano - Bicocca)**, S. Sterlacchini** (IDPA)**,**
R. Sulpizio (Univ. Bari), **M. Zazzeri** (IDPA)

Gestione tecnico-amministraiva del Progetto CARG
M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA
M.G. Mori - Consiglio Nazionale delle Ricerche - IGG

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

Stampa: **Litografia Artistica Cartografica** - Firenze - **2014**

INDICE

I	**- INTRODUZIONE** ..... Pag.	7
II	**- STUDI PRECEDENTI** ..... »	11
III	**- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE** ..... »	15
1.	- INQUADRAMENTO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA E DEL SOMMA-VESUVIO ..... »	15
2.	- CENNI SULL'ASSETTO STRUTTURALE DELLE DORSALI CARBONATICHE ..... »	18
3.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... »	20
4.	- EVOLUZIONE CRONOLOGICA QUATERNARIA ..... »	21
5.	- METODI DI ANALISI CRONOLOGICA DEI DEPOSITI VULCANICI ..... »	22
IV	**- UNITÀ CARBONATICHE** ..... »	25
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO ..... »	25
2.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI LATTARI-PICENTINI ..... »	27
2.1.	- CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (**CRQ**) ..... »	27
2.1.1.	- *calcari ad ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ_1**) ..... »	28
2.1.2.	- *calcari e marne ad* Orbitolina (**CRQ_2**) ..... »	29
2.2.	- CALCARI A RADIOLITIDI (**RDT**) ..... »	30
3.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DI AVELLA ..... »	31
3.1.	- CALCARI A *PALAEODASYCLADUS* (**CPL**) ..... »	33
3.2.	- CALCARI OOLITICI ED ONCOLITICI (**CDO**) ..... »	34
3.3.	- CALCARI CON *CLADOCOROPSIS* E *CLYPEINA* (**CCM**) ..... »	35
3.4.	- CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (**CRQ**) ..... »	36
3.5.	- CALCARI A RADIOLITIDI (**RDT**) ..... »	37
3.6.	- BRECCE DI PUNTA DEL CAPO (**BPD**) ..... »	38
3.6.1.	- *Olistostroma del Vallone Cantarielli* (**av**) ..... »	39
V	**- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI E VULCANICI** ..... »	41
1.	- LIVELLI GUIDA ..... »	41
2.	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ SEDIMENTARIE QUATERNARIE ..... »	43
2.1.	- INTRODUZIONE ..... »	43
2.2.	- PIANA DEL FIUME SEBETO ..... »	44

2.3. - Piana di Acerra-Nola ..... Pag. 45
2.4. - Piana del Fiume Sarno ..... » 48
2.5. - Conoidi alluvionali ..... » 50
2.6. - Le coperture vulcanoclastiche e i depositi di versante » 50
3. - STRATIGRAFIA DELL'APPARATO VULCANICO SOMMA-VESUVIO ..... » 51
3.1. - Caratteristiche generali ..... » 51
3.2. - Sezione DR49: Cava di S. Vito di Ercolano ..... » 55
3.3. - Sezione DR25: Cava di Pollena ..... » 55
3.4. - Sezione DR13: Cava Traianello ..... » 55
3.5. - Sezione DR11: Vallone Mazzamei ..... » 56
3.6. - *Apron* del Somma-Vesuvio ..... » 56
3.7. - Note sul rilevamento e la legenda adottata ..... » 57
4. - SUPERSINTEMA FLEGREO-ISCHITANO (**FI**) ..... » 58
4.1. - Detrito di falda (**FI_{a3}**) ..... » 58
4.2. - unità di Cancello (**UNC**) ..... » 59
4.3. - Tufo Grigio Campano o Ignimbrite Campana *Auctt.* (**TGC**) ..... » 59
5. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (**VEF**) ..... » 60
5.1. - Aree perivulcaniche e rilievi ..... » 60
5.1.1. - *subsintema Scanzano* (**VEF_1**) ..... » 60
5.1.2. - *subsintema Agro nocerino sarnese* (**VEF_2**) ..... » 62
5.1.2.1. - unità di Piano delle Selve (**PNV**) ..... » 63
5.2. - *Apron* del Somma-Vesuvio ..... » 64
5.2.1. - *gruppo delle Cinque Vie* (**CV**) ..... » 64
5.2.2. - *unità di Pomigliano* (**UGL**) ..... » 64
5.3. - Edificio Somma-Vesuvio ..... » 65
5.3.1. - *subsintema Atrio del Cavallo* (**VEF_3**) ..... » 65
5.3.1.1. - lave e piroclastiti della Valle del Gigante (**LPG**) ..... » 65
5.3.2. - *subsintema Punta del Nasone* (**VEF_4**) ..... » 65
5.3.2.1. - lave e scorie dei Cognoli (**LSC**) ..... » 66
5.3.3. - *subsintema Scavolella* (**VEF_5**) ..... » 67
5.3.3.1. - pomici di base (**PPB**) ..... » 67
5.3.3.2. - lave e scorie del Vallone S. Severino (**LSV**) .... » 70
5.3.3.3. - pomici verdoline (**PVD**) ..... » 71
5.3.3.4. - Depositi da caduta compresi tra le eruzioni delle Verdoline e di Mercato ..... » 73
5.3.4. - *subsintema Case Trapolino* (**VEF_6**) ..... » 74
5.3.4.1. - piroclastiti di Mercato (**PMR**) ..... » 75
5.3.4.2. - Depositi da caduta compresi tra le eruzioni di Mercato e di Avellino ..... » 78

5.3.5. - *subsintema Zabatta* (**VEF$_7$**)..... Pag. 79
5.3.5.1. - piroclastiti di Avellino (**PAV**)..... » 79
5.3.5.2. - Depositi interpliniani tra le eruzioni di Avellino e di Pompei..... » 82
5.3.6. - *subsintema Molara* (**VEF$_8$**)..... » 84
5.3.6.1. - piroclastiti di Pompei (**PPM**)..... » 85
5.3.6.2. - Depositi del ciclo di S. Maria..... » 87
5.3.6.3. - piroclastiti di Pollena (**PNA**)..... » 88
5.3.6.4. - lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (**LVI**)..... » 90
5.3.6.5. - piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (Piroclastiti del 1631 d.C. *Auctt*., **PMX**)..... » 95
5.3.6.6. - lave e piroclastiti del Vesuvio (**LPV**)..... » 97
5.4. - Distretto vulcanico flegreo..... » 104
5.4.1. - *unità di Casalnuovo-Casoria* (**CCU**)..... » 104
5.5. - Unità ubiquitarie..... » 104
5.5.1. - *Detrito di falda* (**a$_3$**)..... » 104
5.5.2. - *Deposito di spiaggia* (**g$_2$**)..... » 105
5.5.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**b$_2$**)..... » 105
5.5.4. - *Deposito di* debris-flow (**b$_4$**)..... » 105
5.5.5. - *Deposito antropico* (**h**)..... » 105

VI **- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA**..... » 107
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA..... » 107
2. - STABILITÀ DEI VERSANTI..... » 108
3. - IDROGEOLOGIA..... » 108

VII **- CENNI ALLA PERICOLOSITÀ VULCANICA NELL'AREA**..... » 111
1. - DEFINIZIONE DELL'ERUZIONE MASSIMA ATTESA (EMA) E DEL SUO SCENARIO..... » 111

VIII **- EXTENDED ABSTRACT**..... » 117
1. - THE GEOLOGICAL MAP..... » 117
2. - GENERAL EVOLUTION OF SOMMA-VESUVIUS VOLCANO AND SURROUNDING AREAS..... » 119

IX **- LEGEND**..... » 121
1. - QUATERNARY DEPOSITS..... » 121
2. - CARBONATE UNITS OF THE APENNINE CHAIN..... » 129

- BIBLIOGRAFIA..... » 135

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 448 - Ercolano comprende parte della Piana Campana meridionale e dei contrafforti appenninici, costituiti principalmente dalle Colline di Cancello, i Monti di Avella, la dorsale di Lauro-Visciano e la dorsale di Sarno-Quindici (Fig. 1). Sulla costa è presente l'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio, che rappresenta l'elemento geologico-geomorfologico più caratteristico dell'intera area.

La cartografia precedente della zona in esame comprendeva essenzialmente i fogli a scala 1:100.000 pubblicati dall'Ufficio Geologico d'Italia nel 1910 e dal Servizio Geologico d'Italia nel 1971 (Fogli 184 - Napoli e 185 - Salerno). Per l'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio sono da ricordare la carta alla scala 1:10.000 pubblicata da Johnston-Lavis (1891), quella pubblicata dal CNR alla scala 1:25.000 (Santacroce, 1987), e quella recente alla scala 1:15.000 (Santacroce & Sbrana, 2003).

Il rilevamento del Foglio 448 - Ercolano - con il coordinamento generale di R. Santacroce, è stato effettuato con il seguente organigramma:

- depositi vulcanici: direttore del rilevamento A. Sbrana, rilevatori D. Andronico e R. Sulpizio;
- depositi quaternari: direttore del rilevamento A. Sbrana, rilevatori M.A. Di Vito, R. Sulpizio, G. Zanchetta;
- analisti depositi vulcanici: P. Marianelli e R. Cioni;
- analisi di radiocarbonio: G. Calderoni

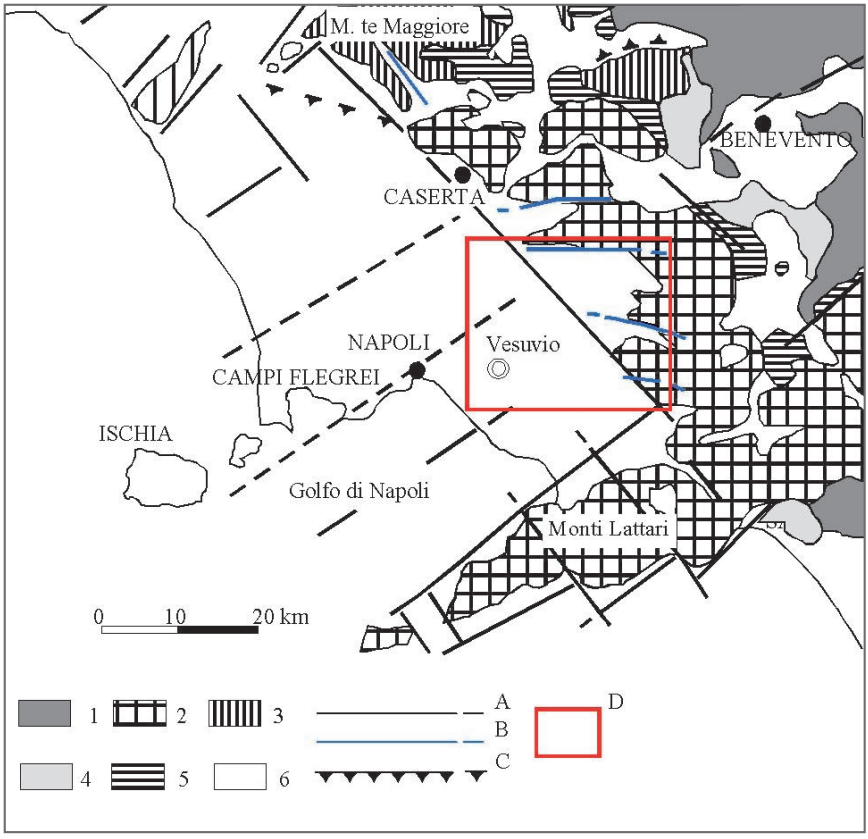


Fig. 1- *Schema geologico-strutturale dell'area dell'area vulcanica campana (da Santacroce, 1987, modificata).*

1 - Unità sicilidi;
2 - Unità dei Monti della Maddalena, Alburno-Cervati e Bulgheria-Verbicaro;
3 - Unità Lagonegro superiore;
4 - Unità di Altavilla;
5 - Unità irpine;
6 - Sedimenti quaternari.

A - Faglie normali plio-pleistoceniche;
B - Faglie normali mioceniche;
C - Sovrascorrimenti tortoniani;
D - Area del Foglio 448 - Ercolano

- rilievi carbonatici: coordinatore V. Perrone, direttore S. Bravi, rilevatori D. Civile e C. Martino (Monti di Avella e parte dorsale di Lauro-Visciano) e D. Merola (dorsale di Sarno-Quindici e parte dorsale di Lauro-Visciano).

Gli stessi autori dei rilevamenti dei depositi carbonatici hanno eseguito le analisi biostratigrafiche sulle successioni carbonatiche affioranti nelle aree rilevate. Le frane che hanno interessato la dorsale di Sarno-Quindici nel maggio 1998 sono state cartografate da D. Guida. Le misure radiometriche ^{14}C sono state effettuate

da G. Calderoni e D.J. Donahue. Le Note Illustrative sono state redatte da A. Sbrana, R. Santacroce, R. Sulpizio e G. Zanchetta, ad eccezione delle parti relative ai rilievi carbonatici che sono state curate da S. Bravi e V. Perrone. La parte di inquadramento strutturale del Somma-Vesuvio (§1 del Titolo III) è stata curata da G. Ventura. Il paragrafo 5 del titolo III riguardante le nuove datazioni ^{14}C è stato curato da G. Calderoni.

Il rilevamento del Foglio 448 - Ercolano - è stato effettuato negli anni 1995-98 per i depositi vulcanici e quaternari, mentre le aree carbonatiche sono state rilevate negli anni 1999 e 2000.

La rappresentazione cartografica in scala 1:50.000 di cui queste Note Illustrative fanno parte, è il risultato di un lavoro di campagna effettuato alla scala 1:5.000 per l'apparato vulcanico, 1:10.000 per i depositi quaternari e 1:25.000 per i rilievi carbonatici.

La legenda adottata per i depositi vulcanici e i sedimenti quaternari comprende vari ordini di unità sintemiche (UBSU; ISSC, 1987 e CIS, 2003), al cui interno sono state identificate varie unità litostratigrafiche. La legenda del substrato carbonatico è invece basata sulla divisione in unità tettoniche che al loro interno contengono unità litostratigrafiche.

II - STUDI PRECEDENTI

L'area del Foglio 448 - Ercolano rientra nel settore campano dell'Appennino meridionale, edificio a falde, a generale vergenza adriatica, derivante dalla deformazione neogenica di domini oceanici e di domini originariamente posizionati sul margine continentale apulo (D'Argenio *et alii*, 1973; Patacca & Scandone, 1989; Bonardi *et alii*, 2001).

Nelle dorsali di Sarno-Palma Campania e di Visciano-Moschiano e nel versante meridionale dei Monti di Avella, oltre a lembi di terreni clastici quaternari ed a più estese coperture vulcanoclastiche, sono stati riconosciuti prevalentemente terreni calcareo-dolomitici in facies di piattaforma, di età compresa fra il Giurassico inferiore ed il Cretacico superiore. Questi terreni sono stati tradizionalmente attribuiti all'unità tettono-stratigrafica Alburno-Cervati (D'Argenio *et alii*, 1973). Tale unità, caratterizzata da carbonati di piattaforma in facies di retroscogliera, sarebbe derivata dalla deformazione della più interna delle piattaforme carbonatiche sud-appenniniche (Piattaforma Campano-Lucana o piattaforma interna degli Autori napoletani), posta in posizione paleogeografica intermedia tra un bacino tirrenico, in posizione interna, ad occidente, ed il Bacino Lagonegrese, in posizione esterna, ad oriente. La deformazione della Piattaforma Campano-Lucana sarebbe avvenuta tra il Burdigaliano ed il Langhiano (D'Argenio *et alii*, 1973).

Ricerche più recenti hanno messo in discussione lo schema paleogeografico e la ricostruzione dell'evoluzione tettogenetica proposti da D'Argenio *et alii* (1973), evidenziando per i terreni carbonatici del Foglio 448 - Ercolano un'evo-

luzione tettono-sedimentaria diversa da quella dei carbonati di piattaforma affioranti a sud del fiume Sele, che rappresentano le successioni sulle quali l'Unità Alburno-Cervati è stata definita (Perrone, 1981; Bonardi *et alii*, 1988). Tali terreni sono stati anche attribuiti ad un'unità paleogeografica e strutturale diversa dall'Unità Alburno-Cervati (Sgrosso, 1986; 1988; Patacca *et alii*, 1990; 1992a), denominata Unità Monti Picentini-Taburno (Bonardi *et alii*, 1988).

Negli anni immediatamente successivi venivano anche riconosciute le unità del bacino ubicato in posizione interna rispetto alle piattaforme carbonatiche del margine apulo e ricostruendo l'evoluzione tettono-sedimentaria (Bonardi *et alii*, 1993, 2001; Guerrera *et alii*, 1993, 2005). Da tale bacino, posto su crosta oceanica e denominato Oceano Lucano, sarebbero derivate le unità, ampiamente affioranti al confine calabro-lucano, che ricoprono tettonicamente le unità di piattaforma carbonatica del margine apulo (Unità del Frido, Unità Nord-calabrese e Unità Sicilidi Auct.).

Per quel che concerne la paleogeografia mesozoica dei domini di piattaforma posti sul margine apulo e coinvolti nella costruzione della catena, in particolare, sono stati proposti modelli che prevedono sia numerose aree a sedimentazione di piattaforma carbonatica (Sgrosso, 1986; 1988) sia un'unica area di piattaforma (Mostardini & Merlini, 1986; Patacca & Scandone, 1989; Pescatore, 1988; Patacca *et alii*, 1990; 1992a). Per quel che riguarda l'evoluzione tettogenetica, poi, si registra un generale ringiovanimento dell'età di inizio della deformazione nelle aree di piattaforma (Patacca *et alii*, 1990; 1992b), in precedenza considerata burdigaliana ed attualmente non più antica del limite Langhiano-Serravalliano o addirittura tortoniana inferiore. E' stata inoltre ipotizzata un'obliquità dei fronti di sovrascorrimento rispetto all'andamento delle fasce isopiche degli originari domini paleogeografici (Pescatore, 1988). Infine, è stata messa in evidenza l'importanza, in Appenino Meridionale, sia della tettonica trascorrente (Turco & Malito, 1988; Capotorti & Tozzi, 1991; Sava & Zuppetta, 1991; Milia & Torrente, 1997, 1999) sia delle faglie normali a basso angolo (D'Argenio *et alii*, 1987; D'Argenio & Ietto, 1988; Oldow *et alii*, 1993; Ferranti *et alii*, 1996; Ferranti & Oldow, 1999) responsabili dell'assetto strutturale attuale della catena sudappenninica.

Tuttavia, dalla stesura dei fogli della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.00 (184 Napoli e 185 Salerno) sulle successioni carbonatiche del Foglio Ercolano non sono stati eseguiti ulteriori più approfonditi studi.

Il Somma-Vesuvio è certamente il vulcano più studiato al mondo ed una sintesi dei lavori pubblicati è praticamente impossibile. La presenza dell'Osservatorio Vesuviano ha comportato la produzione di una enorme quantità di note e pubblicazioni sia sulla descrizione dei fenomeni vulcanici direttamente osservati sia sui prodotti emessi. Senza dimenticare le descrizioni effettuate da Plinio il Giovane dell'eruzione del 79 d.C., alcune descrizioni storiche sono disponibili durante

l'ultima parte del Medioevo. Le fonti storiche diventano abbondanti nell'epoca moderna, in particolare successivamente all'eruzione del 1631 d.C. Sorprendentemente scarsi sono, invece, i prodotti cartografici relativi al vulcano (Titolo I). Tra questi merita di essere citata, sia per il valore storico che scientifico, la cartografia di Johnston-Lavis (1891). Il prodotto più recente è invece rappresentato dalla cartogafia, scala 1:15.000, edita da Santacroce & Sbrana (2003). Per quanto riguarda l'aspetto più squisitamente scientifico, una sintesi storica e stratigrafica generale del vulcano è certamente la monografia di Santacroce (1987). Più recentemente, numerosi volumi speciali, apparsi su riviste internazionali (De Vivo *et alii*, 1993; Spera *et alii*, 1998; De Vivo & Rolandi, 2001, 2003; Civetta *et alii*, 2004; Cioni *et alii*, 1992, 1999b; Santacroce *et alii*, 2008), hanno trattato aspetti specifici relativi alla stratigrafia e chimismo del vulcanismo vesuviano e alla sua pericolosità. E', inoltre, da citare il lavoro di Cioni *et alii* (1999b), per quanto riguarda l'evoluzione della caldera del Somma-Vesuvio. La sintesi cronologica più aggiornata può essere trovata in Santacroce *et alii* (2008), mentre una trattazione della pericolosità dei depositi da caduta e da flusso piroclastico durante eruzioni esplosive sono quelle di Cioni *et alii* (2003a) e Gurioli *et alii* (2010), rispettivamente.

Lo studio delle successioni vulcanoclastiche e sedimentarie quaternarie ha avuto un impulso significativo a partire dai primi anni settanta (Ippolito *et alii*, 1973) e si è progressivamente intensificato negli anni succesivi (per esempio Bellucci, 1994; Romano *et alii*, 1994, Brancaccio *et alii*, 1995; Di Vito *et alii*, 1998a; Zanchetta *et alii*, 2004; Sulpizio *et alii*, 2005).

III. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE

1. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE DELLA PIANA CAMPANA E DEL SOMMA-VESUVIO

La Piana Campana è una depressione strutturale allungata in direzione NO-SE (Fig. 1), colmata da depositi sedimentari e vulcanici plio-quaternari. I margini settentrionale, meridionale ed orientale sono costituiti da terreni carbonatici mesozoici e da terreni miocenici, calcarei e silicoclastici di età compresa tra il Burdigaliano ed il Tortoniano superiore. Questi terreni derivano dalla deformazione della più occidentale delle aree con sedimentazione di piattaforma carbonatica, che tra il Trias Medio-superiore ed il Miocene inferiore hanno caratterizzato il margine apulo (D'ARGENIO *et alii*, 1973; BONARDI *et alii*, 1988; 2001; PATACCA & SCANDONE, 1989).

La formazione della Piana Campana è il risultato della interazione tra due processi deformativi di importanza regionale: (a) la migrazione verso est della deformazione compressiva connessa con l'avanzamento del fronte della catena e (b) la migrazione verso sud-est della distensione associata all'apertura del Tirreno meridionale (PATACCA & SCANDONE, 1989). L'apertura del Tirreno meridionale ha prodotto, a partire dal Pleistocene inferiore, un sistema di estensione non coassiale caratterizzato da faglie oblique con componenti di movimento sinistre a direzione NO-SE/NNO-SSE (OLDOW *et alii*, 1993). Questo sistema di faglie, che delimita il margine orientale della Piana Campana, ha dislocato gli accavalla-

menti del margine interno della catena appenninica. La presenza di terrazzi marini pleistocenici sugli alti strutturali che delimitano il lato orientale della Piana Campana fanno ritenere che la piana si sia formata per sollevamento del margine interno dell'Appennino (Cinque *et alii*, 1993). Tale sollevamento è probabilmente dovuto al riaggiustamento isostatico seguito alla cessazione dei processi collisionali nell'area peritirrenica e alla migrazione verso est dei fronti di accavallamento (Hyppolite *et alii*, 1994).

Il settore centrale della Piana Campana, che è interessato da una struttura litosferica orientata est-ovest (Ferrucci *et alii*, 1989), è stato sede, a partire da almeno mezzo milione di anni fa, di una intensa attività vulcanica a carattere prevalentemente alcalino potassico (Campi Flegrei, Ischia, Somma-Vesuvio). I prodotti di tale attività formano gran parte del riempimento della Piana Campana. Dati sismici a riflessione hanno messo in evidenza che sia il basamento carbonatico sia la sovrastante successione sedimentaria e vulcanica sono tagliati da faglie oblique a direzione NO-SE/NNO-SSE, da faglie normali a direzione E-O/ONO-ESE e da faglie orientate NE-SO (Bruno *et alii*, 1998). I primi due sistemi di discontinuità strutturale affiorano con continuità lungo il margine orientale del settore meridionale della Piana Campana (Bonardi *et alii*, 1988). In particolare, il sistema parallelo all'asse della catena, orientato NO-SE/NNO-SSE, è interrotto da depressioni strutturali delimitate da faglie a direzione E-O/ONO-ESE. Depressioni strutturali delimitate da faglie di analoga orientazione sono presenti anche all'interno della piana, in particolare a nord del Somma-Vesuvio (es. depressione di Acerra; Cassano & La Torre, 1987; Bruno *et alii*, 1998).

Il complesso vulcanico Somma-Vesuvio è situato sul margine tirrenico del settore meridionale della Piana Campana e poggia su un basamento sedimentario dislocato da un sistema principale di faglie listriche a direzione NO-SE che immergono verso SO (Mostardini & Merlini, 1986). La struttura del vulcano è dominata dalla presenza di una caldera sommitale che mostra un allungamento in direzione E-O. All'interno del recinto calderico è presente il cono del Vesuvio. Elementi di carattere morfologico (andamento delle pendenze, esposizione del versante, grado di incisione dei versanti) indicano che il vulcano può essere suddiviso in tre settori principali: (a) i settori settentrionale ed orientale, profondamente incisi, sono caratterizzati da pendenze generalmente maggiori di 15°; (b) i settori meridionale ed occidentale, scarsamente incisi, sono caratterizzati da pendenze massime di 15°; (c) il settore centrale, rappresentato dall'area intracalderica, è privo di incisioni e la superficie topografica non mostra, con l'eccezione del cono del Vesuvio, pendenze maggiori di 10°. Tale ripartizione morfologica riflette l'età ed il tipo di prodotti (lave, piroclastiti) affioranti sul vulcano.

I dati strutturali (Bianco *et alii*, 1998) indicano che il Somma-Vesuvio è attraversato da fratture (eruttive e non eruttive), faglie e dicchi a direzione prevalente NO-SE/NNO-SSE e NNE-SSO/NE-SO. Sono inoltre presenti sistemi di di-

scontinuità secondari orientati E-O e N-S. La distribuzione azimutale del reticolo idrografico dell'edificio vulcanico mostra due massimi orientati NO-SE e NE-SO (Ventura & Vilardo, 1999).

Le strutture a direzione NO-SE interessano prevalentemente il versante nordoccidentale del vulcano dove affiorano fratture eruttive di età pre- e post-22 ka (Andronico *et alii*, 1995). Fratture eruttive e non eruttive di analoga orientazione si sono aperte anche nel settore centrale dell'edificio (eruzioni del 1881, 1895 e 1906; Principe & Brocchini, 1995). Dicchi subverticali (pendenze >60°) orientati NO-SE/NNO-SSE affiorano lungo la scarpata interna della caldera.

Le strutture a direzione NNE-SSO/NE-SO sono rappresentate dalla frattura eruttiva che interessa il fianco nord orientale del Somma e dalle fratture non eruttive formatesi durante l'eruzione del 1861. I dicchi che tagliano la successione di prodotti pre-22 ka affioranti sulla scarpata interna della caldera mostrano orientazioni variabili da NNE-SSO a NE-SO. Le strutture a direzione E-O sono rappresentate da faglie (rilevabili solo sulla scarpata settentrionale della caldera) e da fratture eruttive (eruzioni del 1794 e 1861; settore occidentale del vulcano). Dati storici (Principe & Brocchini, 1995) indicano che anche l'orientazione prevalente delle fratture non eruttive apertesi tra il 1631 ed il 1944 è E-O. Le strutture a direzione N-S sono rappresentate dall'allineamento dei coni delle eruzioni del 1760 e di età pre-1631 che interessano il versante meridionale del vulcano e dai dicchi che affiorano lungo la scarpata interna del settore orientale della caldera.

Le faglie che interessano il Somma-Vesuvio affiorano unicamente sul versante interno della scarpata settentrionale della caldera e mostrano rigetti verticali nell'ordine dei centimetri, raramente dei metri (dislocazione massima osservata di 8 m; Bianco *et alii*, 1998). Il prolungamento di alcune di queste faglie sui fianchi dell'edificio vulcanico può essere tracciato sulla base di dati morfologici (asimmetria dei profili delle valli) e geofisici (sismica a riflessione; Bruno *et alii*, 1998). Le faglie del Somma-Vesuvio e le fratture secondarie ad esse associate possono essere raggruppate in tre sistemi principali orientati NO-SE, NE-SO ed E-O (Bianco *et alii*, 1998; Vilardo *et alii*, 1999). Gli indicatori cinematici di movimento indicano che le faglie a direzione NO-SE sono caratterizzate da movimenti obliqui con componenti sinistre (0°<pitch<60°) mentre le strutture a direzione NE-SO mostrano movimenti obliqui con componenti prevalentemente destre e, in secondo ordine, sinistre. Le strutture a direzione E-O, che delimitano l'orlo settentrionale della caldera, mostrano movimenti prevalentemente normali (pitch>60°). L'analisi cinematica delle strutture deformative fragili rilevate sul vulcano ha permesso di calcolare il campo di stress (s1>s2>s3). I risultati dell'analisi cinematica indicano che il Vesuvio è caratterizzato da una deformazione di tipo trascorrente nella quale $s1=s_{Hmax}$; $s2=s_V$ e $s3=s_{hmin}$ (Guiraud *et alii*, 1989). Il tensore degli sforzi f=(s2-s3)/(s1-s3) è compreso tra 0.85 e 0.91 indicando che s1~s2 (Angelier, 1984). L'analisi cinematica dei dati strutturali in-

dica che il campo di stress è eterogeneo ed è caratterizzato da due orientazioni del s3: N18E e N102E. Questa seconda configurazione è tuttavia dovuta alla presenza delle strutture a direzione NE-SO caratterizzate da movimenti sinistri. Poichè tali movimenti sono da ricondursi a fenomeni locali di rotazione di blocchi (Bianco *et alii*, 1998), se ne deduce che il campo di stress agente sul Vesuvio è relativamente omogeneo con s1 orientato ONO-ESE e s3 orientato NNE-SSO (Vilardo *et alii*, 1999). L'orientazione del s3 è coerente con quanto dedotto dall'analisi di dati di pozzo e sismici (meccanismi focali) raccolti ai Campi Flegrei e in aree limitrofe alla Piana Campana (Zuppetta & Sava, 1993; Montone *et alii*, 1994, 1995).

Nel complesso, l'associazione delle strutture deformative fragili del Somma-Vesuvio ricalca abbastanza fedelmente quella presente nella Piana Campana. Tenendo conto dell'insieme dei dati disponibili, tale associazione è riconducibile a quella delle zone di taglio con componenti di movimento sinistre. Nel caso del Somma-Vesuvio, la zona di taglio principale è rappresentata dalle strutture a direzione NNO-SSE/NO-SE (fratture Y; Bartlett *et alii*, 1981) mentre le strutture a direzione E-O e NE-SO sono interpretabili come fratture secondarie di tipo T e R'. In questo quadro, le strutture a direzione N-S possono essere ricondotte a fratture di tipo X, alternativamente, a fratture di tipo T associate ai movimenti sinistri lungo le faglie a direzione NE-SO.

2 - CENNI SULL'ASSETTO STRUTTURALE DELLE DORSALI CARBONATICHE

L'area settentrionale e orientale del Foglio 448 - Ercolano è caratterizzata da rilievi carbonatici, che costituiscono la dorsale di Sarno-Quindici, la dorsale di Lauro-Visciano ed il versante meridionale dei Monti di Avella. Tali rilievi sono costituiti da successioni di piattaforma, d'età compresa tra il Giurassico inferiore ed il Cretacico superiore e probabilmente depostesi in aree contigue dello stesso *shelf* carbonatico. È stato possibile riconoscere, sulla base delle successioni stratigrafiche e dei caratteri della deformazione, due unità tettoniche, l'Unità dei Monti Lattari-Picentini, in posizione più elevata, e l'Unità dei Monti di Avella, in posizione inferiore. I rapporti di sovrapposizione tra le due unità tettoniche, che vengono a contatto nel Vallo di Lauro, non sono visibili nell'area rilevata, per la presenza delle coperture recenti che riempiono la depressione del Vallo di Lauro. Tali rapporti sono visibili più ad est, nell'area del contiguo Foglio Avellino, dove i carbonati delle due unità affiorano a diretto contatto.

La dorsale di Sarno-Quindici, dove affiora l'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini, presenta una tipica struttura monoclinale, molto regolare, con immersioni pressochè costanti tra N e N30°E, con inclinazioni comprese tra 15° e 30°. La dorsale presenta un tipico andamento appenninico, essendo delimitata da due

faglie ad alto angolo orientate NO-SE, sepolte sotto i terreni recenti della Piana del Sarno e del Vallo di Lauro.

La dorsale di Sarno-Quindici è inoltre tagliata da numerose faglie ad alto angolo, con rigetti da decine fino a centinaia di metri. Tra queste, oltre alle famiglie di faglie con andamento appenninico ed antiappenninico, quantitativamente prevalenti, sono riconoscibili gruppi di faglie orientate N-S ed E-O. Tutti questi sistemi di faglie sono stati osservati anche nella penisola sorrentina, dove l'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini affiora in tutto il suo sviluppo stratigrafico, dal Triassico Superiore al Miocene medio.

Nella dorsale di Lauro-Visciano, costituita dai calcari cretacici dell'Unità tettonica dei Monti di Avella, è stato possibile riconoscere e cartografare una coppia anticlinale-sinclinale, a scala chilometrica, con andamento assiale circa E-O. Tali strutture plicative sono risultate molto blande, simmetriche e parallele (strutture 1B di Ramsay, 1967). Sebbene le pieghe siano dislocate da faglie ad andamento NO-SE con rigetti ettometrici, l'andamento della sinclinale risulta continuo, mentre l'anticlinale è dissecata da più faglie ad andamento SO-NE che ne interrompono la continuità.

Lo stile deformativo della dorsale dei Monti di Avella, in particolare del tratto di dorsale compreso tra Cancello e Monte Fellino, appare molto più articolato. Il rilevamento ha infatti evidenziato l'esistenza di una complessa struttura plicativa, a scala chilometrica, accompagnata da un retroscorrimento di limitata estensione. Le geometrie di tali strutture sembrerebbero indicare trasporti tettonici verso ONO e verso NE, riconducibili a differenti fasi tettoniche.

La struttura plicativa è rappresentata da un'anticlinale a fianchi serrati, da rovesciata a coricata, ad asse NE-SO e vergente verso ONO, che interessa tutta la successione stratigrafica giurassica, dai calcari a Palaeodasycladus ai calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*. Tale struttura è associata ad un *thrust* che porta i terreni del Giurassico in serie rovescia a sovrascorrere sui calcari cretacici, in serie diritta, delle formazioni dei calcari con requienie e gasteropodi e dei calcari a radiolitidi, questi ultimi limitati a qualche decina di metri di spessore. Il fatto che la piega si corichi alla sua estremità occidentale testimonia un'evoluzione molto spinta della struttura piega-*thrust*. La struttura descritta, inoltre, è dislocata dalla faglia, a direzione NO-SE, che borda il versante meridionale dei Monti di Avella e presenta un rigetto che può essere valutato da diverse centinaia di metri a qualche chilometro. A questa faglia se ne accompagnano altre ad andamento SSO-NNE, con rigetti da decametrici a ettometrici.

Strutture a *thrust* sono inoltre visibili all'estremità occidentale della stessa dorsale. In una cava nelle immediate vicinanze dell'abitato di Cancello è possibile osservare la sovrapposizione tettonica dei terreni del Cretacico inferiore della formazione dei calcari con requienie e gasteropodi sui terreni del Giurassico superiore della formazione dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*. Circa

un chilometro più ad est, in un blocco delimitato da due faglie ad alto angolo, è possibile riconoscere un'altra struttura a *thrust* che si sviluppa, questa volta, all'interno dei calcari con requienie e gasteropodi, presenti sia a tetto che a letto del piano di sovrascorrimento.

Il settore centro-occidentale della dorsale dei Monti di Avella, a est della valle del Lagno di Agnone, infine, presenta una struttura monoclinalica immergente generalmente verso nord e nord-est, con un'inclinazione prevalente intorno ai 40°. Tale tratto di dorsale è ribassato a gradinata da numerose faglie ad alto angolo, ad andamento da NO-SE a ONO-ESE, e con rigetti da ettometrici a chilometrici. A queste faglie si accompagnano altrettanto numerose faglie con direzione variabile da SO-NE a N-S e rigetti da decametrici a ettometrici. Questi sistemi di faglie ad alto angolo interessano con regolarità tutta la dorsale, riducendola ad un mosaico di blocchi.

3 - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area compresa nel Foglio Ercolano è costituita da quattro principali domini geomorfologici, rappresentati dai rilievi carbonatici di età mesozoica, dal Somma-Vesuvio, dalle zone pianeggianti e intravallive e dalla fascia di *apron* del Somma-Vesuvio. I rilievi carbonatici mesozoici bordano l'area in esame nella parte orientale e in parte di quella settentrionale, e rappresentano i resti dello smembramento della catena collisionale in seguito al *rifting* che ha dato origine al "Graben Campano". I rilievi della parte nord sono caratterizzati da ripidi pendii e creste articolate, mentre i rilievi alle spalle dei paesi di Nola e Palma Campania mostrano morfologie più dolci, specialmente nelle parti sommitali.

Conseguenza diretta della distensione post-collisionale è stato lo sviluppo di vulcanismo nell'area, i cui maggiori centri sono oggi rappresentati dai Campi Flegrei, Ischia e Somma-Vesuvio. In particolare quest'ultimo ha influenzato fortemente la crescita e lo sviluppo della parte di Piana Campana compresa nel Foglio Ercolano. Tale piana è infatti il risultato del riempimento della depressione, causata dalla distensione, da parte di prodotti vulcanoclastici sia primari che rimaneggiati, e di depositi derivati dallo smantellamento dei rilievi carbonatici. All'interno di questa zona pianeggiante possono essere individuati tre bacini idrografici principali: la piana di Acerra-Nola, la piana del fiume Sebeto e la piana del fiume Sarno. Alla piana di Acerra-Nola sono collegate direttamente le valli dei torrenti Clanio-Acqualonga e del Lagno di Quindici, orientate in direzione circa est-ovest. I bacini idrografici delle piane dei fiumi Sebeto e Sarno hanno uno sbocco a mare rispettivamente a nord e a sud dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio, mentre quello della piana di Acerra è aperto a nord-ovest, verso la piana del fiume Volturno, anche se in passato sono state presenti ampie aree paludose,

testimonianza di uno spartiacque incerto. La separazione dei tre bacini idrografici dovrebbe essersi completata intorno ai 22 ka, principalmente a causa della crescita dell'apparato lavico del Somma-Vesuvio che ha costruito alti morfologici in corrispondenza degli allineamenti Ottaviano-Palma Campania e Pollena Trocchia-Casalnuovo di Napoli.

L'apparato vulcanico risulta formato da una struttura semicircolare che si estende tra i paesi di Massa di Somma e Terzigno, rappresentante la parte rimanente del vecchio edificio del Monte Somma, smembrato a più riprese dalle varie eruzioni esplosive che ne hanno caratterizzato l'attività negli ultimi 22.000 anni (Cioni *et alii*, 1999b). Parte della struttura interna del Monte Somma è oggi visibile nella parete calderica che forma un anfiteatro che borda le valli dell'Inferno a E e del Gigante a N. Al centro di tale depressione si è sviluppato il cono attuale del Vesuvio, risultato di eventi costruttivi e distruttivi che si sono succeduti dopo l'eruzione del 79 d.C. e che hanno contribuito allo sviluppo morfologico delle pendici meridionali e occidentali del vulcano.

La fascia di *apron*, infine, rappresenta una superficie a debole pendenza che si raccorda alle piane circostanti. Questo elemento morfologico, caratteristico di molti vulcani, rappresenta l'area di accumulo dei depositi di smantellamento dell'edifico vulcanico e comprende principalmente depositi sedimentari vulcanoclastici misti a depositi vulcanici primari.

4 - EVOLUZIONE CRONOLOGICA QUATERNARIA

La geologia tardo pliocenica e quaternaria dell'area compresa nel Foglio Ercolano è il risultato di una serie di eventi succedutisi nel tempo e iniziati con la fase distensiva che ha provocato lo svilupparsi del Graben Campano, databile con certezza a partire almeno dal Pleistocene Inferiore (Fig. 2).

Successivamente nell'area si è impostata un'attività vulcanica che ha dato origine agli apparati di Ischia, Procida, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio. In particolare l'inizio dell'attività magmatica del Somma-Vesuvio può essere fatta risalire a circa 300-400 ka in base a datazioni K/Ar eseguite su minerali di lave campionate a profondità di circa 1200 m al di sotto dell'apparato vulcanico durante il carotaggio del pozzo geotermico di Trecase 1 (Santacroce, 1987; Bernasconi *et alii*, 1981). Tale intervallo temporale è stato confermato da recenti datazioni con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$, eseguite su campioni, provenienti dallo stesso pozzo, di lave campionate a 726-728 e 1221-1224 m di profondità, che hanno dato età di 318±26 e 373±22 ka rispettivamente (Brocchini *et alii*, 2001).

In affioramento, i depositi pleistocenici più antichi sono quelli dell' Unità di Cancello (§ 4.2 del Titolo V), costituiti da sabbie marine di spiaggia affioranti

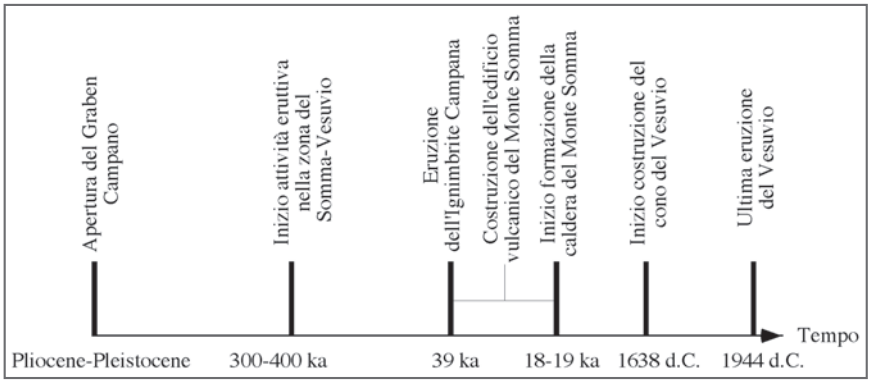


Fig. 2 - *Schema cronologico dei principali eventi vulcanici che hanno caratterizzato l'area in esame dall'apertura del Graben Campano ad oggi.*

lungo gran parte della collina di Cancello, nella parte settentrionale del Foglio, e attribuibili alla fase di stazionamento alto del livello del mare durante il Tirreniano (circa 120 ka).

L'emersione della piana nel suo complesso può essere messa in relazione con la deposizione dei prodotti dell'eruzione flegrea dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano Auctt. § 4.3 del Titolo V), presenti nell'area esaminata con spessori superiori anche a 50 m e databili a circa 39 ka (De Vivo *et alii*, 2001; Fig. 2). La costruzione dell'edificio vulcanico del Monte Somma si sviluppa successivamente a questo evento parossistico, in quanto i depositi dell'Ignimbrite Campana si trovano sempre al di sotto dei depositi lavici nei numerosi sondaggi geognostici effettuati nell'area in esame.

La fine dell'attività prevalentemente effusiva del Monte Somma precede l'eruzione delle Pomici di Base, databili a circa 22 calibrata ka BP (Andronico *et alii*, 1995; Bertagnini *et alii*, 1998; Santacroce *et alii*, 2008).

5 - METODI DI ANALISI CRONOLOGICA DEI DEPOSITI VULCANICI

La campagna di datazioni con il metodo del radiocarbonio a supporto della definizione cronologica dei prodotti del Somma-Vesuvio a partire dall'eruzione delle Pomici di Base, ha prodotto 22 nuove determinazioni di età. Di queste 10 sono state effettuate su resti vegetali carbonizzati e le rimanenti su sostanza umica preservata in livelli pedogenetici sepolti. In particolare, i materiali provenienti da questi ultimi, sia per origine e tempo di accumulo che per la dinamica del ciclo bio-geochimico a cui sottostanno, possono solo fornire un'età media "apparente" (Calderoni & Turi, 1998), compresa tra quella di inizio della pedogenesi e

quella dell'evento che ne ha causato il seppellimento. Le datazioni con il metodo tradizionale sono state effettuate presso il laboratorio dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria IGAG-CNR di Roma (responsabile G. Calderoni), mentre quelle con il metodo AMS sono state effettuate presso il laboratorio dell'Arizona State University (responsabile D.J. Donhaue). Tutte le datazioni di livelli umificati sono state effettuate utilizzando le sole frazioni di sostanza umica più diagenizzata e/o comunque stabilizzatasi a seguito di interazione con la matrice minerale, previa rimozione per idrolisi e lisciviazione delle componenti geochimicamente più mobili e potenzialmente di formazione più recente. Questo approccio è inteso a rendere omogeneo il significato delle età misurate, in accordo con i risultati di un precedente studio (Alessio *et alii*, 1989) sulla distribuzione del ^{14}C nelle varie frazioni della sostanza umica presente in una successione di suoli intercalati in piroclastiti flegree.

Tutte le età qui considerate sono espresse, come di regola, con incertezza al livello di ±1s. Quando, a seguito di misure indipendenti su materiali analoghi per natura e significato stratigrafico, si sono rese disponibili due o più date indistinguibili al livello di ±2s (95% di probabilità) è stata riportata la sola media ponderata corredata dall'incertezza risultante.

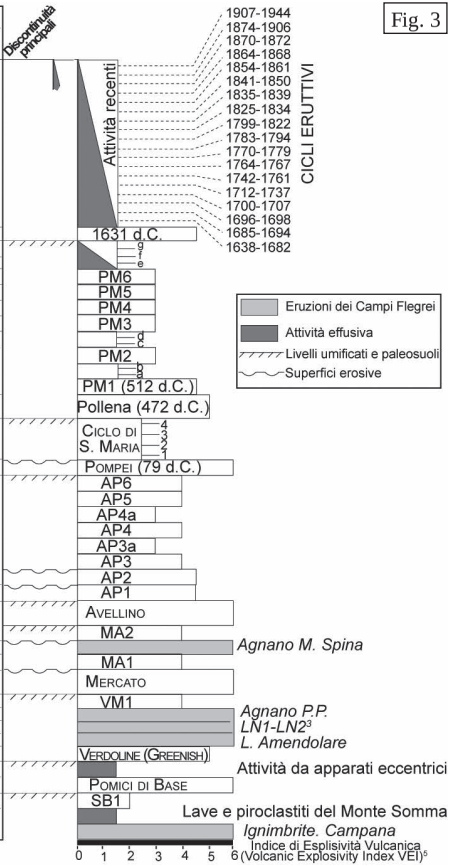
Infine, se comprese nell'intervallo di tempo per cui sono disponibili dati di letteratura (Stuiver & Raimer, 1993), le età ^{14}C sono state "calibrate", corrette cioè per le variazioni secolari dell'abbondanza di $^{14}CO_2$ nella troposfera. Le età "calendario" risultanti sono state riportate, in accordo con la convenzione in uso, sotto forma di un intervallo temporale, la cui incertezza (±1s) include tanto l'errore dell'età convenzionale quanto quello dei dati di calibrazione impiegati. Si osserva talvolta che età ^{14}C convenzionali con la stessa incertezza e tra loro molto prossime, forniscono intervalli calibrati di ampiezza significativamente diversa. Ciò è dovuto sia alla qualità e numero di misure con le quali sono stati elaborati i vari segmenti della curva di calibrazione che allo specifico andamento di quest'ultima nella regione di impiego.

In Figura 3 sono mostrati i risultati ottenuti, divisi in base al tipo di materiale e al metodo utilizzato.

Fig. 3 - *Schema cronostratigrafico riassuntivo dell'attività del Somma-Vesuvio. Sono riportate l'età radiocarbonio ottenuto nell'ambito del progetto CARG '88. 1 dati usati per la calibrazione: Stuiver & Reimer (1993), Bard* et alii, *(1990); 2 Medie pesate; 3 Siani* et alii, *(2001); 4 De Vita* et alii, *(1999); 5 Newhall & Self (1982). Il prefisso AA indica le età radiocarbonio ottenute con spettrometria di massa (AMS)*

Fig. 3

CAMPIONI	LIVELLI UMIFICATI		CARBONI			
	Età ^{14}C convenzionali	Età calibrate[1]	Età ^{14}C convenzionali	Età calibrate[1]	Età AMS	Età AMS calibrate
PFSV 308 PFSV 315	*470±55 yr BP*	*1415-1460 d.C*	330±55 yr BP	1480-1650 d.C.		
	475±50 yr BP	*1415-1450 d.C.*				
	545±50 yr BP	*1330-1430 d.C.*	1250±60 yr BP	690-880 d.C.		
Rome 652 Rome 641	*1165±55 yr BP*	*790-970 d.C*	1239±55 yr BP	715-885 d.C.		
Rome 644/653 AA 17891	*1265±55 yr BP*	*680-860 d.C*	1355±55 yr BP	650-690 d.C.	1335±46 yr BP	650-770 d.C.
Rome 737 AA 17892			1370±50 yr BP	645-680 d.C.	1372±46 yr BP	615-760 d.C.
AA 17893					1339±47 yr BP	650-770 d.C.
			1380±60 yr BP	615-690 d.C.		
Rome 643/736/736 AA 17895 PFSV 83/86	*1630±50 yr BP*	*395-530 d.C*	*1650±30 yr BP*[2]	395-430 d.C.	1630±48 yr BP	390-535 d.C.
			1815±40 yr BP	135-320 d.C.		
RIDDL1336/1337/1332/ 1334/1346/ PFSV 104/105			1925±20 yr BP[2]	35-130 d.C.		
Rome 507 AA 17894	*3220±65 yr BP*	*3545-3360 yr BP*			3274±52 yr BP	3630-3380 yr BP
RIDDL1338/1343 *Rome 738 PFSV 210* Rome 640 Beta 231272	*4240±60 yr BP* *3760±70 yr BP*		3330±40 yr BP[2]	3680-3510 yr BP		
			3960±60 yr BP	4500-4300 yr BP	3530 +40 yr BP	3610±60 yr BP
					4130±50 yr BP[4]	
PFSV 112/113 R 937 Rome 739	*8010±35 yr BP*[2]	*8980-8720 yr BP*				
R 704/827 A,B PFSV 111	*11100±50 yr BP*[2]	*13080-12950 yr BP*	9760±300 yr BP	11540-10400 yr BP		
PFSV 110 AA 17899	*11400±130 yr BP*	*13470-13150 yr BP*			13070±90 yr BP	
Rome 735 AA 17900	*16780±170 yr BP*	*20000-19500 yr BP*			16130±110 yr BP	
Rome 639	*18300±180 yr BP*	*22100-22600 yr BP*				
Rome 638	*18950±200 yr BP*					



IV - UNITÀ CARBONATICHE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il rilevamento geologico dei Monti di Sarno e di Avella ha permesso di riconoscere e cartografare terreni carbonatici mesozoici, di età compresa tra il Liassico inferiore ed il Cretacico superiore. Sui terreni che costituiscono l'unità tettonica dei Monti di Avella sono inoltre a luoghi osservabili piccoli lembi di brecce carbonatiche poligeniche e di terreni silicoclastici, probabilmente di età miocenica (§3).

I rilievi meso-cenozoici sono estesamente ricoperti da terreni vulcanoclastici e da brecce di versante. I primi sono rappresentati principalmente dalla unità di Piano delle Selve (§ 5.1.2.1 del Titolo V) e dall'Ignimbrite Campana (§4.3 del Titolo V). Le seconde, essenzialmente di età pleistocenica, occupano estese aree sul versante meridionale dei Monti di Avella e, più limitatamente, sulle dorsali di Lauro-Visciano e di Sarno-Quindici.

Nei rilievi carbonatici ricadenti nel Foglio Ercolano, (§2. del Titolo III), è stato possibile riconoscere due unità tettoniche, differenti sia per le facies dei carbonati che costituiscono la successione stratigrafica sia, soprattutto, per i caratteri della deformazione.

Di tali unità, quella geometricamente superiore, che costituisce la dorsale di Sarno-Quindici, si presenta del tutto simile a quella affiorante nel contiguo Foglio 466 - Sorrento - e per essa è stata conservata la denominazione di Unità tettoni-

ca dei Monti Lattari-Picentini, usata nel foglio suddetto. Per l'unità sottostante, riconosciuta nella dorsale di Lauro-Visciano e lungo il versante meridionale dei Monti di Avella, è stata utilizzata la denominazione di Unità tettonica dei Monti di Avella.

I terreni dell'unità tettonica dei Monti di Avella sono stati inclusi da D'Argenio *et alii* (1973) nell'Unità Alburni-Cervati-Pollino e da Bonardi *et alii* (1988) nell'Unità Monti Picentini-Taburno. In questa sede essi vengono per la prima volta distinti dai terreni attribuiti all'Unità Monti Picentini-Taburno di Bonardi *et alii* (1988) in base ai caratteri stratigrafici e strutturali che qui di seguito saranno evidenziati. A livello regionale l'Unità tettonica dei Monti di Avella continua a nord e ad est nei contigui fogli Caserta Est e Avellino e solo il rilevamento di questi fogli potrà precisare la sua estensione areale, verificando se ad essa non debbano essere attribuiti tutti i terreni carbonatici mesozoici, già considerati di pertinenza dell'Unità Monti Picentini-Taburno, presenti ad ovest della congiungente Avellino-Benevento.

Per quel che riguarda le facies carbonatiche, i calcari giurassici e cretacici, in particolare quelli del Cretacico inferiore, dell'Unità dei Monti di Avella si sono deposti in un ambiente di piattaforma interna, ma tale ambiente risulta in genere meno ristretto rispetto a quello nel quale si sedimentarono i terreni coevi dell'Unità Monti Lattari-Picentini (De Castro, 1962a). Ciò è evidenziato dal generale colore chiaro (biancastro, crema o grigio chiaro) dei litotipi, variabili da mudstones a grainstones, giurassico-cretacici, in contrasto con la predominanza di calcari di colore dal nerastro al grigio scuro che caratterizzano gli stessi intervalli cronostratigrafici nella dorsale di Sarno-Quindici e nella Penisola Sorrentina.

Nelle successioni attribuite all'unità tettonica dei Monti di Avella, affioranti nella dorsale di Lauro-Visciano e nei Monti di Avella, inoltre, non è stato mai rinvenuto nel Cretacico Inferiore il "Livello ad Orbitoline" (De Castro, 1962b; Cherchi *et alii*, 1978), la cui facies più classica è costituita da alternanze di calcari, calcari marnosi, marne verdastre e conglomerati a matrice marnosa verdastra, spesso ricchissimi di orbitoline. Questo importante orizzonte-guida dell'Aptiano superiore, che deve essere considerato un marker dell'Unità Monti Lattari-Picentini, affiora nella sua facies tipica lungo il versante meridionale della dorsale di Sarno-Quindici.

Per quel che riguarda i caratteri della deformazione, i terreni dell'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini (§2 del Titolo III), affioranti nella dorsale di Sarno-Quindici, mostrano un tipico andamento monoclinale, con gli strati che immergono costantemente verso nord con un'inclinazione compresa tra 15° e 30°. Tale andamento ripropone le giaciture monoclinali, con inclinazioni non eccessive (20-30°), che caratterizzano l'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini negli affioramenti della contigua penisola amalfitano-sorrentina.

I carbonati attribuiti all'Unità tettonica dei Monti di Avella, al contrario, presentano nella dorsale di Lauro-Visciano uno stile deformativo a blande sinclinali

ed anticlinali, con assi orientati grosso modo E-O (§2 del Titolo III). Nei Monti di Avella, in particolare nella parte occidentale, lo stile a pieghe si accentua fortemente ed alle pieghe si accompagnano *back-thrust* a vergenza meridionale (§2 del Titolo III). Nell'area intorno a Monte Fellino, è infatti riconoscibile una piega coricata (Bravi *et alii*, 2006) a fianchi serrati, costituita da terreni giurassici, sovrascorsi su terreni del Cretacico. Per quel che è dato sapere strutture comparabili non sono state finora riconosciute né in altre aree di affioramento dell'Unità tettonica dei Monti Picentini-Taburno, come definita da Bonardi *et alii* (1988), né in altre unità in facies di piattaforma carbonatica dell'Appennino campano-lucano.

Il rilevamento delle unità carbonatiche è stato condotto mediante l'osservazione in campagna dei caratteri litostratigrafici, sedimentologici e biostratigrafici delle successioni affioranti, ricavandone una prima suddivisione in unità litostratigrafiche e biostratigrafiche, affinata successivamente sia grazie ad una fitta campionatura in serie di alcune successioni stratigrafiche, come ad esempio quella della dorsale di Monte Fellino, sia mediante ampie campionature mirate, ai cui risultati, pubblicati in Bravi *et alii* (2006) sono riferite le associazioni biostratigrafiche di seguito riportate per le singole unità. Gli schemi biozonali di riferimento per la datazione delle unità lito- e biostratigrafiche riconosciute sono quelli di De Castro (1991) e, parzialmente, di Chiocchini *et alii* (1994).

2. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI LATTARI-PICENTINI

Di questa unità affiorano solo le formazioni di età cretacica (dal basso verso l'alto: calcari con requienie e gasteropodi, che comprende il membro dei calcari e marne a *Orbitolina*, e calcari a radiolitidi). La struttura monoclinalica immergente verso nord fa si che le due formazioni più antiche siano osservabili con giacitura a reggipoggio solo lungo il versante meridionale della dorsale di Sarno-Quindici.

2.1. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

Questa formazione, di età Berriasiano *p.p.*-Aptiano superiore *p.p.*, che nel suo complesso è stata suddivisa in 4 membri denominati dal basso verso l'alto:

1 - membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate,
2 - membro dei calcari e marne ad *Orbitolina*,
3 - membro dei calcari e dolomie a lamellibranchi,
4 - membro dei calcari ad Alveolina e dolomie laminate.

Nel Foglio Ercolano è stata seguita una diversa suddivisione delle unità litostratigrafiche che ha inglobato nella sovrastante formazione dei calcari a radiolitidi i due membri più alti della formazione dei calcari con requienie e gasteropodi.

Di conseguenza, in questo Foglio, sono stati cartografati solo i due membri inferiori, che coprono l'intervallo Barremiano-Aptiano superiore *p.p.*. La base della formazione, ovviamente non affiora, mentre alla sommità essa passa in continuità, ma piuttosto bruscamente, ai sovrastanti calcari a radiolitidi.

2.1.1. - *calcari ad ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ$_1$**)

I litotipi di questo membro sono riconoscibili, con uno spessore limitato ad un centinaio di metri, nel rilievo sovrastante l'abitato di Sarno, e di qui si seguono senza interruzione lungo il versante meridionale di Pizzo della Ciurfora al limite orientale del foglio. Un altro affioramento, di limitata estensione, è ubicato all'estremità sud-occidentale della dorsale di Sarno, tra la Sorgente della Foce, Contrada Sant'Angelo e la Masseria De Giulio.

Di questo membro, affiorante in tutto il suo sviluppo nella penisola sorrentina, è qui presente solo la parte superiore, fino al passaggio stratigrafico al sovrastante membro dei calcari e marne a *Orbitolina*. È caratterizzato in basso dalla presenza di *wackestone* a rudiste (requienidi), in strati potenti da 40 centimetri ad un metro. Questi si presentano in alternanze con *mudstone* di colore grigio scuro, sterili, caratterizzati spesso da piccole cavità millimetriche riempite da calcite spatica, interpretabili come strutture da disseccamento tipo *bird-eye*, e con dolomie macrocristalline e dolomie microcristalline a laminazione piano-parallela.

Verso l'alto divengono progressivamente più frequenti e potenti livelli di *packstone* litoclastici e bioclastici, alcuni dei quali, con base erosiva e grossolanamente gradati, presentano alla sommità laminazioni piano-parallela o incrociata a basso angolo. Nella parte più alta della successione si assiste alla comparsa di packstone ricchi di miliolidi e di *wackestone* a lamellibranchi in strati potenti fino a 2,5 metri. Questi ultimi sono costituiti da bancate a requienidi e radiolitidi, alle quali si intercalano rari livelli a caprinidi e bancate ad ostreidi e resti di echinodermi.

Tra i fossili sono presenti *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Triploporella marsicana* Praturlon, *Pseudolithotamnium album* (Pfender), *Bacinella irregularis* Radoicic, *Favreina* sp., *Coptocampylodon* sp., *Nummoloculina* sp., *Thaumatoporella* sp., Nezzazatidae, Valvulinidae, Textularidae, cuneoline "primitive", gasteropodi e ostracodi.

Il membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate non affiora nella dorsale di Sarno-Quindici con i suoi caratteri più tipici, in quanto le litofacies testimoniano essenzialmente un ambiente di piattaforma interna, con bassa energia e a luoghi con circolazione ristretta. In Penisola Sorrentina, dove il membro affiora in tutto il suo sviluppo con uno spessore che raggiunge i 500 m, è stata determinata un'età Berriasiano *p.p.*-Aptiano superiore *p.p.*. Nella dorsale di Sarno-Quindici affiorano solo livelli rappresentativi dell'intervallo Barremiano-Aptiano superiore *p.p.*.

2.1.2. - *calcari e marne ad* Orbitolina (**CRQ_2**)

Questa unità litostratigrafica è nota fin dal secolo scorso ed è stata studiata per la prima volta in dettaglio da De Castro (1962b). Affiora in continuità per circa 1,5 km dal bordo orientale del foglio fino al Vallone Santa Lucia e in Contrada Sant'Angelo. Lo spessore varia tra i 15 ed i 25 metri.

Il membro dei calcari e marne ad *Orbitolina* rappresenta un livello-guida facilmente riconoscibile essendo costituito da conglomerati intraformazionali a matrice marnosa verdastra passanti, sia verticalmente sia lateralmente, a marne e marne argillose verdi, ricche di orbitoline, e a calcari nodulari a sacche marnose. L'unità cartografata comprende, oltre al livello ad orbitoline s.s., che generalmente non supera qualche metro di spessore, anche litofacies simili, ad esso associate, in cui le orbitoline sono solo sporadicamente presenti o mancano del tutto.

Nell'area-tipo della Penisola Sorrentina si riconoscono i termini qui di seguito descritti. Nella dorsale di Sarno-Quindici è riconoscibile la stessa successione, anche se non sono presenti esposizioni altrettanto significative. Dal basso verso l'alto affiorano:

a) - 2,50 m di conglomerati intraformazionali con matrice marnosa da verde a giallastra ricca di orbitoline. Il rapporto matrice/clasti tende ad aumentare verso l'alto contemporaneamente ad una diminuzione delle dimensioni medie dei clasti che da decimetrici diventano centimetrici;
b) - 0,50 m di marne verdi ricche di orbitoline;
c) - 0,60 m di calcari marnosi e marne costituenti una fitta alternanza in strati da 2 ad 8 cm passanti, verso l'alto, ad alcuni strati centimetrici di *mudstone* scuri, sterili, ricchi di strutture da disseccamento tipo *bird-eye*;
d) - uno strato di circa 0,50 m di *packstone* a litoclasti micritici da millimetrici a centimetrici a gradazione inversa;
e) - brecce ad elementi micritici scuri, piatti e laminati, di dimensioni massime di circa 20 cm. Lo spessore di queste brecce varia fortemente in senso laterale (da 0,60 m a zero); esse poggiano con contatto erosivo sul termine sottostante (d) nel quale formano dei piccoli canali;
f) - circa 8 metri di conglomerati intraformazionali a matrice marnosa verdastra del tutto simili a quelli del termine a) salvo la presenza occasionale di orbitoline. Questi conglomerati passano lateralmente e verticalmente, senza un preciso ordine, a *wackestone* e *packstone* bioclastici, talora nodulari. Verso l'alto la matrice tende a diminuire gradualmente;
g) - circa 3 metri di conglomerati nei quali la matrice é ridotta a spalmature verdastre intorno ai clasti. Si passa quindi alla formazione dei calcari a radiolitidi.

I calcari e marne ad *Orbitolina* indicano una variazione nell'ambiente di sedimentazione di piattaforma dovuto all'arrivo di un'abbondante frazione argillosa,

che ha rappresentato un evento ben confinato nel tempo, la cui scomparsa ha permesso di ripristinare le condizioni di sedimentazione precedente. Sull'origine del materiale argilloso l'ipotesi più accreditata è che esso derivi dall'alterazione di materiali vulcanici piroclastici in accordo con il ritrovamento di cristalli idiomorfi di plagioclasi e pirosseni. Un'ipotesi alternativa vede nei calcari e marne ad Orbitolina un episodio trasgressivo susseguente ad una fase di emersione della piattaforma (S. Bravi, comunicazione personale).

Il contenuto fossilifero é rappresentato da *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, resti di characee, ostracodi, lamellibranchi e gasteropodi. L' età é Aptiano superiore *p.p.*.

2.2. - calcari a radiolitidi (**RDT**)

I calcari a radiolitidi affiorano estesamente lungo tutta la parete che si segue da il Pizzone a Pizzo d'Alvano, Torre Savaio e Palma Campania, nonché lungo tutto il versante settentrionale della dorsale di Sarno-Quindici, dove sono ampiamente coperti dai depositi dell'unità di Piano delle Selve. Il contatto stratigrafico con i sottostanti calcari e marne ad *Orbitolina* è osservabile alle estremità sud-orientale (Pizzo della Ciurfora) e sud-occidentale (Contrada Sant'Angelo).

La successione affiorante, potente almeno 600 m, è caratterizzata dall'alternanza di diverse litofacies tra le quali le più diffuse sono rappresentate da:

a) *packstone* fossiliferi in strati da alcuni decimetri al metro;
b) *wackestone* a rudiste in strati potenti fino a 1,5 metri, con radiolitidi e requienidi nella parte inferiore e solo radiolitidi nella parte superiore;
c) dolomie cristalline di colore grigio o grigio scuro, fetide alla percussione, spesso laminate, in strati da un decimetro ad oltre 1,5 metri;
d) *mudstone* e *wackestone* ad ostracodi e foraminiferi con frequenti laminazioni piano-parallele e strutture da disseccamento;
e) rari livelli di mudstone e wackestone ad oogoni di characee.

Nella parte superiore dell'unità litostratigrafica è, a luoghi, visibile un'organizzazione ciclica delle litofacies, simile a quella molto più diffusamente presente nei terreni equivalenti della Penisola Sorrentina. Generalmente i cicli sono costituiti, dal basso verso l'alto, da:

1) *wackestone* o *packstone* a rudiste intere, in strati fino a 2 metri di spessore;
2) *packstone* bioclastici a frammenti di rudiste, intraclasti, peloidi e foraminiferi bentonici, con accenni di gradazione diretta e, talora, base erosiva;
3) *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a foraminiferi bentonici ed alghe, generalmente bioturbati, in livelli potenti fino a qualche decimetro;
4) *mudstone* con laminazioni piano parallele.

Per quel che riguarda i fossili riconosciuti nella formazione, a circa 20-30 metri dalla base dell'unità compare *Archaealveolina reicheli* (De Castro) e *Salpingoporella dinarica* Radoicic in un pacco di strati dello spessore di 25 metri circa, che formano un livello guida, presente in tutta l'area mediterranea, riferibile alla parte sommitale dell'Aptiano superiore (Cherchi *et alii*, 1978).

Nella formazione, in base al solo contenuto fossilifero, è possibile riconoscere una parte inferiore, di età Aptiano superiore *p.p.*-Cenomaniano, ed una parte superiore di età Turoniano-Santoniano.

I fossili della parte inferiore sono rappresentati da Radiolitidae, Requienidae, gasteropodi (tra cui Nerineidae), Miliolidae, Nezzazatidae, Rotalidae, ostracodi, occasionalmente resti di characee, *Cisalveolina fraasi* (Gumbel), *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex* Omara, *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, *Neoiraqia insolita* (Decrouez & Moullade), *Cuneolina gr. pavonia* Henson, *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nummoloculina* sp., *Sabaudia* sp., cuneoline "primitive".

I resti fossili più significativi della parte superiore sono dati da Radiolitidae, Hippuritidae, Miliolidae, Discorbidae, *Accordiella conica* Farinacci, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), *Scandonea sannitica* De Castro, *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrodt, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Stensioina surrentina* Torre, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro.

L'ambiente di sedimentazione dei calcari a radiolitidi è simile a quello già descritto per i sottostanti calcari con requienie e gasteropodi.

Al limite con il foglio Caserta Est, la formazione **RDT** viene a contatto con la formazione **RDO**, non cartografata in questo foglio.

3. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DI AVELLA

L'Unità tettonica dei Monti di Avella è costituita da terreni giurassici e cretacici, affioranti ampiamente e con buone esposizioni lungo gli acclivi versanti meridionali di Monte Fellino e, più ad Ovest, dei Monti di Avella. Questi versanti, sebbene dissecati da faglie con direzione antiappenninica SO-NE, mostrano una successione stratigrafica che ha buona continuità dal Liassico inferiore sino al Cretacico superiore. I terreni supracretacici affiorano solo in corrispondenza delle vecchie superfici morfologiche pianeggianti che caratterizzano le quote più alte dei Monti di Avella.

A Sud dei versanti suddetti, i carbonati del Giurassico e del Cretacico sono ribassati a gradinata da importanti faglie con andamento appenninico NO-SE, che limitano gli affioramenti essenzialmente a terreni del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore (Monte Campimma-Toppola Grande, Morricone).

Una depressione tettonica, colmata dall'Ignimbrite Campana e da piroclastiti più recenti, oltre che da terreni detritici e alluvionali più o meno grossolani, separa i Monti di Avella dalla meno elevata dorsale di Lauro-Visciano. In quest'ultima affiorano essenzialmente terreni del Cretacico superiore e, solo alla base dei versanti settentrionali, sono presenti localmente e per piccoli spessori terreni ascrivibili alla parte alta del Cretacico inferiore (Albiano).

La struttura a blande sinclinali ed anticlinali della dorsale di Lauro-Visciano e la presenza di faglie dirette lungo il suo versante meridionale ("terrazzo" di Taurano) hanno consentito la conservazione di terreni cenozoici al di sopra dei carbonati del Cretacico superiore solo nelle depressioni morfologiche e strutturali. Tali terreni cenozoici sono visibili soltanto in affioramenti di estensione molto limitata, essendo mascherati dalle spesse coperture vulcanoclastiche. Si tratta di terreni clastici (conglomerati a ciottoli eterometrici) ai quali si accompagnano lembi con giacitura caotica, rappresentati da frammenti e pacchi di strati litoidi, calcarei e arenitici, immersi in una matrice di argille a luoghi varicolori.

Nei terreni ascrivibili all'Unità tettonica dei Monti di Avella sono state distinte sei unità litostratigrafiche principali, nelle quali sono a loro volta riconoscibili degli intervalli, non riportati in carta ma descritti nelle presenti note, spesso coincidenti con orizzonti-guida ben delineati nella letteratura degli anni '60 sulle successioni carbonatiche dell'Appennino meridionale (Catenacci *et alii*, 1963).

Le litofacies osservate per i termini mesozoici dell'Unità dei Monti di Avella documentano un'evoluzione da ambienti di piattaforma carbonatica ristretti con marcata ciclicità peritidale e frequenti emersioni nel Liassico inferiore, ad ambienti più aperti e con maggiore idrodinamismo nel Liassico medio, passanti a lagune con ridotta circolazione e tendenza all'emersione nel Liassico superiore. Il Giurassico medio segna un periodo di maggior apertura delle facies con generale abbondanza di calcari oolitici; mentre nel Giurassico superiore tornano a prevalere sedimenti fangosi. Un relativo miglioramento generale della circolazione é documentato nel Cretacico inferiore, con prevalenza di calcari pseudoolitici biancastri a grana fine, mentre nel Cretacico superiore si instaurano ambienti lagunari a circolazione limitata, sebbene privi di una marcata tendenza all'anossia, chiaramente documentata nei carbonati dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini che costituiscono la dorsale di Sarno-Quindici e la Penisola Sorrentina.

Di seguito vengono descritte le unità riconosciute dell'unità tettonica dei Monti di Avella.

3.1. - CALCARI A *PALAEODASYCLADUS* (**CPL**)

I calcari a *Palaeodasycladus* affiorano lungo i versanti meridionali delle propaggini più occidentali dei Monti di Avella (Monte Fellino, rilievi a Nord di Roccarainola). Lo spessore complessivo affiorante è valutabile intorno ai 750 m. La base, ovviamente, non affiora; il passaggio ai sovrastanti calcari oolitici ed oncolitici è graduale.

La porzione più bassa (intervallo 1) è costituita da dolomie, calcari dolomitici e calcari avana chiaro, biomicritici, in strati di spessore compreso tra pochi cm e 70-80 cm, con ben evidente organizzazione ciclica (ciclotemi; D'ARGENIO & VALLARIO, 1967), con livelli stromatolitici e con frequentissime strutture da disseccamento in piani paralleli alla stratificazione (*sheet cracks*). I macro e microfossili sono molto scarsi e banali.

Questo intervallo passa superiormente a spessi strati dolomitici di colore grigio e giallastro, spesso brecciati, privi di microfauna (intervallo 2), avente presumibilmente uno spessore complessivo di almeno 100 m.

Superiormente seguono calcari dolomitici, calcari grossolanamente biodetritici e biomicritici grigiastri, avana chiaro e biancastri, in strati da medi a spessi (intervallo 3), nei quali sono presenti le prime, rare, dasycladali attribuibili a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), e *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL). Questo intervallo prosegue superiormente con calcari bioclastici (intervallo 4), generalmente a grana grossolana, di colore grigio chiaro, in strati potenti mediamente tra 50 ed 80 cm, ma talora con spessori variabili da 5 a 200 cm, con gasteropodi, oncoidi e, localmente, abbondantissimi talli di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA).

In quest'ultimo intervallo compaiono e divengono sempre più abbondanti verso la parte alta, i gusci di bivalvi di grandi dimensioni, sempre spatizzati, della "Facies a *Lithiotis*" Auct. Nella parte alta dell'intervallo si intercalano livelli marnoso-argillosi verdastri di qualche decimetro di spessore ed interstrati calcareo-marnosi nei quali i grandi gusci di bivalvi (Lithiotis) risultano spesso concentrati. La "Facies a *Lithiotis*" Auct. in altri fogli dell'Appennino meridionale costituisce un membro a sé stante (membro a *Lithiotis*, **CPL$_1$**); nel Foglio Ercolano tale membro non è stato distinto cartograficamente.

I microfossili di questo intervallo sono costituiti, oltre che da *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), da *Haurania deserta* HENSON, *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp., "*Siphovalvulina*" sp., Textulariidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL). Le ultime tre specie non raggiungono la sommità della successione, estinguendosi in corrispondenza dei primi strati della "Facies a *Lithiotis*".

L'età dei calcari a *Palaeodasycladus* è compresa tra l'Hettangiano *p.p.* ed il Toarciano *p.p.*.

L'ambiente deposizionale, di piattaforma carbonatica interna, sembra evolversi da un ambiente intertidale-supratidale, rappresentato dall'intervallo più basso della successione con microfaune scarsissime, laminazioni stromatolitiche e frequentissime strutture da disseccamento, ad un ambiente subtidale con miglior circolazione delle acque e maggior idrodinamismo (strati spessi, biodetritici a grana grossolana, con oncoidi) colonizzato da alghe dasycladali (*Palaeodasycladus*) e foraminiferi bentonici. L'intervallo più alto della formazione, ricco di grossi bivalvi (*Lithiotis*), sembra essere stato soggetto ad episodi di periodica emersione possibilmente rappresentati dai frequenti livelli marnosi verdastri.

3.2. - CALCARI OOLITICI ED ONCOLITICI (**CDO**)

Questa formazione affiora lungo i versanti meridionali dei Monti di Avella (dal Monte Fellino alle porzioni basali di Monte Ciesco Alto e Croce di Puntone, lungo i versanti che degradano ripidamente verso la valle del Fiume Clanio). L'unità ha uno spessore complessivo di circa 400 m e passa gradualmente alla formazione sovrastante.

La parte inferiore dell'unità (intervallo 1), immediatamente a contatto con la "Facies a *Lithiotis*" dell'unità sottostante, è costituita da circa 100 m di calcari oolitici, subordinatamente pseudoolitici e dolomitici biancastri nella parte inferiore e media, talora avana o nocciola, in strati medi e spessi.

A questi succedono calcari biodetritici più grossolani (intervallo 2) in strati medi, di colore avana e grigio, con piccoli oncoidi, gasteropodi, foraminiferi (Valvulinidi), ai quali si intercalano livelli oolitici e dolomitici e, localmente, strati calcarei e calcareo-dolomitici biancastri, ricchissimi della dasycladacea *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI. Sono presenti occasionali strati con piccoli clasti neri. Quest'intervallo ha uno spessore valutabile in circa 250 m. Ad essa seguono superiormente in modo sempre più frequente calcari a grana fine (*mudstone* e *wackestone*), di colore beige chiaro ed avana chiaro, con Valvulinidi, Textularidi e Pfenderinidi nella parte alta, per uno spessore complessivo di almeno 50 m, che costituiscono l'intervallo 3.

I microfossili della parte inferiore e media di questa formazione (intervalli 1 e 2) sono costituiti soprattutto da *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Siphovalvulina* spp., *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI. Nella parte alta (intervallo 3) sono presenti *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Satorina apuliensis* (?) FOURCADE & CHOROWICS. Presenti in tutto l'intervallo anche *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) e *Cayeuxia* sp. Tra i macrofossili si osservano gasteropodi e coralli isolati.

L'età dei calcari oolitici ed oncolitici è compresa tra la parte terminale del Toarciano ed il Calloviano *p.p.*.

Nella parte inferiore della formazione i calcari prevalentemente oolitici e biodetritici, grossolani, documentano un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica aperta con buona circolazione delle acque, passante gradualmente ad ambienti lagunari protetti (*mudstone* e *wackestone*) di piattaforma interna.

3.3. - CALCARI CON *CLADOCOROPSIS* E *CLYPEINA* (**CCM**)

La formazione si segue con buona continuità in serie normale, da ovest verso est, nelle parti alte e poi a mezza costa dei versanti meridionali della propaggine occidentale dei Monti di Avella. Subito a Sud di questi l'unità riaffiora nei gradini ribassati tettonicamente che costituiscono i piccoli rilievi a ridosso di Roccarainola e le colline di Seminario e di Castello. Affiora inoltre alla base del versante meridionale di Monte Campimma, nella valle del Clanio e nei rilievi ad est di Mugnano del Cardinale. La formazione, infine, affiora in successione rovesciata, retroscorsa sui calcari del Cretacico superiore della formazione dei calcari a radiolitidi nell'area di Monte Fellino. Lo spessore complessivo è compreso tra 400 e 450 m e passa verso l'alto in continuità ai calcari con requienie e gasteropodi.

La parte inferiore della formazione (intervallo 1) è costituita prevalentemente da *mudstone-wackestone* e *packstone* avana, in strati di spessore mediamente variabile da pochi cm a 70-80 cm, contenenti talora livelli con *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, ai quali si associano *Kurnubia palastiniensis* HENSON, V*alvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, Valvulinidae, Textulariidae, Nubeculariidae, ostracodi. Lo spessore complessivo di questo intervallo è valutabile in 70 m o poco più.

Nella parte intermedia della formazione (intervallo 2) sono frequenti inferiormente *mudstone* e *wackestone* biancastri ed avana chiaro, talora dolomitizzati, spesso con accenni di laminazione; meno frequenti sono i *packstone* e *grainstone*. Lo spessore degli strati è compreso tra 10 e 150 cm, con predominanza degli strati spessi. I microfossili principali sono rappresentati da *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO e *Clypeina jurassica* FAVRE. Nella parte più alta di questo intervallo divengono molto frequenti i *mudstones* biancastri in strati spessi mediamente fra 30 e 50 cm, contenenti la sola *Clypeina jurassica*. Lo spessore complessivo dell'intervallo 2 è di circa 150 m.

La parte superiore della formazione (intervallo 3) è costituita da *mudstone*, spesso con cavità da disseccamento, e *grainstone*, spesso finemente pseudoolitici, di colore generalmente biancastro, in strati di spessore di norma compreso tra 20 e 100 cm. Nella porzione inferiore sono intercalati strati oolitici di colore grigio. Risulta comune nella parte medio-alta di questo intervallo, e talora eccezionalmente abbondante, *Campbelliella striata* (CAROZZI), spesso visibile anche sulle testate degli strati, evidenziata dall'erosione differenziale. A quest'alga si asso-

cia a luoghi anche *Salpingoporella annulata* Carozzi. Lo spessore complessivo dell'intervallo 3 è valutabile in 200 m. circa.

L'età dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* è compresa tra il Calloviano *p.p.* ed il Berriasiano basale.

Gli ambienti deposizionali documentati da questa formazione sono essenzialmente di tipo lagunare protetto con circolazione ristretta per la porzione inferiore dell'unità, in prosecuzione della porzione superiore dei sottostanti calcari olitici ed oncolitici, nella parte superiore, ad episodi di maggiore apertura e più elevato idrodinamismo (calcari oolitici grigiastri).

3.4. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

In questa unità sono rappresentati i piani più bassi del Cretacico ed è limitata superiormente da strati dell'Albiano superiore contenenti microfaune caratteristiche. Essa affiora estesamente in tutta la porzione occidentale dei Monti di Avella ricadente nel foglio Ercolano e, inoltre, nelle dorsali minori, tettonicamente ribassate dalle faglie a gradinata, presenti subito a Sud dei Monti d'Avella. Lo spessore complessivo della formazione è valutabile in 600 m o poco più e passa in continuità ai sovrastanti calcari a radiolitidi. In questa formazione dell'Unità dei Monti d'Avella non sono riconoscibili i memri cartografati nell'omonima formazione dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini affiorante nei contigui fogli Sorrento e Salerno.

La porzione inferiore dell'unità (intervallo 1) è costituita essenzialmente da calcari biancastri a grana fine, spesso finemente pseudoolitici. E' presente, e ben individuabile sul terreno, un intervallo costituito da calcari chiari, riccamente macrofossiliferi, con gasteropodi tra cui Nerineidi e, talora, con bivalvi caprinidi.

Lo spessore degli strati di questo intervallo è generalmente non minore di 1-1,5 m, che localmente possono raggiungere i 3 m. Sono anche presenti orizzonti nei quali gli strati hanno spessori mediamente compresi tra 10 e 50 cm. I microfossili di questo intervallo sono costituiti principalmente da alghe dasycladacee tra le quali *Salpingoporella cemi* Radoicic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Actinoporella podolica* (Halt), *Triploporella ? cf. neocomiensis* Radoicic, *Praturlonella danilovae* (Radoicic). Tra i foraminiferi sono presenti Valvulinidi, piccoli Miliolidi e Textulariidi, Cuneoline "primitive", *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro), oltre ad ostracodi e piccoli gasteropodi.

La parte più alta della formazione (intervallo 2) è costituita prevalentemente da *wackestone* e *packstone*, talora mudstone e grainstone biancastri, avana e beige chiaro, talora intraclastici, occasionalmente includenti clasti neri. Lo spessore degli strati varia generalmente tra 20 e 50 cm, ma sono frequenti anche strati con spessori compresi fra 1 e 2 m. Sono comuni le "lumachelle" a requienie, spesso

associate a gasteropodi turricolati. I microfossili sono rappresentati principalmente da Miliolidi molto abbondanti, Textulariidi, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult & Vila, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Ovalveolina reicheli* De Castro, orbitolinidi tra cui *Paracoskinolina tunesiana* Peybernes e Neoiraqia insolita (Decrouez & Moullade), dasycladali tra cui *Salpingoporella dinarica* Radoicic e, nella parte alta, *Salpingoporella turgida* Radoicic.

È da rilevare che *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer) e *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, che caratterizzano il classico "Livello ad *Orbitolin*e" Auct. della Campania, in facies calcareo-marnosa verdastra, in quest'area sono presenti in strati calcarei compatti (*wackestones* e *packstones*) di colore avana. La mancanza del "Livello ad *Orbitoline*", come si è già fatto notare, costituisce una peculiarità della successione stratigrafica dell'Unità dei Monti di Avella.

L'età dei calcari con requienie e gasteropodi copre l'intervallo Berriasiano *p.p.*-Albiano.

Gli ambienti deposizionali sono rappresentati da *shelf* carbonatici con basso idrodinamismo nei piani più bassi del Cretacico (calcari finemente oolitici), tendenti ad una maggior stagnazione nell'Aptiano, con *wackestone* e *packstone* avana ad *Orbitolina*, sebbene non sia qui presente il classico livello ad *Orbitolina* in matrice marnosa verdastra, il quale potrebbe essere interpretato come un episodio trasgressivo susseguente ad una fase di emersione della piattaforma (S. Bravi; comunicazione personale).

3.5. - calcari a radiolitidi (**RDT**)

Questa unità affiora estesamente nella dorsale di Lauro-Visciano ed è ben esposta lungo i suoi versanti meridionali, mentre nelle aree interne è ampiamente coperta da terreni vulcanoclastici dell'Unità di Piano delle Selve ed è visibile pertanto solo nelle incisioni vallive. Nei Monti di Avella rappresenta l'unità litostratigrafica più alta ed affiora solo alle quote più elevate (Monte Ciesco Alto, Monte Trave del Fuoco, Croce di Puntone). Il limite inferiore della formazione è stato posto essenzialmente su base biostratigrafica e coincide con la base del Cenomaniano, individuabile sul terreno a mezzo di osservazioni macroscopiche delle biofacies. Lo spessore massimo affiorante nell'area è valutabile in circa 700 m.

La parte più bassa della formazione (intervallo 1) è costituita da calcari avana e grigi, ben stratificati, in strati da medi a spessi, che talora giungono sino a 2 m di spessore. Sono presenti livelli di brecce ed occasionali strati con piccoli clasti nerastri. Verso l'alto ai calcari si intercalano frequentemente strati di dolomie grigiastre e giallastre con bande stromatolitiche. Lo spessore complessivo di questo intervallo

è valutabile tra 100 e 120 m. I microfossili sono abbondanti e tra questi sono presenti *Pseudorhapydionina dubi*a (De Castro), *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex* Omara, *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Cisalveolina fraasi* (Gumbel), *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Cuneolina pavonia parva* Henson, Miliolidae, Nezzazatidae. Tra i macrofossili sono presenti Requienidae, Radiolitidae, gasteropodi tra cui Nerineidae; questi ultimi sono particolarmente abbondanti in un orizzonte databile al Cenomaniano inferiore-medio, ben esposto in località Piana di Rapillo, all'estremo settore nord-orientale dell'area, nella parte più elevata dei Monti di Avella.

Nella parte media e alta della formazione (intervallo 2) prevalgono i *mudstone* e *wackestone* biancastri, in strati di spessore generalmente compreso tra 10 e 40 cm. Sono diffusi i calcari loferitici; talora è riconoscibile una ciclicità peritidale con superfici di erosione, orizzonti laminati probabilmente stromatolitici e livelli marnosi. Nella parte alta dell'intervallo sono relativamente frequenti strati con rudiste (Ippuritidi).

Nella parte media dell'unità i microfossili sono generalmente rari e poco significativi, spesso costituiti da soli miliolidi. In questo caso si tratta dell'intervallo ascrivibile al Turoniano, tipicamente povero di faune utili dal punto di vista cronostratigrafico. La parte alta contiene *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Accordiella conica* Farinacci, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), *Scandonea sannitica* De Castro, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae.

L'età dei calcari a radiolitidi è compresa tra il Cenomaniano ed il Santoniano.

Gli ambienti deposizionali sono rappresentati da *shelf* carbonatici con basso idrodinamismo e periodica tendenza all'emersione, specie nella parte alta della formazione, con marcata ciclicità peritidale, calcari loferitici e superfici erosive.

3.6. - brecce di Punta del Capo (**BPD**)

Questa unità affiora in lembi estremamente limitati e discontinui, in leggera discordanza sui carbonati mesozoici, ed è generalmente osservabile lungo tagli di strade e sentieri, in scavi di fondazioni che si spingono oltre la copertura piroclastica (zona di Taurano), o in valloni profondamente incisi della dorsale di Lauro-Visciano. Lo spessore non sembra superi i 3-4 m. Nelle brecce di Punta del Capo è riconoscibile un olistostroma costituito da blocchi di strati calcarei ed arenacei inglobati in una matrice di argille varicolori (olistostroma del Vallone Cantarielli).

Dal punto di vista litologico, l'unità è costituita da brecciole e conglomerati con clasti carbonatici poligenici, più o meno arrotondati, immersi in una matrice calcareo-marnosa rossastra. Tra i clasti in genere prevalgono i calcari del Cretacico superiore, ma sono talora frequenti anche clasti di calcari paleogenici.

I clasti del Cretacico superiore contengono microfaune comprendenti *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Accordiella conica* Farinacci, *Aeolisaccus* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Miliolidae. Sono riconoscibili anche clasti di calcari eocenici caratterizzati dalla presenza di *Spirolina* sp. e rari clasti di calcari e calcari marnosi di ambiente pelagico con foraminiferi planctonici (*Globorotalia* sp.).

L'unità delle brecce di Punta del Capo è di difficile datazione e interpretazione dal momento che non sono stati ritrovati fossili nella matrice calcareo-marnosa, gli affioramenti sono arealmente molto limitati e, in aree limitrofe, terreni comparabili sono stati riconosciuti solo in Penisola Sorrentina. In base ai dati regionali disponibili, l'ipotesi più probabile prevede che questi terreni siano di età miocenica e rappresentino dei depositi clastici discordanti sui terreni della piattaforma carbonatica, successivi alla prima fase tettogenetica che ha interessato la piattaforma. Un elemento molto importante in proposito è che alle brecce di Punta del Capo si trova associato l'olistostroma del Vallone Cantarielli, del tutto simile agli olistostromi che caratterizzano le brecce di Punta del Capo in Penisola Sorrentina (Foglo 466-485 Sorrento-Termini). Per questi motivi si è preferito utilizzare la stessa denominazione formazionale utilizzata nel suddetto Foglio. In base ai dati biostratigrafici ottenuti in Penisola Sorrentina, utilizzando associazioni fossilifere a foraminiferi e/o nannoplacton calcareo, l'età è Tortoniano superiore.

3.6.1. - *Olistostroma del Vallone Cantarielli* (**av**)

Questo olistostroma affiora, in lembi di estensione ridotta e molto discontinui, al di sopra delle brecce di Punta del Capo e, talora, direttamente al tetto dei carbonati mesozoici. E' osservabile essenzialmente nel settore della dorsale calcarea di Lauro-Visciano, nei dintorni di Taurano e nei valloni maggiormente incisi della suddetta dorsale, in particolare nel Vallone Cantarielli, circa 2 km Est di Pago del Vallo di Lauro, dove è ben visibile l'appoggio delle peliti "a blocchi", che caratterizzano l'olistostroma, sulle brecce di Punta del Capo.

Nell'unità litostratigrafica sono presenti numerosi tipi litologici, in genere scompaginati e frammentati, immersi in una "matrice" prevalentemente argillosa ("giacitura caotica" Auct.).

I litotipi riconosciuti comprendono arenarie quarzose e micacee, calcilutiti silicifere di colore chiaro, calcari marnosi, calcareniti talora contenenti microfaune eoceniche con Nummulites sp., Alveolina sp., e Orbitoididae, peliti micacee, argille sabbiose con blocchi di arenarie quarzoso-micacee, e a luoghi, granitoidi in ciottoli e blocchi. La "matrice pelitica" è data da argille grigiastre a fiamme varicolori, verdastre, giallastre e rossastre. Lo spessore, difficilmente valutabile a causa delle condizioni di affioramento e di giacitura, è nell'ordine della decina di metri.

Questi terreni, come si è detto, sono difficilmente osservabili in campagna, così come di difficile interpretazione risultano i rapporti con le formazioni sottostanti. In ogni caso essi presentano caratteri abbastanza tipici e possono essere ricondotti a materiali, di età compresa tra il Cretacico ed il Miocene inferiore, di pertinenza sicilide, che si ritrovano frequentemente come olistostromi nei depositi clastici, generalmente torbiditici, pre- e sintettonici medio-supramiocenici delle unità di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale. Numerosi affioramenti di terreni simili sono segnalati da lungo tempo nella contigua Penisola Sorrentina (Cotecchia & Melidoro, 1964; 1966; Scandone & Sgrosso, 1965; Cocco & Pescatore, 1967), dove costituiscono tipici olistostromi all'interno delle Arenarie di Termini e delle Brecce di Punta del Capo (De Blasio *et alii*, 1981).

Alcuni campioni raccolti nella matrice pelitica dell'olistostroma, esaminati per nannofossili e foraminiferi, sono risultati sterili, ma in base ai dati regionali è del tutto plausibile attribuire questi terreni al Tortoniano superiore, dal momento che, come si è detto, in Penisola Sorrentina le successioni clastiche di bacini di *up-thrust*, nelle quali gli olistostromi di materiali cretacico-paleogenici si sono messi in posto, sono state datate mediante foraminiferi e nannoplancton calcareo.

V - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI E VULCANICI

1. - LIVELLI GUIDA

La ricostruzione stratigrafica dei depositi della piana, delle fasce pedemontane e dell'apparato vulcanico è stata agevolata dalla presenza dei depositi vulcanici che rappresentano livelli guida, livelli cioè caratterizzati da un'ampia distribuzione sul territorio e legati ad un evento temporalmente limitato. I livelli guida usati possono essere divisi in locali e regionali, sulla base della loro distribuzione e presenza all'interno delle successioni stratigrafiche (Fig. 4).

Il primo livello guida, di interesse regionale ed extra-regionale, è rappresentato dai depositi dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano *Auct.*, § 4.3; Fig. 4), presente in tutta la Piana Campana con spessori di decine di metri (Barberi *et alii*, 1978; Ortolani & Aprile, 1985; Rosi & Sbrana, 1987; Bellucci, 1994; Romano *et alii*, 1994, Di Vito *et alii*, 1998a).

Al di sopra dei prodotti dell'Ignimbrite Campana sono presenti alcuni depositi di caduta composti da lapilli pomicei di colore sia chiaro, rosato, sia scuro, con alternanze granulometriche che spesso danno loro un aspetto stratificato (Eruzioni Flegree, Fig. 4). Tali livelli, almeno sei, sono presenti principalmente nella zona orientale del Foglio, nella valle dei torrenti Clanio-Acqualonga e ai piedi dei Monti di Sarno, dove sono riconoscibili all'interno di depositi colluviali e nelle zone di interconoide. Le caratteristiche del materiale juvenile, poco porfirico e di aspetto setoso, con vescicole tubolari, insieme alla tipologia dei componenti litici,

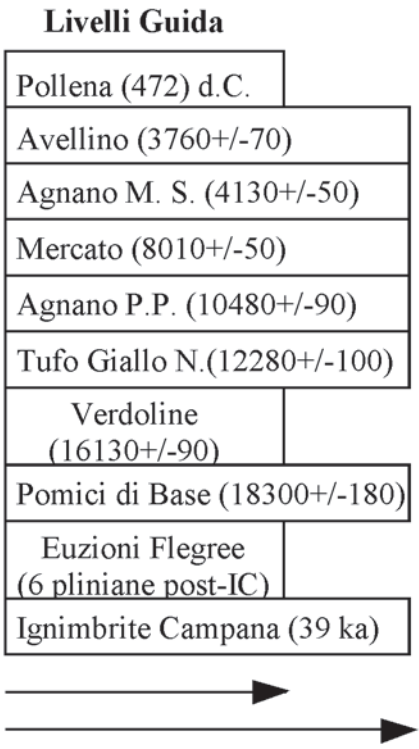


Fig. 4 - *Livelli guida nella stratigrafia dei depositi vulcanici e sedimentari quaternari cartografati. Le frecce indicano l'estensione locale (corta) o regionale (lunga) dei livelli suddetti. L'età dell'Ignimbrite Campana è stata ottenuta con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$, le altre con il metodo ^{14}C.*

principalmente lavici, fanno ipotizzare una loro appartenenza ad episodi eruttivi dei Campi Flegrei successivi all'eruzione dell'Ignimbrite Campana. La loro dispersione limitata ne permette un uso locale, utile soprattutto a correlare tra di loro i depositi sedimentari presenti sui fianchi della valle del Clanio-Acqualonga.

Il livello guida successivo è rappresentato dai depositi di caduta dell'eruzione pliniana del Somma-Vesuvio delle Pomici di Base (§5.3.3.1; Bertagnini *et alii*, 1998). Tale deposito ha un'importanza regionale in quanto interessa, oltre a tutto l'apparato vulcanico, gran parte della zona orientale del Foglio Ercolano.

I depositi di caduta dell'eruzione subpliniana delle Pomici Verdoline del Somma-Vesuvio (§5.3.3.3; Fig. 4; Cioni *et alii*, 2003b) sono invece presenti solo sulle pendici del Monte Somma e dei rilievi alle spalle dei paesi di Nola e Palma Campania, mentre sono scarsamente rintracciabili nella piana. A causa di ciò assumono un ruolo di livello guida locale, utile soprattutto a correlare i depositi colluviali e di conoide presenti nella zona sopracitata.

Nella zona nord e nord orientale del Foglio si rinvengono frequentemente depositi cineritici con talvolta intercalati livelli di lapilli pomicei che, per posizione

stratigrafica, sono correlabili con l'eruzione flegrea del Tufo Giallo Napoletano (12 ka età ^{14}C non calibrata e circa 15 ka età $^{40}Ar/^{39}Ar$; Rosi & Sbrana, 1987; Orsi *et alii*, 1992; Scarpati *et alii*, 1993; Deino *et alii*, 2004).

Un altro livello guida di interesse generale è rappresentato dal deposito dell'eruzione flegrea di Agnano Pomici Principali (Rosi & Sbrana, 1987; Di Vito *et alii*, 1999; Fig. 4), presente sia sulle pendici del Monte Somma che in tutta l'area settentrionale del Foglio. Il deposito è costituito da tre banchi principali di lapilli pomicei di caduta con scarsi litici, di colore rosato, con intercalati due livelli cineritici. Lo juvenile è di colore grigio, ben vescicolato e poco porfirico a biotite, di aspetto setoso. I litici sono essenzialmente lavici.

Anche i depositi di caduta dell'eruzione vesuviana di Mercato (§ 5.3.4.1; Fig. 4) rappresentano un livello guida di importanza regionale, la loro dispersione interessa le pendici del vulcano e la zona orientale del Foglio.

La successiva eruzione flegrea di Agnano Monte Spina (de Vita *et alii*, 1999) ha un areale di distribuzione paragonabile a quello di Agnano Pomici Principali, anche se sulle pendici del Monte Somma è presente con spessori minori di quest'ultima. I depositi sono caratterizzati dalla presenza di alternanze granulometriche che gli conferiscono un aspetto fittamente stratificato. Lo juvenile è di colore grigio estremamente vescicolato e porfirico a sanidino. Il selezionamento è scarso e i clasti sono ricoperti da una patina di alterazione che dà al deposito un colore marrone giallastro. I litici sono abbondanti e costituiti principalmente da lave con patine di alterazione.

I depositi di caduta dell'eruzione vesuviana di Avellino (§ 5.3.5.1; Lirer *et alii* 1973; Santacroce, 1987; Cioni *et alii*, 2000; Sulpizio *et alii*, 2010a, b) rappresentano invece uno dei livelli guida di maggior interesse nell'area cartografata, in quanto sono presenti in una vasta zona che va dall'apparato vulcanico al paese di Sarno a est e alla collina di Cancello a nord.

L'ultimo livello guida presente nella zona in esame è rappresentato dal deposito di caduta dell'eruzione vesuviana di Pollena (§ 5.3.6.3; Rosi & Santacroce, 1983; Sulpizio *et alii*, 2005; Fig. 4), disperso ampiamente nella zona orientale e nord orientale del Foglio 448.

2. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ SEDIMENTARIE QUATERNARIE

2.1. - Introduzione

Con l'eccezione di pochi e mal conservati affioramenti più antichi, gran parte dei depositi cartografati nel Foglio 448 - Ercolano, sono successivi alla messa in posto dell'Ignimbrite Campana (39 ka). E' infatti dopo la deposizione di questa

imponente ignimbrite che si sviluppano tre distinti sistemi di piane alluvionali legate alla progressiva crescita dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio: le piane del fiume Sebeto, del fiume Sarno e di Acerra-Nola (Fig. 5). Le piane dei fiumi Sebeto e Sarno sono parzialmente interessate dalla trasgressione marina "Versiliana". Contemporaneamente allo sviluppo delle piane alluvionali, al piede dei versanti appenninici, si sono sviluppati sistemi di conoidi e manti detritico-colluviali collegati all'intenso smantellamento delle piroclastiti di caduta di origine flegrea e vesuviana.

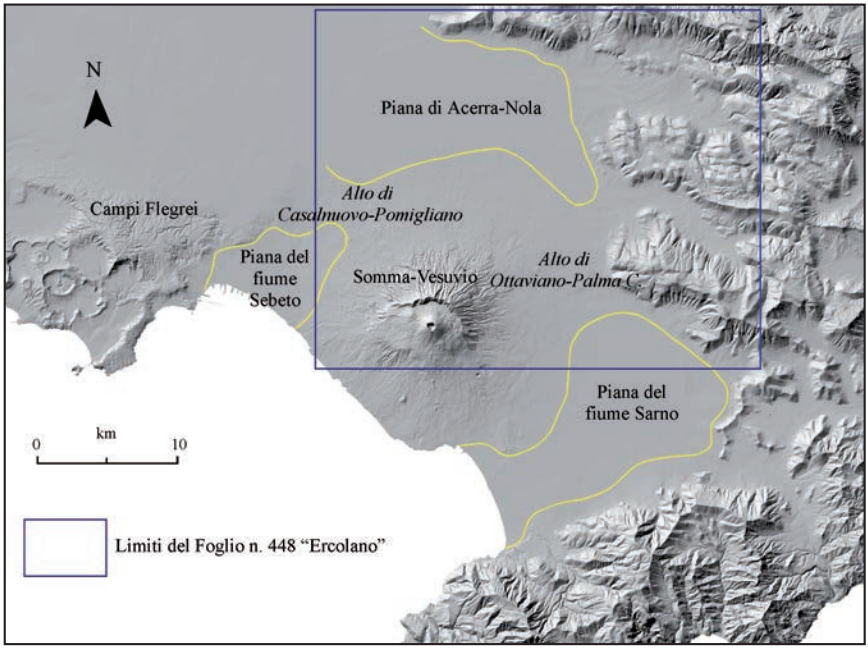


Fig. 5 - *Schema dei tre settori in cui è suddivisa la Piana Campana nei dintorni dell'apparato vulcanico del Somma -Vesuvio. Modello digitale del terreno da* Pareschi *et alii. (2000)*

2.2. - Piana del Fiume Sebeto

La Piana del Fiume Sebeto è limitata ad ovest dai Campi Flegrei, ad est dall'apparato del Somma-Vesuvio, a nord dall'alto morfologico di Pomigliano d'Arco-Casalnuovo e a sud-ovest è aperta verso il mare (Fig. 5). Essa corrisponde al sistema idrografico del fiume Sebeto, oggi in gran parte obliterato dall'attività antropica e dagli intubamenti.

In Figura 6 è mostrata una stratigrafia riassuntiva del sottosuolo della piana successivamente alla messa in posto dell'Ignimbrite Campana ottenuta da dati di pozzo e dati bibliografici (Di Vito, 1999; Orsi *et alii*, 1996; Bellucci, 1994). Il tetto dell'Ignimbrite Campana ha un andamento degradante verso mare fino alla quota di circa -70 m s.l.m. Sempre al tetto dell'Ignimbrite Campana, dai dati stratigrafici di sondaggio, sono ricostruibili depressioni lunghe e strette, di direzione N-S e NE-SO, corrispondenti ad antiche incisioni fluviali. La successione stratigrafica della piana appare piuttosto complessa ed è data dall'eteropia di depositi marini, transizionali e continentali in cui si intercalano spessi depositi vulcanici. Nella parte inferiore della successione sono stati anche individuati dei corpi lavici attribuiti all'attività effusiva del Monte Somma (pre 22 ka). Successivamente, in concomitanza con la trasgressione "Versiliana" si ha lo sviluppo di depositi marini e transizionali nella zona ovest, con passaggio a depositi continentali verso est. Intercalati nella successione sono osservabili anche spessi depositi piroclastici sia flegrei che vesuviani. La deposizione di questi prodotti ha portato ad una "regressione deposizionale" che interrompe la continuità dell'*onlap* marino dovuto alla generale tendenza alla risalita del livello del mare a partire da circa 14 ka (Bard *et alii*, 1990). Attraverso il confronto delle quote dei livelli marini rinvenute nei sondaggi con le curve globali di variazione del livello del mare, Di Vito (1999) suggerisce una sostanziale assenza di subsidenza della Piana del fiume Sebeto nelle ultime migliaia di anni.

Nella Figura 6 sono anche riportati i principali livelli guida vulcanici presenti nel sottosuolo della Piana del fiume Sebeto.

2.3. - Piana di Acerra-Nola

La Piana di Acerra-Nola è limitata verso sud dall'alto morfologico presente tra Palma Campania e Ottaviano e dall'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio. Verso ovest la piana è limitata dall'alto morfologico di Pomigliano d'Arco-Casalnuovo (Fig. 5). Verso nord-ovest è invece aperta verso la pianura del Volturno. Appartengono al sistema idrografico di questa piana anche le valli dei torrenti Clanio-Acqualonga e del Lagno di Quindici, caratterizzate da depositi più grossolani rispetto a quelli del resto della piana.

In Figura 7 è mostrata una stratigrafia riassuntiva del sottosuolo a partire dal tetto dell'Ignimbrite Campana. I dati stratigrafici sono principalmente ricavati da osservazione e reinterpretazione di dati di pozzo, cave dismesse e scavi per prospezioni archeologiche. Tra Acerra e Nola la base dell'Ignimbrite Campana ha un andamento subpianeggiante. Nella valle dei torrenti Clanio-Acqualonga l'Ignimbrite Campana è ricoperta dai depositi delle ghiaie carbonatiche di Tu-

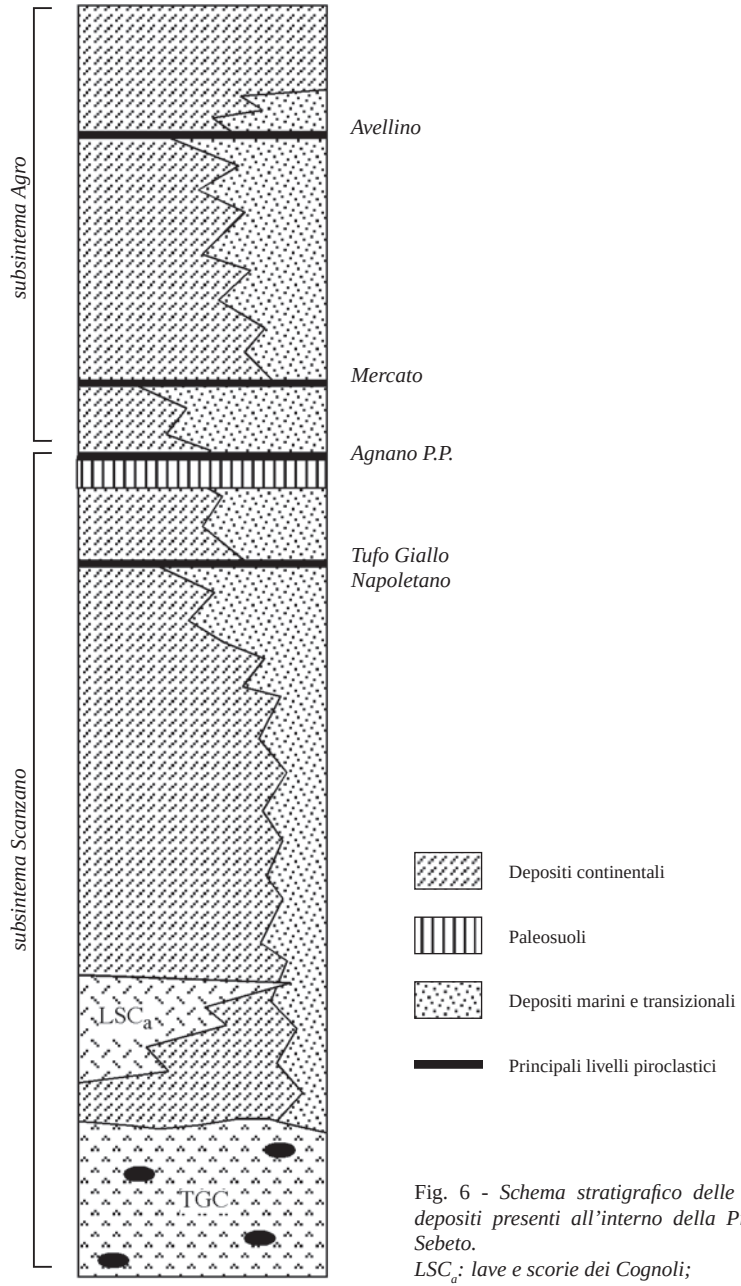


Fig. 6 - *Schema stratigrafico delle successioni di depositi presenti all'interno della Piana del fiume Sebeto.*
LSC_a: lave e scorie dei Cognoli;
TGC: depositi dell'Ignimbrite Campana

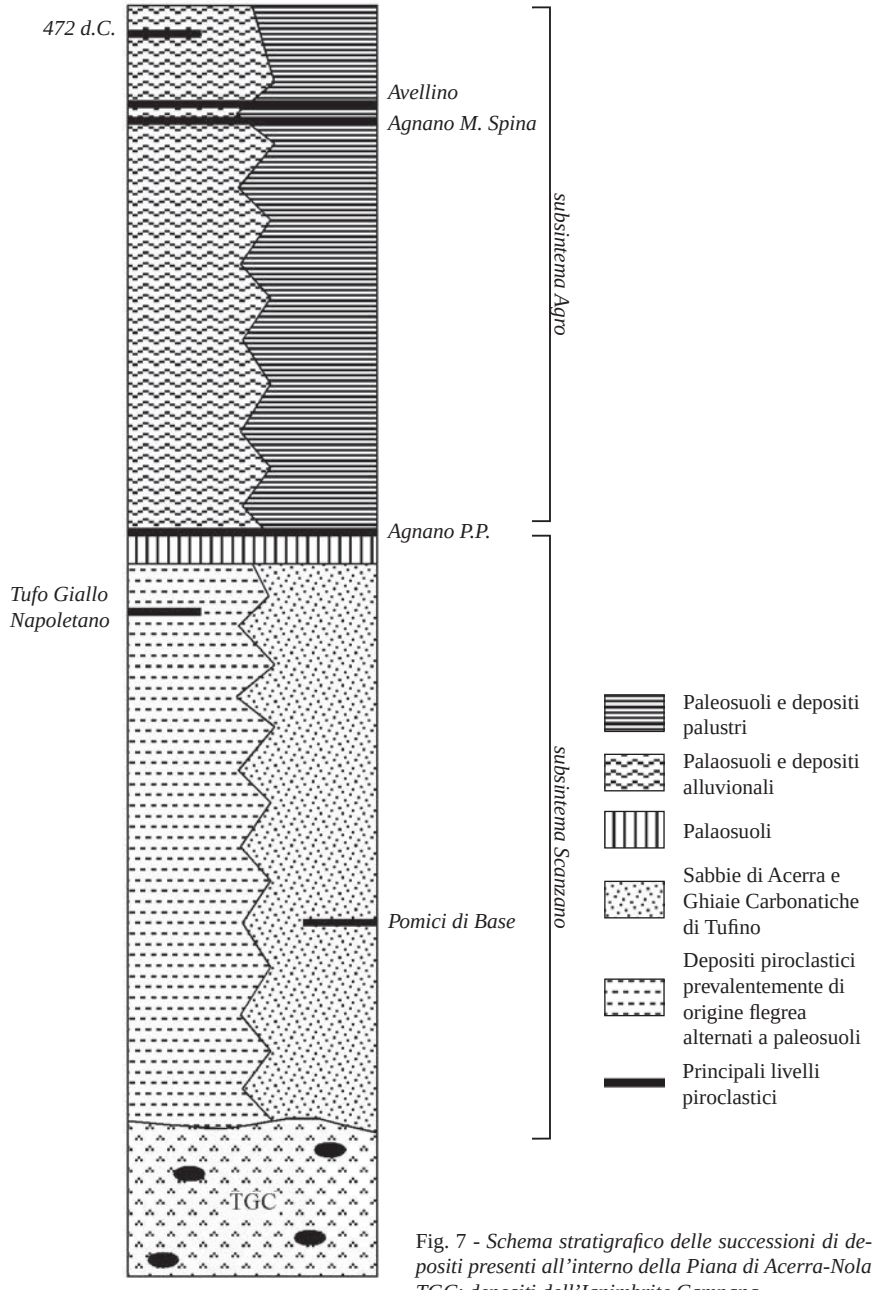


Fig. 7 - *Schema stratigrafico delle successioni di depositi presenti all'interno della Piana di Acerra-Nola*
TGC: depositi dell'Ignimbrite Campana

fino (Di Vito *et alii*, 1998a) la cui deposizione si interrompe circa al passaggio con l'Olocene (Di Vito *et alii*, 1998a). Nella zona di Acerra il corrispettivo delle ghiaie carbonatiche di Tufino, sembra essere rappresentato da sabbie vulcanoclastiche (informalmente sabbie di Acerra) a volte alternate a paleosuoli e depositi piroclastici in posto. Un paleosuolo ben sviluppato separa generalmente le ghiaie carbonatiche di Tufino e le sabbie di Acerra dalla porzione più superficiale della piana. La posizione dei depositi piroclastici osservata in numerosi sondaggi permette di confinare questa fase prima dell'eruzione flegrea di Agnano Pomici Principali. La fase di riempimento successiva è caratterizzata da una frequenza maggiore di depositi fini, con numerosi paleosuoli con al tetto depositi piroclastici in posto (Agnano Monte Spina, Avellino e Pollena, quest'ultima nel settore occidentale). Sono spesso riconoscibili depositi palustri e livelli di travertino, legati, questi ultimi, alla presenza di alcune sorgenti minerali. Negli ultimi secoli il drenaggio è stato garantito dai Regi Lagni che sboccano nel Lago Patria mentre precedentemente il paleodrenaggio doveva in qualche modo congiungersi con il corso del Volturno più a Nord.

2.4. - Piana del fiume Sarno

La Piana del fiume Sarno (Fig. 5) è limitata a nord dall'alto morfologico presente tra i paesi di Palma Campania e Ottaviano, ad ovest dall'edificio del Somma-Vesuvio e a est dai contrafforti appenninici. In Figura 8 è riassunta in maniera semplificata la stratigrafia del sottosuolo come desumibile dai dati bibliografici di questo settore di piana (Barra *et alii*, 1989, 1991 Cinque *et alii*, 1987; Cinque, 1991), dall'analisi di dati di pozzo e di nuove perforazioni (Di Vito *et alii*, 1998b) a partire dal tetto dell'Ignimbrite Campana. Il tetto dell'Ignimbrite Campana ha un andamento fortemente articolato, immergendosi progressivamente verso mare fino a raggiungere, in prossimità di Stabia, circa -70 m s.l.m. Nella porzione inferiore della successione sono presenti intercalazioni di lave attribuibili all'attività effusiva del Monte Somma, datate intorno a 22 ka (Di Vito *et alii*, 1998b). I depositi legati alla tragressione "Versiliana" sono relativamente ben conosciuti nel settore a mare (Cinque, 1991) come pure le oscillazioni delle linee di riva di età storica (Barra *et alii*, 1989). Tali depositi passano lateralmente ad alluvioni con frequenti episodi palustri limo-sabbiosi e livelli di travertino. Verso mare parte della piana è ricoperta nella porzione superficiale dai prodotti dell'eruzione vesuviana di Pompei. I dati stratigrafici suggeriscono per alcune porzioni di piana vicina all'edificio vulcanico forti sollevamenti probabilmente in connessione con fenomeni vulcanotettonici (Di Vito *et alii*, 1998b).

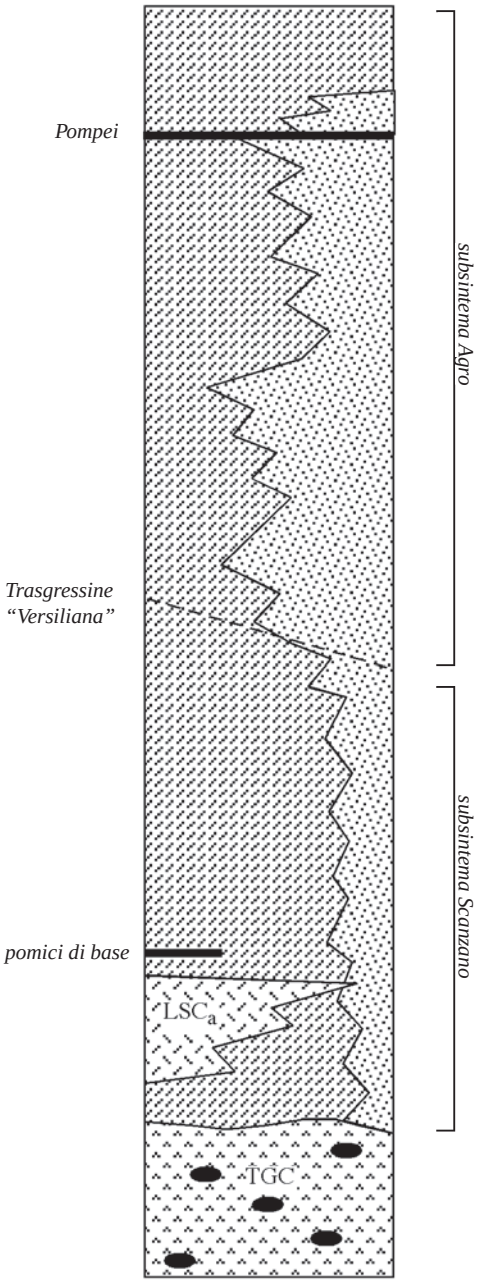


Fig. 8 - *Schema stratigrafico delle successioni di depositi presenti all'interno della Piana del fiume Sarno*
TGC: depositi dell'Ignimbrite Campana
LSC$_a$: lave e scorie dei Cognoli

2.5. - Conoidi alluvionali

Nell'area del Foglio sono presenti due principali ordini di conoidi: conoidi tardo pleistocenici e conoidi olocenici (Di Vito *et alii*, 1998a; Zanchetta *et alii*, 2004a). I conoidi pleistocenici sono fortemente incisi e terrazzati. Da un punto di vista morfologico entrambi i gruppi di conoidi sono ulteriormente divisibili in: conoidi alimentati da un reticolo fluviale ben esteso, associato a depositi alluvionali intravallivi, e conoidi alimentati da reticoli meno sviluppati a monte. Nella prima categoria di conoidi rientrano quelli di Avella, Quadrelle, Roccarainola e Sasso, nelle valli dei torrenti Clanio e Acqualonga. Si tratta di ampi conoidi con pendenza media compresa tra 1,7° e 3,2° che si raccordano a depositi alluvionali all'interno delle rispettive valli di alimentazione. In questi corpi sono prevalenti depositi ghiaiosi clasto sostenuti, con o senza matrice originati da processi fluviali trattivi. Quando presente la matrice è in genere ricca di materiale vulcanoclastico. Nei conoidi del tardo Pleistocene non sono stati riconosciuti depositi piroclastici di caduta in posto, mentre livelli piroclastici sono presenti all'interno di quelli olocenici.

I conoidi con limitato reticolo di drenaggio sono meno estesi arealmente ed hanno pendenze medie maggiori, comprese tra 5° e 10° e spesso formano fasce coalescenti alle pendici dei rilievi. Frequenti sono i depositi matrice-sostenuti (*debris flows* e *mud flows*), con matrice più o meno abbondante ricca in materiale vulcanico e variabile quantità di clasti carbonatici. Depositi vulcanici in posto sono intercalati ai depositi di conoide in più parti, soprattutto nella zona di Sarno e Lavorate. Tali depositi possono poggiare su paleosuoli poco sviluppati o, in alcuni casi, direttamente sui depositi ghiaiosi.

Utilizzando la classificazione proposta da Stanistreet & McCarthy (1993), i conoidi con reticolo idrografico esteso rientrano nella categoria dei *Braided Fluvial Fan*, mentre gli altri sono classificabili come *Debris Flow Dominated Fan*.

Tra i conoidi caratterizzati da reticoli di drenaggio poco esteso, un gruppo particolare è formato da corpi sedimentari a quasi esclusiva componente vulcanoclastica, originati dalla mobilizzazione e accumulo di grosse quantità di materiale piroclastico sia di origine vesuviana che flegrea (Zanchetta *et alii*, 2004). Essi si rinvengono essenzialmente sui lati della Valle del Lagno di Quindici ed in sinistra orografica della Valle dei Torrenti Clanio-Acqualonga. Un elemento distintivo importante è il fatto che sono confinati al Pleistocene superiore e al loro interno prevalgono i depositi da flussi iperconcentrati (*sensu* Smith, 1986; 1987), mentre i depositi da debris flow e fluviali normali sono ridotti (Zanchetta *et alii*, 2004).

2.6. - Le coperture vulcanoclastiche e i depositi di versante

Se si eccettuano antichi depositi di versante rappresentati da brecce carbonatiche cementate e prive di materiali vulcanici nella matrice, le generazioni di

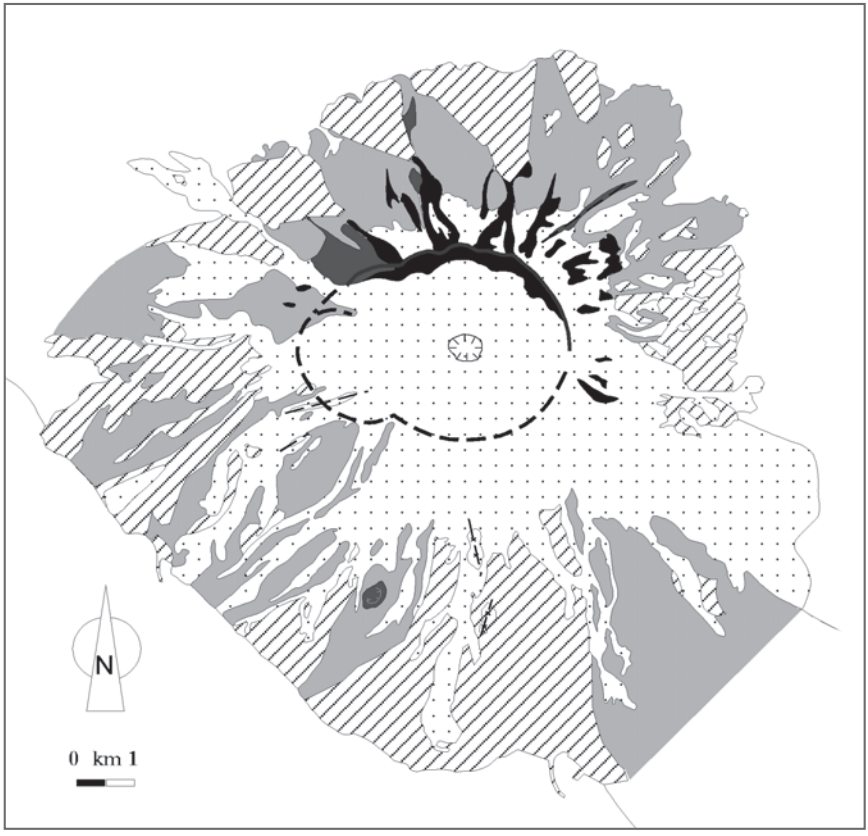
conoidi prima descritte sono in parte eteropiche con depositi detritico-colluviali ad altissima componente di materiale vulcanoclastico. I depositi correlabili con l'attività dei conoidi tardo pleistocenici sono relegati in affioramenti ai piedi dei versanti in cui si intercalano anche i prodotti delle eruzioni comprese tra l'Ignimbrite Campana e le Pomici Verdoline. In origine parte di questi depositi dovevano ricoprire anche estesi settori dei massicci carbonatici, ma risultano oggi quasi interamente smantellati (Di Vito *et alii*, 1998a). Nessuna di queste unità è mai cartografabile.

La gran parte dei contrafforti appenninici è invece ricoperta dai depositi vulcanoclastici legati all'attività olocenica del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Lo spessore di questa copertura varia in funzione dell'asse di dispersione dei prodotti di caduta e localmente dei processi di erosione e risedimentazione.

3. - STRATIGRAFIA DELL'APPARATO VULCANICO SOMMA-VESUVIO

3.1. - Caratteristiche generali

La complessa storia evolutiva del Somma-Vesuvio ha visto il susseguirsi di vari periodi caratterizzati da differenti stili di attività e composizione chimica dei prodotti. Come conseguenza di ciò la storia del vulcano può essere divisa in cinque periodi: periodo pre-calderico, periodo calderico 1º fase, periodo calderico 2º fase, periodo di attività storica e periodo di attività storica recente (Fig. 9). Il periodo pre-calderico è stato caratterizzato prevalentemente da attività effusiva con episodi esplosivi legati alla messa in posto di scorie di attività stromboliana e di fontanamento, ed ha portato alla costruzione dell'apparato del Monte Somma. I prodotti emessi in questo periodo sono sia saturi che sottosaturi, variando da trachibasalti e latiti a tefriti fonolitiche e fonoliti tefritiche (Fig. 10). Il primo periodo calderico racchiude invece i prodotti della prima grande eruzione esplosiva del Somma-Vesuvio, quella delle Pomici di Base, e quelli dell'eruzione subpliniana delle Pomici Verdoline, di composizione da trachitica a latitica (Fig. 10). Sono presenti inoltre depositi di scorie e colate laviche emesse nel periodo compreso tra queste due eruzioni (Fig. 3 e 9). Con l'eruzione delle Pomici di Base inizia anche la formazione della caldera del Somma-Vesuvio (Cioni *et alii*, 1999b) che verrà completata durante il periodo successivo. Quest'ultimo comprende le eruzioni di Mercato e di Pompei, ed è distinto dal periodo precedente a causa del cambio di composizione dei prodotti che da latitico-trachitici passano a fonotefritico-fonolitici (Fig. 10). L'intervallo di tempo posteriore all'eruzione di Pompei è stato infine diviso in due periodi: uno che va dal Ciclo di S. Maria (cfr. § 5.3.6.2) fino all'eruzione del 1631 d.C. (periodo di attività storica; Fig. 9) e uno che va da



Periodo di Attività Storica Recente
Lave e piroclastiti successive all'eruzione del 1631 d.C.

Periodo di Attività Storica
Piroclastiti e lave del periodo compreso tra le eruzioni del 79 d.C. e del 1631 d.C incluse.

Periodo calderico - 2ª Fase
Piroclastiti comprese tra le eruzioni di Mercato e del 79 d.C. incluse

Periodo calderico - 1ª Fase
Piroclastiti e lave comprese tra le eruzioni delle Pomici di Base e delle Verdoline incluse

Periodo Precalderico
Piroclastiti e lave precedenti le eruzioni delle Pomici di Base

Cratere del Gran Cono Vesuviano

Orlo morfologico di caldera

Orlo di caldera sepolto

Orlo di cratere

Principali fratture eruttive

Centri laterali di emissione

Contatto stratigrafico

Fig. 9 - *Carta schematica dei prodotti affioranti nell'apparato del Somma-Vesuvio.*

quest'ultima fino all'eruzione del 1944 (periodo di attività storica recente; Fig. 9). Il primo periodo di attività storica è caratterizzato dall'alternarsi di attività effusiva ed esplosiva di bassa energia, con due eventi di tipo subpliniano, rappresentati dalle eruzioni del 472 d.C. e del 1631 d.C. Il periodo di attività storica è invece formato da 18 cicli eruttivi (Santacroce, 1987) caratterizzati dall'alternanza di brevi periodi di riposo con attività effusiva ed esplosiva di tipo stromboliano o di fontanamento. I prodotti di entrambi i periodi di attività storica sono chimicamente sottosaturi (Fig. 10).

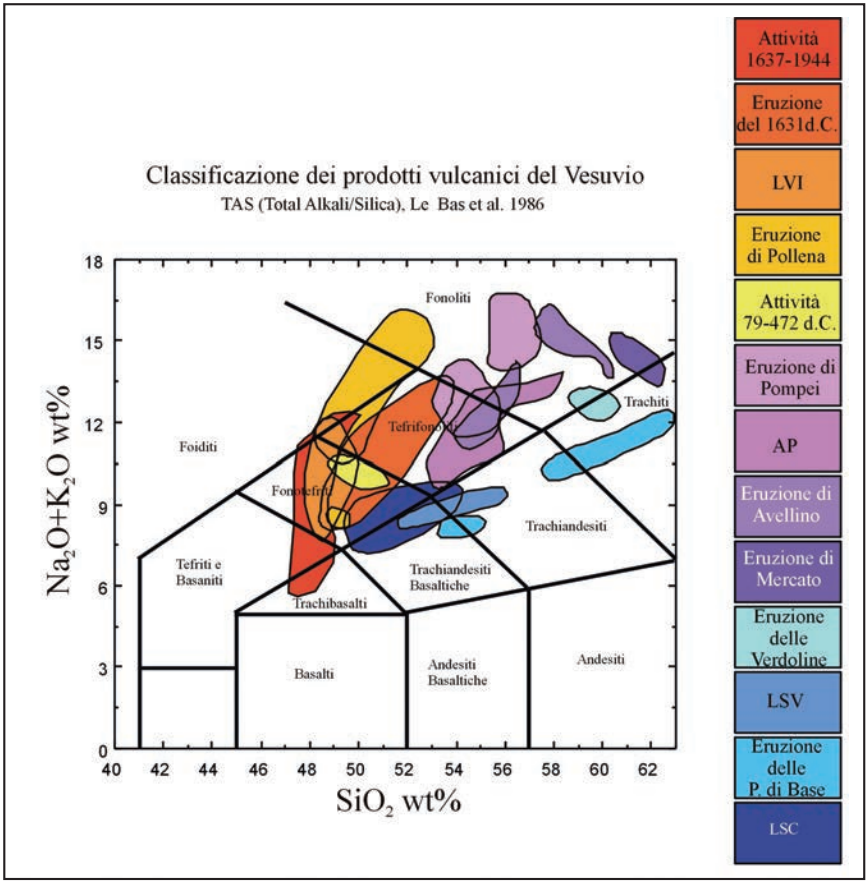
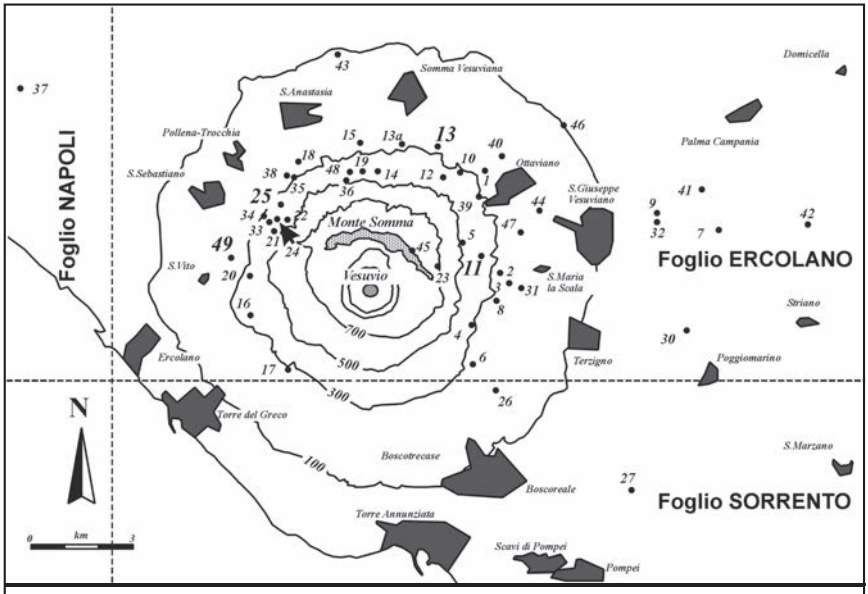


Fig. 10 - *Classificazione chimica (TAS) delle rocce eruttate dal Somma-Vesuvio.* ***LVI****: lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (età tra 472 d.C. e 1631 d.C.);* ***AP****: attività interpliniana tra le eruzioni di Avellino (3,530 ± 40 a. B.P.) e di Pompei (79 d.C.);* ***LSV****: lave e scorie del Vallone San Severino (età tra 18,300 ± 180 e 16,130 ± 110 a. B.P);* ***LSC****: lave e scorie dei Cognoli (età<18,3).*

La combinazione delle varie tipologie eruttive, dell'azione dei venti alle diverse quote raggiunte dai prodotti e le differenti posizioni delle bocche eruttive, ha portato ad una notevole variazione di facies deposizionali presenti sulle pendici del Somma-Vesuvio. Al fine di illustrare queste variazioni verranno di seguito descritte 4 sezioni stratigrafiche di riferimento, scelte tra le oltre 40 descritte nel corso del rilevamento (Fig. 11).



1 *Vallone S. Severino - Zennillo*
2 *Pizzeria Greenhill*
3 *Villa Telesi*
4 *Crossodromo*
5 *Ristorante Incanto*
6 *Cava Molaro*
7 *Cava Iervolino*
8 *Pineta Terzigno - S. Pietro*
9 *Le 5 Vie*
10 *Tenuta La Marca*
11 *Vallone Mazzamei*
12 *Re della Vigna*
13 *Lagno Macedonio*
13a *Lagno Palmentiello*
14 *Cupa Fontana*
15 *Lagno Amendolare*
16 *Casa Sarcinello*
17 *Casa Palomba*
18 *Lagno Trocchia*
19 *Lagno Amendolare*
20 *Cupa Pallarino*
21 *Cognoli di Giacca*
22 *Lagno di Pollena*
23 *Cognoli di Levante*
24 *Vallone M olaro*
25 *Cava di Pollena*
26 *Cava Pozzelle*
27 *Tricino*
28 *Nocera inferiore*
29 *Nocera inf. - Casa Baronale*
30 *Carilli*
31 *Villa Telesi*
32 *Raggi*
33 *Vallone Molaro*
34 *La Castelluccia*
35 *Case Migliaccione*
36 *Cupa dell'Olivella*
37 *Deposito Ferrovie S. Arpino*
38 *Casa Vigna*
39 *Ottaviano*
40 *Pentelete*
41 *Ex-discarica Iovino*
42 *Cava di Pietra di Sarno*
43 *Masseria Quattrocchi*
44 *Ottaviano*
45 *Cognoli di Ottaviano*
46 *Villa Albertini*
47 *Scudieri*
48 *Vallone del Pennino*
49 *S. Vito*

Fig. 11 - *Ubicazione delle sezioni stratigrafiehe situate sul Somma-Vesuvio e nelle zone più prossimali ad esso. Sono evidenziate le sezioni 11, 13, 25 e 49 descritte nel testo.*

3.2. - Sezione DR49: Cava di S. Vito di Ercolano

La sezione DR49 si trova ubicata all'interno di una grossa cava dismessa, parzialmente convertita a discarica, nei pressi del paese di S. Vito di Ercolano, ad una quota di circa 250 m s.l.m. (Fig. 11), a valle della parte settentrionale del bordo morfologico del Piano delle Ginestre. La zona dove è stata ricavata la cava non è stata interessata dallo scorrimento di colate laviche di epoca storica, estesamente presenti nel settore occidentale del vulcano, che si sono incanalate nel Fosso della Vetrana a nord e nella zona delle Novelle di Scappa a sud, preservando un lembo di materiale piroclastico costituito essenzialmente da depositi prossimali delle eruzioni delle Pomici di Base e di Avellino. Tra i depositi affioranti risultano molto interessanti le esposizioni dei depositi da caduta prossimali e dei *surge* freatomagmatici dell'eruzione di Avellino, entrambi con spessori dai 5 ai 10 m.

La colonna di Figura 12 mostra la successione stratigrafica ricostruita con una breve descrizione delle caratteristiche litologiche dei depositi delle varie eruzioni.

3.3. - Sezione DR25: Cava di Pollena

La cava di Pollena è situata tra i 250 e i 320 m s.l.m., sul fianco nord-occidentale del Monte Somma (Fig. 11), a monte dell'omonimo paese. Il settore del vulcano su cui è stata ricavata la cava è caratterizzato dalla presenza di apparati eccentrici, allineati su una frattura di direzione NO-SE, la cui attività ha dato origine ad accumuli di scorie laviche da caduta con intercalate piccole colate, di età sia precedente all'eruzione delle Pomici di Base che posteriore. La presenza di questi coni di scorie ha influenzato successivamente la messa in posto dei prodotti piroclastici delle varie eruzioni pliniane e subpliniane, esercitando un forte controllo topografico in special modo sui flussi piroclastici, estesamente presenti in questo settore del vulcano. I depositi da caduta in questa zona sono subordinati a quelli di flusso, essendo presenti solo quelli delle eruzioni delle Pomici Verdoline e di Avellino, che mantellano gli alti morfologici individuati dai coni di scorie.

La colonna di Figura 12 mostra la successione stratigrafica ricostruita con una breve descrizione delle caratteristiche litologiche dei depositi delle varie eruzioni.

3.4. - Sezione DR13: Cava Traianello

La cava di Traianello si trova ubicata sulle pendici medio-basse del Monte Somma, nella zona immediatamente al di sopra dell'abitato di Somma Vesuviana (Fig. 11). Questa zona del vulcano può essere considerata come intermedia tra quella nord-occidentale, dominata dalla presenza di flussi piroclastici al di sopra dei prodotti lavici del Somma, e quella orientale, dominata dalla presenza

di depositi piroclastici da caduta. All'interno della cava sono infatti equamente presenti depositi di entrambe le categorie (Fig. 13).

I prodotti esposti coprono un ampio periodo della storia eruttiva del Somma-Vesuvio, e comprendono i coni di scorie pre-Pomici di Base fino ai prodotti dell'eruzione del 472 d.C. La successione stratigrafica è assai complessa e, in particolare, risultano interessanti gli affioramenti dei depositi da flusso delle eruzioni di Mercato e del 79 d.C., che riempiono completamente paleovalli di 15-20 metri di profondità.

La colonna di Figura 13 mostra la successione stratigrafica ricostruita con una breve descrizione delle caratteristiche litologiche dei depositi delle varie eruzioni.

3.5. - Sezione DR11: Vallone Mazzamei

La sezione DR11 si trova ubicata a monte del paese di S. Giuseppe Vesuviano, ad una quota di circa 370 m s.l.m. (Fig. 11). Non si tratta, come negli altri casi descritti in questo capitolo, di una cava, bensì di uno sbancamento dovuto a terrazzamento per uso agricolo.

In questo settore del vulcano i prodotti piroclastici sono principalmente depositi da caduta, a causa delle direzioni dei venti dominanti. I prodotti esposti nella sezione costituiscono una articolata successione di piroclastiti da caduta che, partendo dalle Pomici di Base arriva a comprendere i depositi dell'eruzione del 512 d.C. Sono particolarmente interessanti gli affioramenti dei prodotti delle attività interpliniane, quali ad esempio quelli del Ciclo di S. Maria (cfr. §.5.3.6.2). Poco rappresentati o mancanti sono i depositi delle eruzioni di Mercato e del 79 d.C., principalmente a causa di processi erosivi.

La colonna di Figura 13 mostra la successione stratigrafica ricostruita con una breve descrizione delle caratteristiche litologiche dei depositi delle varie eruzioni.

3.6. - *Apron* del Somma-Vesuvio

Il raccordo tra le piane, rappresentate da depositi di tipo fluviale s.l. e le pendici del vulcano, dominate dai depositi originati dai processi vulcanici primari, è rappresentato da una fascia semicircolare di qualche km di estensione, a debole pendenza, morfologicamente definibile come *ring-plain* o di *apron* secondo la definizione di Smith (1991). Da un punto di vista sedimentologico questa fascia, che chiameremo di *apron*, è formata da alternanze più o meno complesse di depositi piroclastici indisturbati e di depositi vulcanoclastici tipo *debris flows* o *hyperconcentrated flows* derivanti dallo smantellamento dei prodotti piroclastici presenti sulle pendici del vulcano. Tali depositi possono essere sia incanalati (riempiono canali preesistenti) che non incanalati (*sheet flows*). Il meccanismo deposizionale ricorda molto da vi-

cino quello tipico nella formazione dei conoidi alluvionali, con i flussi che iniziano a depositare il loro carico in corrispondenza del cambio di pendenza al passaggio tra le pendici del vulcano e la fascia circostante a minore pendenza. E` interessante notare come ogni evento eruttivo corrisponda ad una progradazione della zona di *apron*, con una estensione che è funzione della quantità di materiale rimobilizzato. Un comportamento analogo è stato notato per la progradazione dei prodotti di flusso piroclastico sulle pendici del Somma-Vesuvio (Andronico *et alii*, 1995). L'*apron* di un vulcano è quindi un sistema deposizionale peculiare che va identificato e distinto rispetto alle circostanti piane alluvionali e l'apparato vulcanico s.s. L'*apron* si è sviluppato al di sopra delle lave costituenti l'apparato del Monte Somma. Il *top* deposizionale è una superficie potenzialmente ancora attiva come dimostrato dalla presenza di numerosi depositi di *debris flows* originatisi durante l'attività vulcanica di età moderna (1631-1944), anche se la costruzione dei Regi Lagni, in età borbonica, e le successive opere idrauliche hanno in parte regimato l'attività deposizionale.

3.7. - Note sul rilevamento e la legenda adottata

La ricostruzione stratigrafica delle successioni presenti nelle zone pianeggianti del Foglio è stata possibile essenzialmente tramite l'utilizzo di dati provenienti da sondaggi geognostici pubblici e privati, la cui taratura è stata effettuata utilizzando gli affioramenti disponibili e mediante il riconoscimento dei vari livelli guida illustrati nel Cap. 1.

I dati di rilevamento e quelli di pozzo hanno permesso l'individuazione di superfici di discontinuità utilizzate per la definizione di un supersintema (supersintema Flegreo-Ischitano, FI), un sintema (sintema Vesuviano-Flegreo, VEF) e otto subsintemi (subsintemi Molara, Zabatta, Case Trapolino, Scavolella, Punta del Nasone, Atrio del Cavallo, Scanzano e Agro nocerino sarnese). La Figura 14 illustra le relazioni esistenti tra le varie unità sintemiche, litostratigrafiche ed i loro rapporti con i distretti vulcanici presenti nell'area. All'interno dei singoli subsintemi sono state individuate delle unità litostratigrafiche. All'occorrenza, all'interno delle unità litostratigrafiche sono state distinte delle litofacies. Per l'edificio vulcanico Somma-Vesuvio, sono distinguibili (anche se non hanno riscontro nella cartografia 1:50.000) due litosomi che corrispondono al vecchio edificio vulcanico del Somma pre 22 ka, prevalentemente formato da lave e scorie, e quello relativo all'attuale cono vulcanico del Vesuvio (Fig. 14).

Nei paragrafi successivi verranno descritte dettagliatamente le varie unità sintemiche e le relative unità litostratigrafiche. Per chiarezza illustrativa si è proceduto alla descrizione partendo dalle parti esterne del foglio, in cui affiorano principalmente le unità vulcanoclastiche e clastiche per arrivare alla descrizione dei subsintemi vulcanici. Ove necessario sono anche descritte alcune successioni di depositi piroclastici di spessore troppo esiguo per poter essere cartografate separatamente.

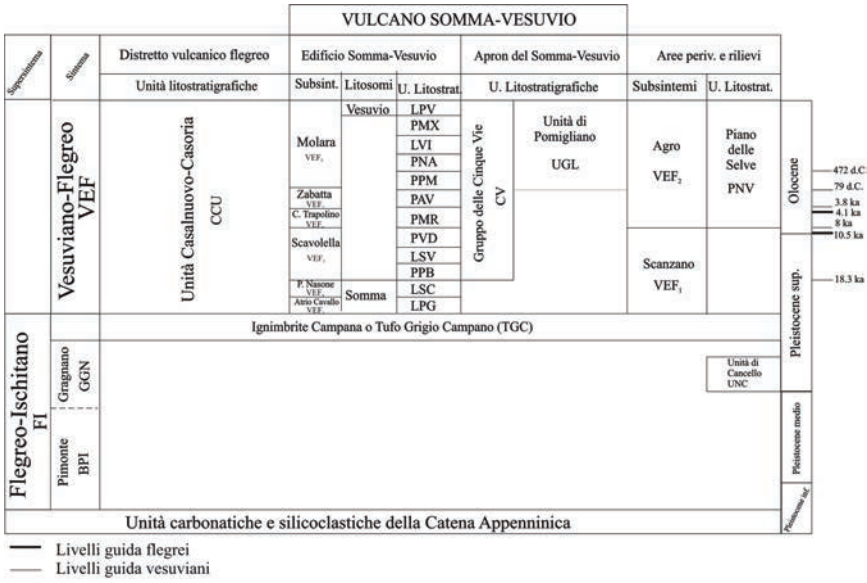


Fig. 14 - *Schema dei rapporti stratigrafici tra le formazioni e le unità sintemiche dei depositi vulcanici e clastici quaternari.*

4. - SUPERSINTEMA FLEGREO-ISCHITANO (**FI**)

Il supersintema Flegreo-Ischitano racchiude tutti i depositi di riempimento del Graben Campano, compresi tra il tetto del substrato carbonatico e la discontinuità al tetto dell'Ignimbrite Campana. La superficie di discontinuità che lo separa dal sovrastante sintema Vesuviano-Flegreo è individuabile a livello bacinale, e corrisponde ad una estesa superficie di erosione e/o di non deposizione (palaeosuolo) sviluppata al tetto dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano Auctt. § 4.3). Questa superficie è visibile sia in affioramento che ricostruibile attraverso l'analisi delle perforazioni. Nel contiguo Foglio 466 Sorrento, il supersintema Flegreo-Ischitano è stato ulteriormente suddiviso in due sintemi (sintema di Pimonte e sintema di Gragnano). Questa suddivisione non è applicabile agli affioramenti nell'area del Foglio Ercolano, ma la correlazione con le unità presenti è comunque riportata in Figura 14.

4.1. - Detriti di falda (**FI$_{a3}$**)

Questi depositi sono formati da brecce carbonatiche cementate da stratificate a caotiche, talora in matrice sabbiosa o limosa, con scarsa o assente componente

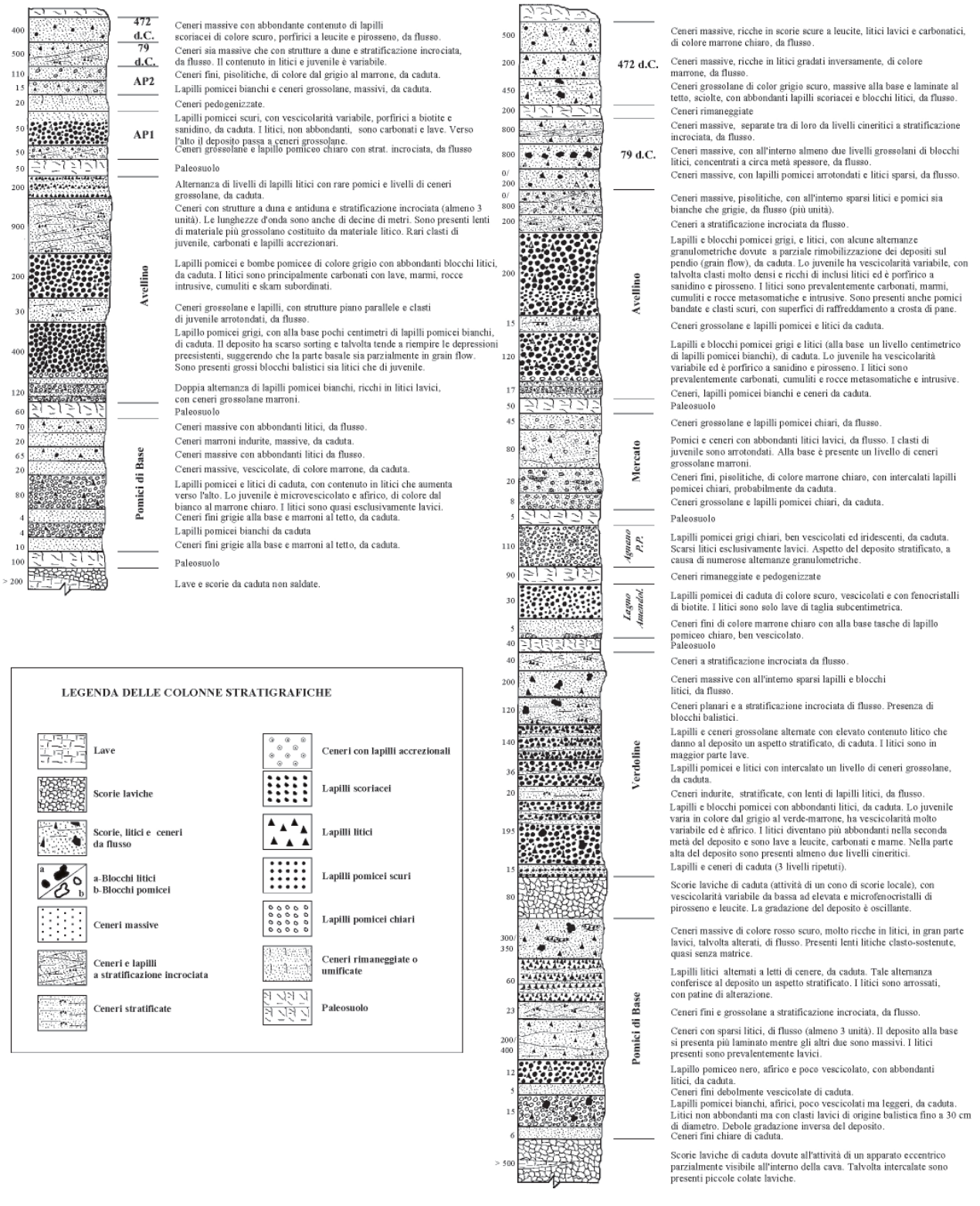


Fig. 12 - *Colonne stratigrafiche DR49 e DR25, ubicate rispettivamente presso le cave dismesse di S. Vito e di Pollena. Spessori non in scala. I numeri si riferiscono agli spessori in cm.*

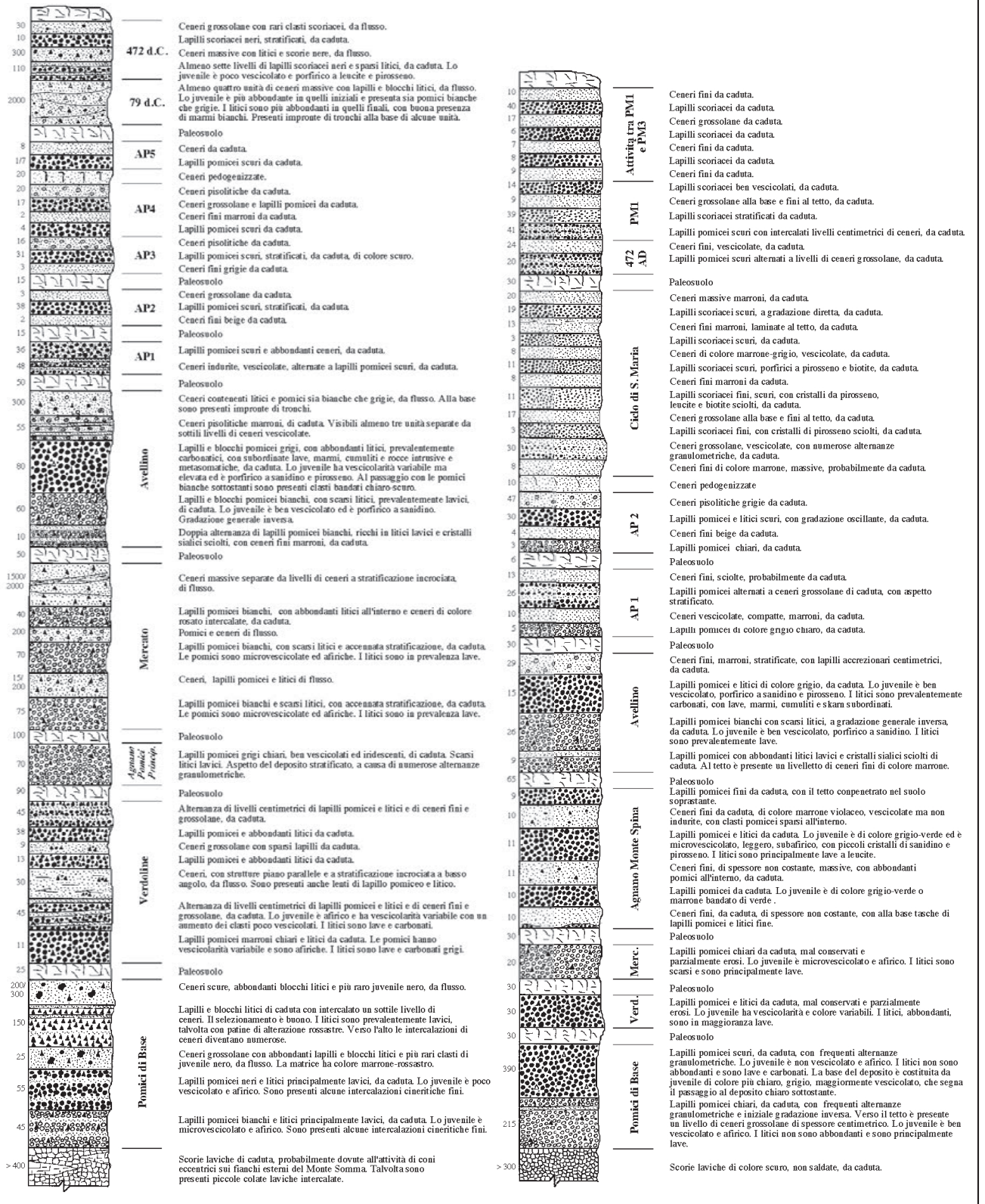


Fig. 13 - *Colonne stratigrafiche DR13 e DR11, ubicate rispettivamente presso le Cava Traianello e il Vallone Mazzamei. Spessori non in scala espressi in cm.*

vulcanoclastica. Rappresentano più generazioni di detriti di versante e sono più antiche della deposizione dell'Ignimbrite Campana (**TGC**). Corrispondono proparte ai sintemi di Pimonte e di Gragnano del Foglio 466 - Sorrento. Localmente i depositi raggiungono anche lo spessore di 10-12 m.

Età: Pleistocene inferiore (?) - Pleistocene superiore (?).

4.2. - UNITÀ DI CANCELLO (**UNC**)

I depositi di questa formazione sono presenti nella parte nord del Foglio, lungo la dorsale montuosa della collina di Cancello fino all'altezza della località di Castel Fellino. Buone esposizioni si trovano in numerose cave di inerti aperte al piede dei suddetti rilievi, tra le quote di 50 e 150 m s.l.m. Studi parziali su questi depositi sono stati effettuati da ROMANO *et alii* (1994). La formazione è stata interpretata come depostasi in ambiente marino di spiaggia e retrospiaggia che passa a falesia nella parte sotto monte. Questa unità è ribassata da faglie dirette con direzione circa N110. Lo spessore totale non supera i 10 m.

Nella parte bassa dell'unità è riconoscibile a luoghi un deposito di ghiaie e ciottoli ben arrotondati in cui si riconoscono fori di organismi litofagi, poggiante direttamente sul substrato carbonatico. I depositi più frequenti sono sabbie carbonatiche ben selezionate, a volte cementate, con poche strutture sedimentarie conservate, costituite da rari festoni e stratificazioni planari, che si intercalano verso monte a brecce cementate. I depositi sabbiosi sono privi di macrofossili. Nella zona tipo di Cancello, nella parte basale dell'affioramento, sono stati trovati resti di Ammonia, Elphidium e chele di crostacei. Intercalato alle sabbie è presente un livello di ceneri vulcaniche di colore giallastro, zeolitizzato, ricco in pomici spesso alterate e cristalli di sanidino, pirosseno e anfibolo, con spessori anche di 20-30 cm, che costituisce un buon marker stratigrafico di riferimento. Tale livello è infatti probabilmente affiorante in altre zone dell'Italia meridionale, quali Punta Licosa (CINQUE *et alii*, 1997) e Maratea (CAROBENE & DAI PRA, 1991). Lo stesso è presente anche nelle dune eoliche "Tirreniane" di Palinuro (J. KELLER com. pers.). Sulla base dei dati di letteratura esistenti sul resto del bacino (ROMANO *et alii*, 1994; BARRA *et alii*, 1991) è possibile ipotizzare un'età Tirreniana classica (ca. 125 ka, *stage* isotopico 5e) per la base marina di questa unità.

Età: Pleistocene superiore (?)

4.3. - TUFO GRIGIO CAMPANO O IGNIMBRITE CAMPANA *AUCTT.* (**TGC**)

I depositi collegati all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (39,28 +_0,11 ka; DE VIVO *et alii*, 2001) costituiscono il livello guida principale all'interno della stratigrafia della Piana Campana, essendo distribuiti su tutta la sua estensione con spes-

sori di decine di metri (Barberi *et alii*, 1978; Ortolani & Aprile, 1985; Rosi & Sbrana, 1987; Bellucci, 1994; Romano *et alii*, 1994). I prodotti dell'Ignimbrite Campana costituiscono anche un importante marker extra regionale, ben riconoscibile ad esempio nelle carote marine del Mediterraneo centro-orientale (Keller *et alii*, 1978; Sparks & Huang, 1980; Paterne *et alii*, 1986; 1988; Vezzoli, 1991).

Nell'area indagata gli affioramenti dell'Ignimbrite Campana sono relativamente scarsi e confinati all'imbocco delle valli appenniniche e in alcune cave della zona settentrionale. Il tetto di tali depositi è invece quasi sempre raggiunto dai sondaggi geognostici utilizzati per la ricostruzione stratigrafica della piana, permettendo la rappresentazione di questa superficie tramite isobate.

I depositi dell'Ignimbrite Campana sono formati da un livello basale di caduta costituito da pomici di colore chiaro con sfumature rosacee, di composizione trachitica, ben vescicolato, iridescente e poco porfirico con cristalli di sanidino e pirosseno. Il volume maggiore del deposito è però composto da banchi cineritici con all'interno lapilli pomicei chiari e scorie juvenili di colore scuro, talvolta con strutture a fiamma, rappresentante la fase di messa in posto di grossi flussi ignimbritici (Barberi *et alii*, 1978; Rosi & Sbrana, 1987). All'interno del deposito cineritico sono presenti anche litici lavici e cristalli sialici, prevalentemente di sanidino. I depositi cineritici si presentano spesso in facies saldata e sono di colore marrone chiaro. La composizione chimica varia da trachiti a trachiti fonolitiche iperalcaline (Rosi & Sbrana, 1987).

5. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (**VEF**)

Il sintema Vesuviano-Flegreo è definito alla base dalla superficie di erosione e/o di non deposizione (palaeosuolo) presente al tetto della formazione dell'Ignimbrite Campana (**TGC**, 39 ka) e a tetto dalla superficie topografica attuale. Il sintema Vesuviano-Flegreo comprende otto subsintemi (cfr. § 5.). La descrizione delle diverse unità segue lo schema di Figura 14.

5.1. - Aree perivulcaniche e rilievi

5.1.1. - *subsintema Scanzano* (**VEF$_1$**)

Il subsintema Scanzano comprende i depositi alluvionali di piana e di conoide formatisi nell'intervallo temporale tra la deposizione dell'Ignimbrite Campana (39 ka) e delle Pomici Principali di Agnano (12,4 cal ka). Esso è compreso tra la

superficie erosiva e/o di non deposizione al tetto dell'Ignimbrite Campana (**TGC**) e la discontinuità erosiva e/o di non deposizione (paleosuolo) riconosciuta alla transizione tra Pleistocene superiore e Olocene (Età: tra 39 e 12,4 ka).

Le litologie presenti sono essenzialmente due, una dominata da materiale carbonatico e l'altra da materiale piroclastico. Ai fini cartografici sono stati distinti: depositi di conoidi alluvionali misti con alimentazione prevalente vulcanoclastica o carbonatoclastica e ghiaie carbonatiche fluviali (**VEF$_{1b}$**). Queste ultime sono terrazzate e presenti nelle valli dei torrenti Clanio e Acquaserta e del Lagno di Sasso, nella parte nord-orientale del Foglio. I depositi, formati da clasti poco arrotondati, sono prevalentemente clasto-sostenuti e possono essere privi di matrice o con una matrice variabile nel contenuto di materiale piroclastico. Nella valle del Lagno di Trulo i depositi vulcanoclastici sono prevalenti. Dove osservabile, la base poggia direttamente sul substrato carbonatico o sull'Ignimbrite Campana. Questi depositi, nelle rispettive valli, formano un unico terrazzo il cui top è ricoperto, in parte, dall'unità di Piano delle Selve (§ 5.1.2.1). La superficie sommitale di questi depositi si raccorda senza soluzioni di continuità con i depositi dei conoidi alluvionali. Tra i conoidi alluvionali una particolare tipologia è rappresentata da conoidi formati dalla mobilizzazione e accumulo di grosse quantità di materiale vulcanoclastico. Questi depositi si rinvengono essenzialmente sui lati della valle del Lagno di Quindici ed in sinistra orografica della valle dei Torrenti Clanio-Acqualonga. La maggior parte delle litofacies presenti in questi conoidi sono originate da flussi iperconcentrati (*sensu* Smith 1986; 1987) sia sabbiosi a stratificazione piano parallela o a basso angolo che ghiaiosi privi di stratificazione mentre subordinati sono i depositi massivi *matrix-supported* tipo *debris flows* (Zanchetta *et alii*, 2004). Questi conoidi sono formati dalla successiva aggradazione di corpi vulcanoclastici originati dalla rimobilizzazione di depositi piroclastici differenti con età compresa tra circa 39 ka (Ignimbrite Campana) a 13,3 cal ka (Lagno Amendolare).

I conoidi di deiezione oggi non più attivi, a prevalente componente carbonatoclastica, sono i grandi conoidi di Avella, Quadrelle, Roccarainola e Sasso, nelle valli dei torrenti Clanio e Acqualonga. Essi sono formati prevalentemente da depositi ghiaiosi carbonatici clasto sostenuti, con o senza matrice originati da flussi trattivi. Quando presente la matrice è spesso ricca di materiale vulcanoclastico.

Tra i conoidi meno estesi che formano fasce coalescenti al piede dei versanti montuosi sono, invece, frequenti i depositi a matrice sostenuta, con matrice ricca in materiale vulcanico sia cineritico che pomiceo e variabile quantità di clasti carbonatici (*debris flows*). Depositi vulcanici in posto sono stati rinvenuti intercalati ai depositi di conoide in più parti, soprattutto nella zona di Sarno e Lavorate. Tali depositi possono poggiare su paleosuoli poco sviluppati o, in alcuni casi, direttamente sulle ghiaie.

5.1.2. - *subsintema Agro nocerino sarnese* (**VEF$_2$**)

Il subsintema Agro è compreso tra la superficie di erosione e/o non deposizione che interessa il tetto del sottostante subsintema Scanzano e la superficie topografica attuale. Esso include i depositi piroclastici distali e medio distali del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei, i depositi vulcanoclastici presenti nelle tre piane alluvionali (cfr. § 2.2, 2.3 e 2.4), i sistemi di conoide alluvionale, e i depositi dell'unità di Piano delle Selve (età: Olocene).

Le conoidi alluvionali spesso si sovrappongono alla parte distale dei corpi di conoide più antichi. Litologicamente comprendono ghiaie e ghiaie sabbiose sia carbonatiche che vulcanoclastiche (**VEF$_{2b}$**). Sono frequenti i depositi di *debris flows* spesso formati da depositi vulcanoclastici monogenici legati ad un ben preciso evento eruttivo. Nella zona di Sarno sono frequenti quelli legati all'eruzione del 1631 d.C. mentre nella valle del Clanio e nella zona di Cancello sono frequenti quelli legati all'eruzione di Avellino. Queste conoidi sono ricorrentemente interessate dalla deposizione di colate di fango e detrito (**b$_4$**) come nel caso dell'evento del maggio 1998. Tali depositi sono generalmente matrice-sostenuti, a prevalente componente vulcanoclastica, ma talvolta ricchi in clasti carbonatici, e si distinguono da quelli legati ad un evento eruttivo ben preciso per la presenza di pomici e scorie poligeniche.

Piana di Acerra-Nola. I depositi superficiali della piana di Acerra-Nola fanno parte di una piana alluvionale sviluppata dopo la deposizione dell'Ignimbrite Campana. La parte superficiale è formata prevalentemente da depositi fini (limosi e/o limoso sabbiosi) prevalentemente vulcanoclastici di piana di esondazione (**VEF$_{2b}$**) intercalati a volte a depositi palustri e livelli di travertino, legati, questi ultimi, alla presenza di alcune sorgenti minerali. Sono anche frequenti depositi piroclastici da caduta (Agnano Monte Spina, Avellino e Pollena) spesso poggianti su suoli più o meno sviluppati con granulometria sabbioso limosa e di colore scuro per la presenza di abbondante materia organica. Materiale clastico carbonatico grossolano è presente nelle zone vicine ai contrafforti e nelle aree di passaggio tra la pianura in s.s. e le valli del Lagno di Quindici e del Clanio-Acquaserta e relativi affluenti.

Piana del fiume Sebeto. I depositi superficiali della piana del Fiume Sebeto fanno parte di una piana alluvionale sviluppata dopo la deposizione dell'Ignimbrite Campana in parte controllata dalla risalita del livello del mare durante la trasgressione Versiliana.

I depositi superficiali cartografati presenti nel settore del Foglio Ercolano sono principalmente formati da alternanze centimetriche di limi e limi sabbiosi vulcanoclastici di piana di esondazione (**VEF$_{2b}$**) con livelli fangosi più o meno

massivi talvolta con molluschi dulcicoli indicanti la presenza di un ambiente palustre. Localmente sono presenti anche livelli torbosi.

Piana del fiume Sarno. In questa piana sono distinguibili due gruppi di depositi superficiali. L'attività fluviale recente è oggi ristretta lungo il corso attuale del Fiume Sarno dove sono stati distinti i depositi alluvionali recenti sabbiosi e limoso-sabbiosi vulcanoclastici di ambiente fluviale (principalmente di canale fluviale e, subordinatamente, di piana alluvionale, **VEF_{2b}**) del fiume Sarno. Materiale clastico carbonatico può essere presente nelle vicinanze dei contrafforti appenninici. Si distinguono inoltre peliti e sabbie limose vulcanoclastiche, talora ricche di componente organica che a tratti passano a veri e propri livelli torbosi prevalentemente di ambiente palustre (**VEF_{2e3}**). Sono anche presenti frequenti paleosuoli idromorfi e livelli di piroclastiti da caduta delle eruzioni post- 79 d.C. (Eruzioni di Pollena e del 1631 d.C). Nell'area sarnese, in corrisponenza di grandi sorgenti carsiche, sono presenti sottili intercalazioni di travertini fitoermali teneri (**VEF_{f1}**).

5.1.2.1. - unità di Piano delle Selve (**PNV**)

Questa unità è costituita da alternanze di depositi detritico-colluviali ricchi di materiale vulcanoclastico, a volte pedogenizzati, e depositi piroclastici da caduta. Essa è una delle più estese cartograficamente, mantellando gran parte dei rilievi appenninici nella zona nord-orientale del Foglio e i depositi quaternari pre-Olocenici tra cui le unità colluviali più antiche (non cartografabili). Al suo interno sono presenti i depositi di eruzioni flegree (principalmente Agnano Pomici Principali e Agnano Monte Spina) e vesuviane (Mercato, Avellino, Pollena e 1631). Lo spessore dell'unità è fortemente controllato dagli assi di dispersione delle eruzioni esplosive sopra elencate. Cronologicamente è posteriore alle unità del Pleistocene superiore (Di Vito *et alii*, 1998a) ed è ancora in evoluzione.

I depositi detritico-colluviali di questa unità sono caratterizzati da sabbie e sabbie-limose con abbondante materiale vulcanoclastico e subordinati clasti carbonatici a volte della taglia dei blocchi. Sono presenti anche paleosuoli con orizzonti ricchi in materia organica di colore scuro. I livelli piroclastici presenti all'interno dell'unità non sono sempre gli stessi. In particolare nella zona nord le due eruzioni più importanti sono quelle di Agnano Monte Spina e di Avellino. Verso est i depositi piroclastici più frequenti sono invece Mercato ed Avellino. Si rinvengono subordinatamente depositi di Agnano Pomici Principali, di Pompei, del 472 d.C e del 1631 d.C. Verso sud-est l'unità appare meno spessa e si segnala principalmente la presenza dei depositi di Mercato.

Età: Olocene-Attuale

5.2. - *Apron* del Somma-Vesuvio

5.2.1. - *gruppo delle Cinque Vie* (**CV**)

Il gruppo in esame comprende i depositi da caduta dalle pomici di base fino al 1906 d.C. L'uso di tale gruppo si è reso necessario in quanto, nel settore compreso tra i paesi di Ottaviano, S. Giuseppe Vesuviano e Palma Campania, sono presenti spesse successioni di depositi da caduta appartenenti principalmente alle eruzioni delle pomici di base, verdoline, Mercato e Avellino, che risultano difficilmente cartografabili singolarmente a causa della discontinuità con cui affiorano i depositi delle singole formazioni.

Dove cartografato, questo gruppo assume quindi il significato di una zona interessata negli ultimi 22.000 anni prevalentemente dalla deposizione di prodotti da caduta, a causa dell'azione combinata del profilo dei venti dominanti e della morfologia dell'apparato vulcanico. Per la descrizione dei depositi si rimanda alla parte riguardante le singole formazioni. Geometricamente e stratigraficamente questo gruppo fa parte dell'*apron* del Somma-Vesuvio, rappresentendono un settore in cui affiorano solo i depositi da caduta e non i prodotti di rimaneggiamento degli stessi.

Età compresa tra circa 18 ka BP (22 cal ka BP) e il 1906 d.C..

5.2.2. -*unità di Pomigliano* (**UGL**)

I depositi superficiali della fascia di raccordo tra la piana e le pendici dell'apparato vulcanico, chiamato *apron* del Somma-Vesuvio, sono stati raggruppati in un'unica unità che, stratigraficamente, corrisponde, sull'apparato vulcanico al subsintema Molara (§ 5.3.6). L'unità è formata prevalentemente da ghiaie e sabbie e sabbie siltose vulcanoclastiche (pomici e ceneri miste a litici lavici a volte della dimensione dei blocchi e massi). Frequenti sono i depositi matrice-sostenuti con blocchi litici, principalmente lavici, sparsi nella matrice (depositi da *debris flow*). Il loro colore è generalmente scuro, dal grigio al nero. La matrice è spesso indurita e vescicolata. Depositi più selezionati, spesso a granulometria più fine, con stratificazione piano parallela o a basso angolo, sono stati interpretati come originati da flussi iperconcentrati. Gran parte di questi depositi sono stati originati dallo smantellamento di depositi piroclastici messi in posto successivamente all'eruzione di Pompei, di Pollena, del 1631 d.C. e, in alcuni casi, anche dall'attività vulcanica più recente. Sempre nella porzione superficiale si possono riconoscere alcuni depositi piroclastici in posto, spesso poggianti su paleosuoli. Nella

zona orientale del vulcano sono presenti al tetto, in maniera discontinua, i depositi di caduta del 1906 e del 1944. Gli spessori massimi misurati di questa unità sono dell'ordine di 15-20 m.

Età: post 79 d.C.-Attuale.

5.3. - Edificio Somma-Vesuvio

5.3.1. - *subsintema Atrio del Cavallo* (**VEF$_3$**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di erosione e/o di non deposizione presente al tetto dell'Ignimbrite Campana e la discontinuità alla base delle lave e scorie dei Cognoli (§5.3.2.1), ben visibile nella zona dell'Atrio del Cavallo, lungo il margine interno della caldera del Monte Somma. Il subsintema contiene i depositi delle lave e piroclastiti della Valle del Gigante.

5.3.1.1. - lave e piroclastiti della Valle del Gigante (**LPG**)

I depositi di questa formazione costituiscono la parte basale della parete calderica del Monte Somma per più di metà della sua estensione. I depositi sono principalmente lave e scorie da caduta coperte da una patina che conferisce agli affioramenti un colore marrone-rossastro. Nella zona di Punta del Nasone, dove si ispessisce fin oltre i 100 m, questa formazione è costituita da depositi cineritici da flusso piroclastico contenenti abbondanti litici lavici, separati e intercalati tra loro da banchi di ceneri a stratificazione sia incrociata che parallela. La sommità di questa formazione è marcata da una superficie arcuata, mostrante segni di incisione in più punti, che dai Cognoli di Trocchia raggiunge la sua massima altezza sotto Punta del Nasone per poi scomparire all'altezza dei Cognoli di Ottaviano.

Età compresa tra 39,3 ka e18,3 ka BP (22 cal ka BP)

5.3.2. - *subsintema Punta del Nasone* (**VEF$_4$**)

Il subsintema è compreso tra la discordanza presente al tetto delle lave e piroclastiti della Valle del Gigante, osservabile sulla parete calderica del Monte Somma e quella al tetto del paleosuolo sottostante i depositi delle pomici di base.

5.3.2.1. - lave e scorie dei Cognoli (**LSC**)

In questa formazione sono state distinte tre litofacies di seguito descritte.

Colate laviche (**LSC$_a$**). Questa litofacies comprende le colate laviche che si alternano a depositi piroclastici connessi ad una attività esplosiva di bassa energia (scorie piroclastiche, litofacies **LSC$_b$**). La litofacies **LSC$_a$** è estesamente presente nel settore calderico orientale, vicino ai Cognoli di Ottaviano, dove costituisce gran parte della successione visibile. Elemento caratteristico sono le fitte alternanze di piccole colate laviche sub-parallele e depositi di caduta scoriacei dovuti ad attività stromboliana. Al suo interno e alla sommità sono spesso visibili i depositi di scorie saldate della litofacies **LSC$_c$**. La litofacies **LSC$_a$** affiora anche nella parte esterna delle pendici del Monte Somma, all'interno delle incisioni vallive.

Depositi appartenenti a questa litofacies sono visibili anche ai piedi delle pendici del vulcano o nella zona di piana circostante lo stesso, come ad esempio alla sezione DR7 (Cava Iervolino, Fig. 11), o a Pompei sotto il teatro (nel Foglio 466 - Sorrento).

Depositi di scorie piroclastiche (**LSC$_b$**). Questa litofacies è formata da una spessa sequenza di depositi prevalentemente piroclastici affiorante lungo la parete del Monte Somma. Sono depositi di piroclastiti da caduta formati da scorie a leucite con intercalate sottili colate laviche. Tali depositi hanno uno spessore totale inferiore ai 50 m, ad eccezione della sezione di scarpata calderica del Canale dell'Arena, dove si raggiungono anche spessori superiori.

Coni di scorie saldate (**LSC$_c$**). Questa litofacies contraddistingue depositi di scorie saldate legate ad attività stromboliana e di fontanamento sia centrale che eccentrica. Tali depositi sono presenti principalmente verso la parte alta della parete calderica attuale del Monte Somma, talvolta intercalati ai depositi delle litofacies **LSC$_a$** e **LSC$_b$**. I depositi sono spessi qualche decina di metri e sono caratteristici per il loro colore rossastro e l'eterogeneità granulometrica. Sono presenti abbondanti litici lavici. A tratti i depositi presentano strutture reomorfiche dovute alla plasticità dei prodotti al momento della loro messa in posto. La matrice presente tra i clasti è grossolana ed abbondante. Sono inoltre intercalate colate laviche senza radici, derivanti dalla coalescenza e colamento delle scorie depositate ad alta temperatura.

Presso la Punta del Nasone e i Cognoli di Ottaviano i depositi di questa litofacies costituiscono la parte più alta della scarpata e sono seguiti da colate laviche. Essi si possono seguire anche sui fianchi esterni del Monte Somma, a partire da quote intorno ai 700-800 m lungo una fascia quasi continua.

La composizione dell'unità è molto variabile: da tefriti-fonolitiche leucitiche a fonoliti-tefritiche, da K-latiti a K-basalti.

Età compresa tra circa 39 ka e 18,3 ka (22 cal ka BP)

5.3.3. - *subsintema Scavolella* (**VEF$_5$**)

Esso è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente sotto i depositi dell'eruzione delle Pomici di Base e quella al tetto del paleosuolo sottostante i depositi dell'eruzione di Mercato. Il subsintema contiene i depositi delle Pomici di Base, delle Lave e Scorie del Vallone S. Severino e delle Pomici Verdoline. Il subsintema contiene inoltre i depositi, non cartografabili, di un'eruzione vesuviana a modesta dispersione e magnitudo (VM1), nonché i depositi di caduta di tre eruzioni flegree (Lagno Amendolare, GM1 e Agnano Pomici Principali).

5.3.3.1.- pomici di base (**PPB**)

La formazione comprende i prodotti dell'eruzione pliniana delle Pomici di Base (Delibrias *et alii*, 1979; Santacroce, 1987; Bertagnini *et alii*, 1998).

Bertagnini *et alii* (1998) hanno suddiviso i depositi dell'eruzione in un membro inferiore ed in un membro superiore, rappresentanti rispettivamente la fase pliniana e quella freatomagmatica. All'interno di queste due fasi principali sono state individuate 6 Unità Eruttive (Fig. 15). I prodotti di questa eruzione sono ampiamente dispersi sull'apparato vulcanico e costituiscono anche un livello guida nella stratigrafia della piana e delle fasce pedemontane.

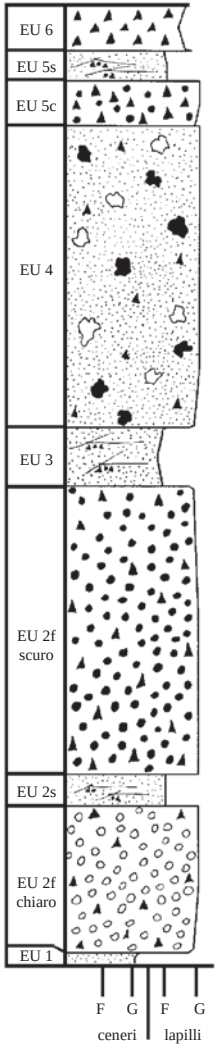
I prodotti di questa eruzione sono stati suddivisi in tre litofacies parzialmente eteropiche: depositi da caduta (**PPB$_a$**), depositi di flusso (**PPB$_c$**) e uno spesso deposito con blocchi litici di dimensioni metriche (**PPB$_b$**), affiorante nel settore nord-occidentale del vulcano, dove raggiunge spessori di decine di metri.

Depositi da caduta (**PPB$_a$**). Questa litofacies è presente in quasi tutte le Unità Eruttive, sebbene quella cartografata appartiene alla fase pliniana dell'eruzione (EU2; Fig. 15).

I depositi dell'EU1 sono rappresentati da ceneri fini e lapilli pomicei chiari, dispersi prevalentemente verso ovest (Bertagnini *et alii*, 1998). I litici sono abbondanti, raggiungendo il 44% in peso del deposito e sono costituiti prevalentemente da carbonati. Molti clasti carbonatici si trovano anche inclusi all'interno dei clasti pomicei.

La successiva fase pliniana (EU2) è caratterizzata da un brusco cambio di colore dei clasti juvenili, con una parte iniziale costituita da pomici bianche, di composizione trachitica (EU2f-chiaro) e una finale a pomici nere, di composizione latitica (EU2f-scuro), separate da un livello transizionale costituito da pomici grigie (Fig. 15). L'intera sequenza deposizionale non mostra segni di intercalazioni di flussi piroclastici nelle zone prossimali, eccetto per un piccolo deposito di *surge* piroclastico all'interno dell'EU2 (EU2s; Fig. 15). Gli spessori massimi riscontrati superano i 5 m ad una distanza di circa 7 km dal vulcano (sezione DR 7, Fig. 11).

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DELLA FORMAZIONE DELLE POMICI DI BASE



Lapilli prevalentemente litici da caduta

Ceneri e lapilli a stratificazione incrociata con intercalati livelli cineritici fini, pisolitici, da flusso

Lapilli ricchi in blocchi litici da caduta

Ceneri e lapilli litici arricchiti in blocchi, da flusso

Livelli di ceneri e lapilli a stratificazione incrociata, da flusso, alternati con livelli cineritici o di lapilli, da caduta

Livelli pomicei e scoriacei neri, afirici, con litici lavici e carbonatici, da caduta

Ceneri e lapilli a statificazione incrociata, da flusso

Lapilli pomicei chiari, afirici, gradati inversi alla base, con scarsi litici lavici, da caduta

Ceneri fini, grigio chiare, con lapilli fini al centro, da caduta

Fig. 15- *Successione stratigrafica ricostruita della formazione delle pomici di base (da* Bretagnini et alii, *1998, modificata). I depositi da flusso piroclastico (litofacies* ***PPB$_c$****) e quelli da caduta (litofacies* ***PPB$_a$****) sono stati cartografati separatamente. L'unità di flusso EU4 corrisponde alla litofacies* ***PPB$_b$*** *della carta.*

L'EU2f-chiaro è formata da lapilli pomicei di colore chiaro, subafirici, con piccoli cristalli di sanidino, plagioclasio, clinopirosseno, anfibolo e scarsa biotite. I litici non sono abbondanti e sono costituiti principalmente da lave a leucite e scorie laviche, con quantità minori di cumuliti. Sono presenti anche clasti di juvenile non vescicolato di colore grigio. Progressivamente questa unità eruttiva mostra un graduale cambio di colore del materiale juvenile, che passa da pomici grigio-verdi alla base a pomici scoriacee, microvescicolate, grigie, al tetto. Sono presenti anche pomici bandate.

Il deposito dell'unità eruttiva EU2f-scuro è formato da pomici scoriacee nere, afiriche, poco vescicolate, specialmente nelle parti alte della sequenza. I litici non sono abbondanti e sono formati principalmente da lave e rare cumuliti.

Il deposito dell'EU2f-chiaro mostra una gradazione inversa ed è complessivamente più grossolano dei prodotti dell'EU2f-scuro. In entrambi i livelli il selezionamento è buono.

Sono inclusi in questa litofacies anche i depositi di lapilli litici di caduta della fase freatomagmatica dell'eruzione (EU5-EU6; Fig. 15), affioranti soprattutto nel settore nord orientale del vulcano. Si tratta di livelli composti quasi esclusivamente di frammenti litici di origine lavica, spesso con patine di alterazione di colore rosso-giallastro. Gli spessori massimi sono dell'ordine di qualche decina di centimetri.

Depositi da flusso piroclastico ricco in litici (**PPB_b**). Questa litofacies è costituita da uno spesso deposito da flusso ricco in litici, affiorante in una ristretta zona dell'apparato vulcanico a monte dei paesi di S. Sebastiano e Pollena (EU4; Fig. 15). Il deposito è matrice-sostenuto, molto ricco in blocchi litici, spesso con spigoli angolosi, di taglie variabili, da centimetriche a metriche, formati quasi esclusivamente da lave (Bertagnini *et alii*, 1998). Molti clasti presentano segni di alterazione, sia superficiale che interna. La presenza di materiale juvenile è dubbia e in ogni caso molto scarsa. La matrice risulta essere sciolta e di colore marrone-violaceo. Gli spessori massimi raggiungono anche i 70-80 metri nelle vicinanze del Fosso della Vetrana ma diminuiscono rapidamente verso valle, formando una struttura a cuneo su cui si appoggiano i depositi delle successive eruzioni (Andronico *et alii*, 1996).

Depositi da flusso piroclastico (**PPB_c**). Questa litofacies è formata principalmente dai prodotti della fase freatomagmatica dell'eruzione (Membro Superiore di Bertagnini *et alii*, 1998), rappresentati dalle Unità Eruttive 3 e 5 di Figura 15. Sono presenti sia depositi da *surge* che da colata piroclastica, talvolta intercalati da livelli di caduta ricchi in litici. Entrambe le tipologie sono formate da ceneri fini e grossolane di colore grigio-marrone, talvolta coesive, con grande abbondanza di lapilli e blocchi litici e scarso juvenile. Livelli di ceneri fini, di colore grigio-marrone, con lapilli accrezionali, sono intercalati a varie altezze nella sequenza. Il materiale juvenile è costituito da lapilli scoriacei di colore nero, poco vescicolati, con scarsi cristalli di pirosseno, biotite e plagioclasio. I litici sono rappresentati

principalmente da lave a leucite con subordinati carbonati e rocce intrusive con alterazione idrotermale. In particolare, la presenza di queste due ultime tipologie di litici, assenti nel deposito da caduta pliniano, suggerisce una calderizzazione a spese della parte superficiale dell'apparato vulcanico con il coinvolgimento del sistema idrotermale.

I prodotti inclusi in questa litofacies affiorano esclusivamente sulle pendici del Monte Somma, particolarmente nel settore nord.

La composizione delle pomici di base varia da trachitica a latitica.

Dati recenti di ^{14}C ottenuti su paleosuoli al di sotto dei depositi dell'eruzione hanno portato ad un sensibile invecchiamento dell'età di questo evento, passando dai 17.000 ^{14}C a BP riportati da Santacroce (1987) ai 18.300±180 ^{14}C a BP di Andronico *et alii* (1995) che ben si accordano con quanto ottenuto da Bertagnini *et alii* (1998) (18.750±420 e 19.170±420 ^{14}C a BP). Prendendo come riferimento l'età riportata da Andronico *et alii* (1995), riportata in Legenda, l'età calendario delle pomici di base risulta essere di 22.030±250 cal a BP (Santacroce *et alii*, 2008).

5.3.3.2. - lave e scorie del Vallone S. Severino (**LSV**)

I depositi di questa formazione derivano da una attività effusiva ed esplosiva di bassa energia verificatasi nell'intervallo temporale tra le eruzioni delle pomici di base e delle pomici verdoline. Tale attività sembra concentrata lungo due grossi allineamenti vulcano-tettonici, quello di Pollena Trocchia-Casalnuovo, in direzione nord-ovest, e quello di Ottaviano-Palma Campania in direzione nord-est. Al suo interno sono state distinte due litofacies di seguito descritte:

Colata laviche (**LSV_a**). Appartengono a questa litofacies le colate laviche presenti in zone ristrette dei settori nord-occidentale e nord-orientale del Monte Somma, principalmente nel Lagno di Pollena (sezione DR25, Fig. 12) e il Vallone dello Zennillo. Nella prima località, all'interno della cava omonima è presente una sottile colata lavica che ricopre i depositi dell'eruzione delle pomici di base. Litologicamente queste colate laviche sono spesso costituite da forme sferoidali, coalescenti, con sfaldature superficiali tipo guscio di cipolla. Generalmente sono afiriche e poco vescicolate. La composizione chimica è generalmente latitica.

Depositi di scorie piroclastiche (**LSV_b**). Questa litofacies è ampiamente eteropica alla litofacies **LSV_a**. All'interno della cava di Pollena (sezione DR25, Fig. 11 e 12), sono presenti depositi di lapilli e blocchi scoriacei di colore nero, probabilmente di caduta, da moderatamente a ben vescicolati, poco porfirici a pirosseno e leucite. I prodotti presenti lungo il Vallone S. Severino-Zennillo sono invece formati generalmente da scorie di colore rossastro, ben vescicolate e afiriche, spesso formanti accumuli di materiale sciolto. La composizione chimica è latitica.

Età compresa tra 18,3 ka e 16,1 ka (età calibrate 22.030 ± 250 e 19.300 ± 150 a BP).

5.3.3.3. - pomici verdoline (**PVD**)

La formazione in esame comprende i depositi dell'eruzione delle Pomici Verdoline (Delibrias *et alii*, 1979; Santacroce, 1987; Cioni *et alii*, 2003b) ed è stata suddivisa ai fini cartografici in due litofacies: depositi pomicei da caduta (**PVD_a**) e quelli prevalentemente cineritici da flusso (**PVD_b**). La Figura 16 riporta la stratigrafia generale dell'eruzione. I depositi di questa formazione sono stati cartografati quasi esclusivamente sulle pendici del Monte Somma, tra le zone a monte dei paesi di S. Sebastiano e di S. Giuseppe Vesuviano. In queste zone gli affioramenti sono numerosi e hanno permesso una accurata ricostruzione della sequenza stratigrafica.

Cioni *et alii* (2003b), sulla base di una accurata ricostruzione stratigrafica e sedimentologica hanno attribuito questa eruzione ad un evento subpliniano, ridimensionando l'evento rispetto all'attribuzione ad una pliniana suggerita da Arnò *et alii* (1987). I depositi delle pomici verdoline sono un livello guida anche per quanto riguarda la stratigrafia delle zone pedemontane della parte nord orientale del Foglio. Al suo interno sono state distinte due litofacies di seguito descritte:

Depositi pomicei da caduta (**PVD_a**). Appartengono a questa litofacies i depositi della fase iniziale dell'eruzione e i livelli di lapilli pomicei e litici intercalati ai flussi piroclastici della parte alta della successione (EU1, 2, 3, 5 e 7, Fig. 16). Gli affioramenti di questa litofacies sono abbondanti sulle pendici del Monte Somma.

Alla base della sequenza stratigrafica è presente un livello di ceneri grossolane miste a lapilli (EU1), affiorante solo sulle pendici del Somma, nella zona compresa tra Pollena-Trocchia e S. Anastasia.

Il deposito da caduta successivo può essere diviso in un banco iniziale più grossolano (EU2), formato da lapilli pomicei grigi, seguito da una fitta alternanza di livelli di lapilli e ceneri (EU3, Fig. 16).

Il banco basale ha i massimi spessori nella zona a monte dei paesi di S. Sebastiano e Pollena-Trocchia, dove mostra una granulometria a lapilli e blocchi balistici anche di dimensioni pluridecimetriche. Il colore del deposito è grigio e in generale il selezionamento è buono. I clasti juvenili hanno tipologie differenti per colorazione e grado di vescicolarità, variando da pomici di colore grigio chiaro, leggere, ben vescicolate, a pomici scoriacee di colore marrone scuro o verde scuro da scarsamente a non vescicolate. Abbondanti sono i clasti con striature dal grigio al marrone. Verso il tetto del deposito diviene comune la presenza di xenoliti carbonatici inclusi all'interno dei clasti juvenili. Molti di questi inclusi sono caratterizzati da una patina di calcinazione formata da ossido di calcio, di colore bianco e aspetto farinoso. Tutti i diversi tipi di clasti juvenili sono sub-afirici a sanidino e pirosseno. Pur non essendo evidente una chiara stratificazione deposizionale in base al colore e alla vescicolarità dello juvenile, i clasti più chiari e leggeri tendono ad essere più abbondanti verso la base del deposito.

I clasti litici, molto abbondanti, sono rappresentati principalmente da lave a leucite e carbonati di colore scuro. In alcuni affioramenti sono presenti anche

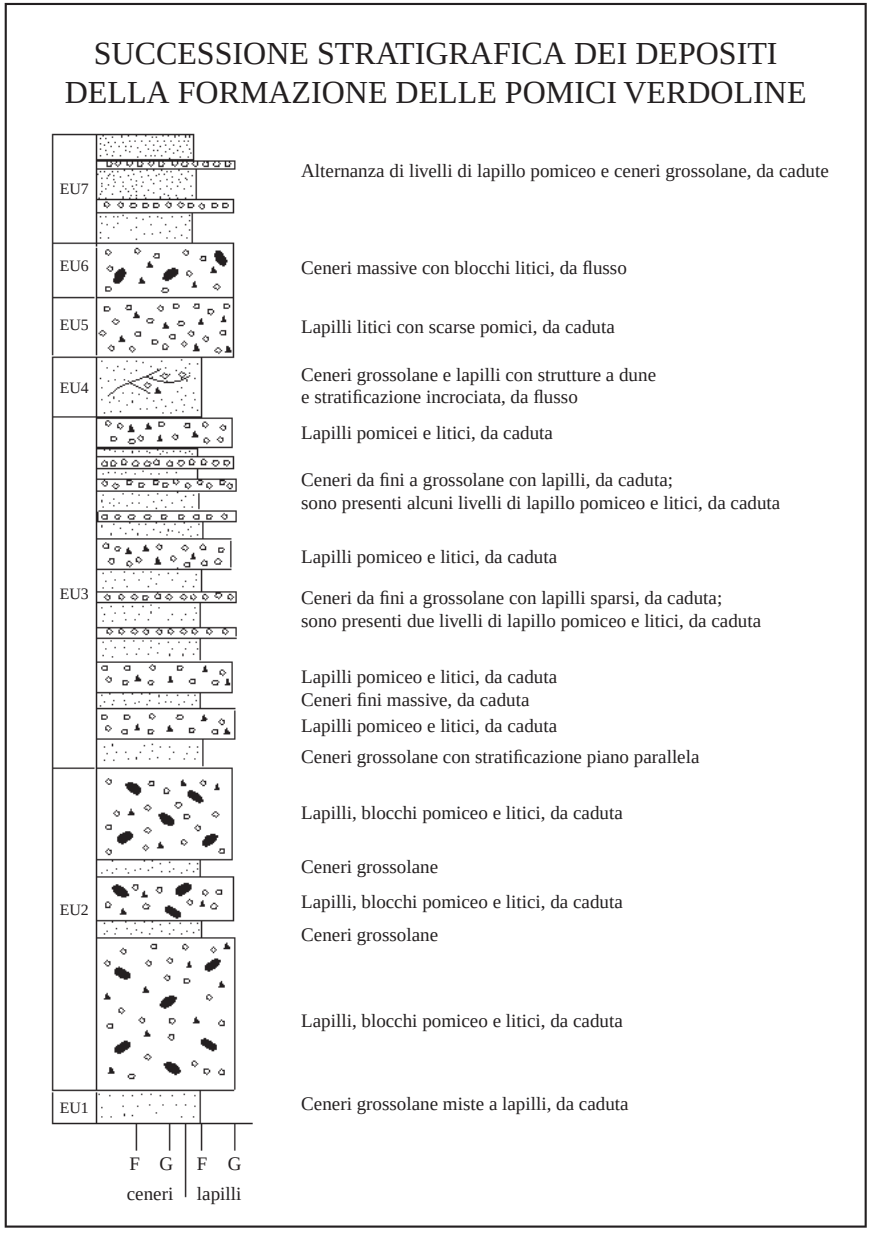


Fig. 16 - *Successione stratigrafica ricostruita dei depositi piroclastici della formazione delle pomici verdoline (da* Cioni et alii, *2003b, modificata). I depositi da caduta (litofacies* ***PVD$_a$****) sono stati cartografati separatamente dai depositi di flusso (litofacies* ***PVD$_b$****).*

clasti di calcari marnosi di colore giallastro, talvolta con impronte di organismi marini all'interno.

I livelli stratificati superiori hanno caratteristiche composizionali simili al banco iniziale. Fa eccezione il deposito dell'EU5, formato quasi esclusivamente da lapilli litici, con abbondante presenza di scorie di colore rosso che lo rendono un livello guida all'interno della sequenza stratigrafica dell'eruzione.

L'analisi microscopica dei prodotti juvenili rivela paragenesi mineralogiche abbastanza monotone per tutte le tipologie esaminate, con sanidino+anfibolo±p lagioclasio±ossidi. Talvolta è presente anche il pirosseno, ma solo nei campioni provenienti dalla parte alta del deposito di caduta (EU5 e EU7). I plagioclasi sono presenti quasi sempre come glomerofiri e sono bordati di K-feldspato. La loro taglia è comunque minore rispetto a quella dei sanidini e degli anfiboli. La tessitura della pasta di fondo va da vitrofirica a ialopilitica-trachitica.

Depositi cineritici da flusso piroclastico (**PVD_b**). I depositi di questa litofacies affiorano sulle pendici nord-occidentali del Monte Somma, dove mantellano il bordo calderico nella zona dei Cognoli di Giacca, mentre depositi meno estesi sono presenti anche nella zona a monte del paese di Somma Vesuviana.

I flussi piroclastici appartengono quasi totalmente alla fase finale dell'eruzione (Fig. 16) e sono principalmente massivi, ricchi in litici e con matrice indurita. All'interno della successione stratigrafica è presente anche un deposito da *surge* piroclastico (EU4, Fig. 16), che rappresenta un livello guida all'interno della stratigrafia dell'eruzione.

Litologicamente i depositi da flusso massivi sono composti da ceneri grossolane con abbondanti lapilli e blocchi litici, prevalentemente lavici. La matrice è spesso vescicolata e indurita, di aspetto fangoso, talvolta impoverita in materiali fini. I depositi che ammantano i Cognoli di Giacca sono grossolani e hanno un contenuto elevato in blocchi litici, di origine lavica.

Il deposito da *surge* piroclastico è invece formato da ceneri e lapilli con strutture a dune e stratificazione interna incrociata. Sono presenti anche blocchi litici balistici che interrompono le strutture sedimentarie. Negli affioramenti delle pendici alte del Monte Somma questo livello raggiunge spessori superiori al metro, mentre nella zona a monte del paese di Ottaviano è ridotto a un livello cineritico di pochi centimetri.

La composizione delle pomici verdoline è trachitica.

L'età AMS è 16.130 ±110 a BP; l'età ^{14}C calibrata è:19.300 ± 150 a BP (Fig. 3).

5.3.3.4. - Depositi da caduta compresi tra le eruzioni delle Verdoline e di Mercato

Nel periodo di tempo intercorso tra le eruzioni delle Verdoline e di Mercato (circa 8.900 anni) sono stati deposti sulle pendici del Monte Somma 4 distinti li-

velli da caduta (Andronico *et alii*, 1995), attribuibili all'attività dei Campi Flegrei in base alle caratteristiche granulometriche, dei componenti e della frazione juvenile. L'esiguità degli affioramenti non ha permesso, tuttavia, la rappresentazione cartografica di tali depositi.

Essi sono, dal più vecchio al più giovane, Lagno Amendolare (Andronico, 1997), VM1, Agnano pomici principali (Rosi & Sbrana, 1987) e VM2 (Fig. 3).

I depositi dell'eruzione del Lagno Amendolare (13.070±90 ^{14}C a BP, 15.910±300 cal a BP, Fig. 3), precedentemente ritenuta una eruzione pliniana del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987), sono esclusivamente depositi da caduta. Un iniziale livello di lapilli pomicei chiari, afirici, con litici lavici di piccola taglia, con ceneri massive è separato da un livello superiore costituito da lapilli pomicei chiari e scuri con scarsi litici lavici. Generalmente i lapilli pomicei chiari hanno taglia maggiore rispetto a quelli scuri. Lo juvenile si presenta ben vescicolato, subafirico, con rari cristalli di biotite e di aspetto setoso. La composizione è trachitica. I depositi di questa eruzione affiorano quasi esclusivamente sulle pendici settentrionali del Monte Somma.

L'eruzione flegrea di Agnano pomici principali (Rosi & Sbrana, 1987; Di Vito *et alii*, 1999) è uno dei migliori marker all'interno della stratigrafia del Somma-Vesuvio e del settore settentrionale di piana cartografata. Ha un'età intorno a 12.360±180 cal a BP (Zanchetta *et alii*, 2011) e, nella zona in esame, sono presenti esclusivamente depositi da caduta con un caratteristico colore rosato, formati da tre banchi principali di lapilli pomicei con scarsi litici separati da livelli cineritici. Sul Somma-Vesuvio gli spessori del deposito sono sempre intorno al metro. Il materiale juvenile è generalmente di colore grigio, con patina di colore rosato, ben vescicolato, subafirico, con rari cristalli di biotite. La composizione è trachitica. I litici sono di piccola taglia ed esclusivamente lavici.

I depositi delle eruzioni VM1 e VM2 si trovano stratigraficamente a cavallo del deposito di Agnano pomici principali e la loro esistenza sulle pendici del vulcano era fino ad oggi sconosciuta. Gli affioramenti di queste due eruzioni sono in effetti rari e limitati al settore nord-occidentale. VM1 si ritrova in genere dove Lagno Amendolare è ben esposto ed è formato da una doppia alternanza di ceneri e lapilli pomicei chiari, seguite da un livello di colore chiaro di ceneri e lapilli pomicei. La composizione è trachitica. Lo spessore è generalmente di pochi centimetri.

Infine, l'eruzione che precede Mercato, VM2, rappresenta un evento abbastanza consistente come spessore, sempre intorno al metro, ed è costituito da un grosso banco stratificato di lapilli pomicei e litici di colore chiaro a composizione trachitica.

5.3.4. - *subsintema Case Trapolino* (**VEF$_6$**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente sotto i depositi dell'eruzione di Mercato e quella al tetto del paleosuolo

sottostante i depositi dell'eruzione pliniana di Avellino. Il subsintema contiene i depositi delle Piroclastiti di Mercato oltre ai depositi di caduta di due piccole eruzioni a modesta dispersione (MA1 e MA2, non cartografate) di origine incerta e il livello guida costituito dal deposito di caduta dell'eruzione flegrea di Agnano Monte Spina (circa 4,1 ka).

5.3.4.1. - piroclastiti di Mercato (**PMR**)

Questa formazione comprende i depositi dell'eruzione pliniana di Mercato. Sono state distinte due litofacies, una per i depositi da caduta (**PMR$_a$**) ed una per quelli di flusso piroclastico (**PMR$_b$**), ampiamente eteropici tra di loro.

Delibrias *et alii*, 1979 hanno descritto l'eruzione con il nome di "Pomici Gemelle". Rolandi *et alii* (1993a) si riferiscono all'eruzione con il nome di "Ottaviano", sostituendo il nome comunemente adottato di Mercato (Walker, 1977). Nella stesura delle presenti note illustrative verrà comunque mantenuta la vecchia nomenclatura, al fine di evitare una proliferazione di nomi e seguendo quanto raccomandato dai codici internazionali (NASC, 1983).

I depositi di questa eruzione poggiano su uno dei più spessi paleosuoli presenti sul vulcano, dal caratteristico colore giallo ocra con un tipico orizzonte humico di colore scuro al tetto.

La piroclastite di Mercato rappresenta una delle eruzioni vesuviane più caratteristiche, in quanto formata da almeno 8 livelli di caduta di pomici bianche, separati da livelli di ceneri fini di colore rosato (Mele *et alii*, 2011; Fig. 17). I depositi da caduta risultano dispersi prevalentemente in direzione est e affiorano sulle pendici orientali del vulcano. Nella piana e nei contrafforti appenninici orientali i depositi di Mercato rappresentano un ottimo livello guida. Inoltre questa eruzione ha prodotto spessi depositi da flusso piroclastico sulle pendici del Monte Somma, particolarmente evidenti tra le zone a monte dei paesi di S. Anastasia e Somma Vesuviana.

La sezione più completa in cui sono osservabili il deposito da caduta e numerosi flussi piroclastici risulta essere la DR 13, ubicata presso la Cava Traianello (Fig. 13), utilizzabile per questo come sezione di riferimento per l'eruzione di Mercato. Mele *et alii* (2011) hanno diviso la successione stratigrafica in tre Fasi, sulla base di superfici di erosione (Fig. 17).

Depositi da caduta (**PMR$_a$**). I depositi da caduta dell'eruzione di Mercato sono formati da almeno otto banchi di pomici bianche, afiriche, poco dense, microvescicolate e a composizione fonolitica. Nelle zone medio-distali i livelli si riducono rapidamente a tre principali, separati da depositi cineritici massivi di colore rosato, contenenti talvolta sottili letti di lapilli fini, ricchi in materiale juvenile.

I depositi sono distribuiti in una vasta area in direzione est rispetto al vulcano. In alcuni affioramenti prossimali, tra i paesi di Ottaviano e S. Giuseppe Vesuviano, lo spessore complessivo dei depositi da caduta supera i 4 m.

Nelle zone medio-distali il primo banco è formato da lapilli pomicei fini, di colore bianco, microvescicolati con vescicole spesso allungate e con un buon grado di selezionamento (Fase I, Fig. 17). I litici sono scarsi e sono quasi esclusivamente lavici. Talvolta è visibile una banda centrale di colore rosato.

Il secondo banco è formato da lapilli pomicei di colore bianco, con granulometria maggiore rispetto al precedente, e gradazione oscillante. Le pomici sono sostanzialmente afiriche, con rarissimi cristalli di anfibolo, sanidino e pirosseno. Esse variano di colore dal bianco al grigio chiaro, con frequenti clasti bandati

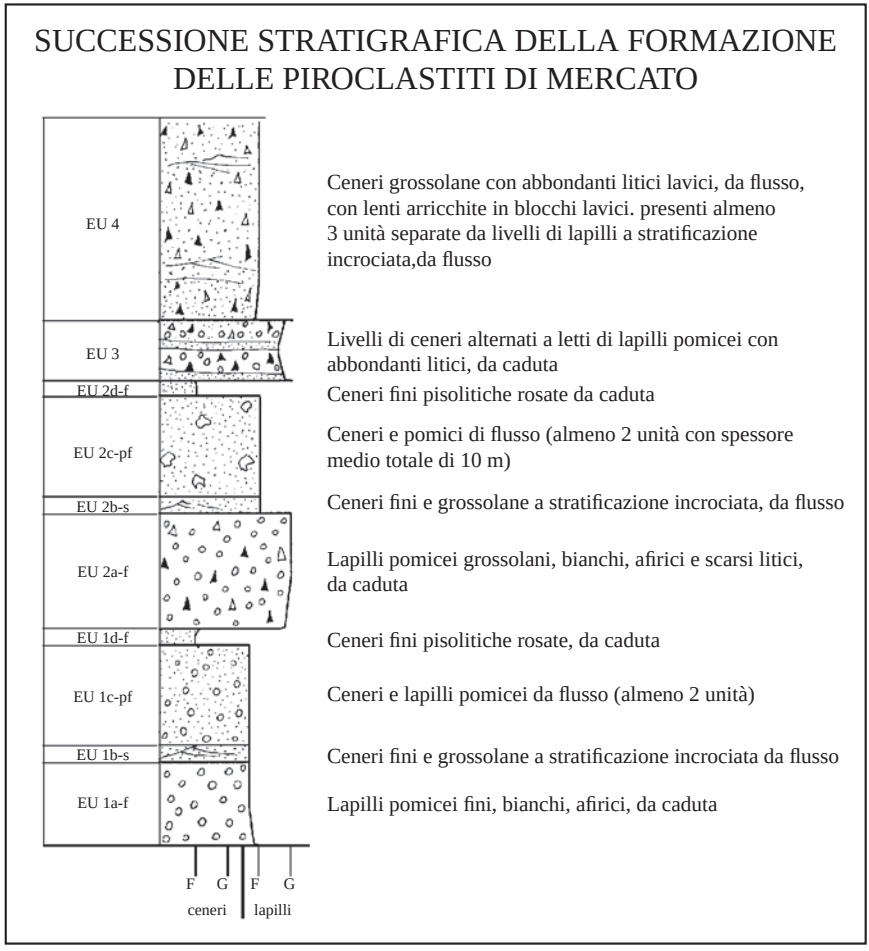


Fig. 17 - *Successione stratigrafica ricostruita della formazione delle piroclastiti di Mercato. I depositi da caduta (litofacies* ***PMR***$_a$*) sono stati cartografati separatamente da quelli da flusso piroclastico (litofacies* ***PMR***$_b$*).*

bianco-grigio (Fase II, Fig. 17). Il contenuto in litici aumenta leggermente rispetto al livello basale ed è formato da lave a leucite e scorie laviche spesso arrossate.

L'ultimo livello, conosciuto anche come Pomici e Proietti (Delibrias *et alii*, 1979), è formato da lapilli pomicei e litici con gradazione oscillante che danno al deposito un aspetto più stratificato rispetto ai due precedenti (Fase III, Fig. 17). Lo juvenile è generalmente di colore grigio, afirico e microvescicolato. I litici sono abbondanti e sono costituiti da lave e carbonati.

I livelli cineritici intercalati hanno colorazione rosata e sono formati da ceneri da fini a grossolane con intercalazioni di lapilli pomicei di colore chiaro. I livelli più massivi sono vescicolati e spesso sono presenti lapilli accrezionali.

Depositi da flusso piroclastico (**PMR_b**). I depositi di questa litofacies sono formati da flussi piroclastici prevalentemente di tipo massivo ma in alcuni casi anche con stratificazione incrociata (Fig. 17). Generalmente questi depositi sono di colore marrone chiaro e sono costituiti da ceneri e lapilli con blocchi, sia litici che pomicei. Lo juvenile è generalmente bianco o grigio chiaro e i litici prevalenti sono le lave.

La dispersione dei flussi piroclastici di Mercato è molto ampia: sul vulcano affiorano dalla zona a monte di Pollena-Trocchia fino a San Giuseppe Vesuviano, ma probabilmente la loro dispersione è molto maggiore, come suggerito dal ritrovamento di questi prodotti in carote eseguite lungo il tracciato dell'autostrada Napoli-Salerno tra i paesi di S. Giorgio a Cremano e Torre del Greco (Di Vito *et alii*, 1998b) e nella cava di Pozzelle (Mele *et alii*, 2011). Il massimo spessore rinvenuto è di 20-30 m. Nella piana a nord del vulcano depositi cineritici di pochi dm sono stati rinvenuti fino ai dintorni del paese di Pomigliano d'Arco, mentre numerosi sondaggi geognostici indicano una forte presenza di prodotti di questa eruzione, sia in facies primaria che rimaneggiata, nella Piana del fiume Sebeto, a NE dell'apparato vulcanico.

I flussi piroclastici si trovano intercalati tra i livelli di caduta e gli affioramenti più significativi sono ubicati nella zona del Vallone Cancherone, a monte della zona tra i paesi di S. Anastasia e Somma Vesuviana, lungo il Lagno Amendolare (Somma-Vesuviana), nella zona di Santa Maria di Castello e presso Cava Traianello (sezione DR 13; Fig 13). In queste zone è interessante notare come la messa in posto di tali depositi sia stata influenzata dalla presenza di alti morfologici rappresentati da depositi di scorie di età pre-Pomici di Base, che hanno agito da argini deflettendo e indirizzando i flussi piroclastici. Talvolta all'interno dei corpi di flusso sono presenti impronte di trascinamento di tronchi. I clasti juvenili sono sia di colore chiaro che grigi o bandati.

Nella sezione DR13 (Cava Traianello; Fig. 13) sono visibili diverse unità di flusso che si incanalano e riempiono una paleovalle drappeggiata alla base dal primo livello di caduta. Il tutto risulta ricoperto da un livello di caduta, a sua volta sottostante a nuove unità di flusso.

Al tetto sono presenti diverse unità di flusso cineritico (almeno 3, EU4; Fig. 17) massive, ricche in blocchi litici e impoverite in materiale juvenile, talvolta separate da livelli di ceneri grossolane a stratificazione incrociata. I litici, costituiti prevalentemente da lave, mostrano spesso un arricchimento centrale dei clasti più grossolani. Una buona esposizione di questa seconda tipologia di flussi piroclastici è visibile nella zona a monte del paese di S. Anastasia, nella parte verso monte del Lagno di Trocchia.

I depositi da flusso piroclastico diluito sono spesso associati ai depositi massivi descritti precedentemente e solitamente hanno spessori di alcune decine di centimetri. Nella zona di Pollena-Trocchia è presente un deposito a stratificazione incrociata, formato da lapilli pomicei e litici e ceneri fini e grossolane di spessore superiore al metro, al di sopra del deposito di caduta che qui assume valori di spessore di pochi cm.

Età ^{14}C: convenzionale 8010±35 a BP; calibrata 8890±90 a BP.

5.3.4.2. - Depositi da caduta compresi tra le eruzioni di Mercato e di Avellino

Nel periodo di tempo di oltre 4000 anni, intercorso tra le eruzioni di Avellino e Mercato, si sono deposte sulle pendici del Somma-Vesuvio i prodotti di almeno tre eruzioni, MA1, MA2 e Agnano Monte Spina. Quest'ultima è un evento flegreo (~4.7 cal ka BP, Rosi & Sbrana, 1987; de Vita *et alii*, 1999; Zanchetta *et alii*, 2011), mentre l'attribuzione di MA1 e MA2 al Vesuvio è ancora incerta (Fig. 3). Questi depositi non sono mai così significativi da poter essere cartografati.

Il deposito di Agnano Monte Spina è caratterizzato da due livelli di lapilli pomicei con intercalato un livello di ceneri fini, con selezionamento molto basso e di colore marrone giallastro. I clasti juvenili sono di colore grigio, porfirici a sanidino e biotite, estremamente vescicolati e ricoperti da una patina di colore giallastro. La composizione chimica è trachitica. I litici sono principalmente lavici e con patine di alterazione di colore giallo-arancio.

Il deposito di MA2 è invece formato da lapilli pomicei fini, di colore chiaro, ben vescicolati, sub-afirici a biotite. I litici sono di piccola taglia e principalmente lavici. Lo spessore è sempre di pochi cm. La posizione stratigrafica e l'età di circa 4 ka (Fig. 3) suggerisce la correlazione di questo livello con una delle eruzioni del vulcano di Astroni nei Campi Flegrei (Di Vito *et alii*, 1999).

Il deposito di MA1 è stato ritrovato solo nell'affioramento della sezione DR11, a monte di S. Giuseppe Vesuviano (Fig. 11) ed è formato da una triplice alternanza di ceneri e lapilli di colore grigio chiaro. I livelli cineritici sono costituiti da ceneri fini, con abbondanti lapilli pomicei sparsi all'interno. I clasti juvenili sono di colore grigio verdastro, microvescicolati, poco porfirici a sanidino e pirosseno.

Talvolta sono presenti pomici con bandature più scure. I litici sono prevalentemente lave a leucite. Quest'ultima caratteristica potrebbe far attribuire l'eruzione all'attività del Somma-Vesuvio, ma la scarsità di ritrovamenti della stessa rende discutibile questa attribuzione.

5.3.5. - *subsintema Zabatta* (**VEF$_7$**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente sotto i depositi dell'eruzione di Avellino e quella al tetto del paleosuolo sottostante i depositi dell'eruzione di Pompei. Il subsintema contiene i depositi della formazione delle Piroclastiti di Avellino e i depositi relativi all'attività interpliniana tra le eruzioni di Avellino e Pompei (denominati AP, non cartografabili).

5.3.5.1. - piroclastiti di Avellino (**PAV**)

Questa formazione comprende i prodotti dell'eruzione pliniana delle Pomici di Avellino (Lirer *et alii*, 1973; Santacroce, 1987; Rolandi *et alii*, 1993b; Cioni *et alii*, 2000; Sulpizio *et alii*, 2010a, b).

Dal punto di vista cartografico la formazione delle piroclastiti di Avellino è suddivisa in due litofacies: depositi da caduta (**PAV$_a$**) e da flusso piroclastico (**PAV$_b$**). Queste litofacies sono spesso in alternanza stratigrafica, sebbene i prodotti da caduta siano più frequenti nella fase pliniana iniziale e quelli da flusso nella fase freatomagmatica finale.

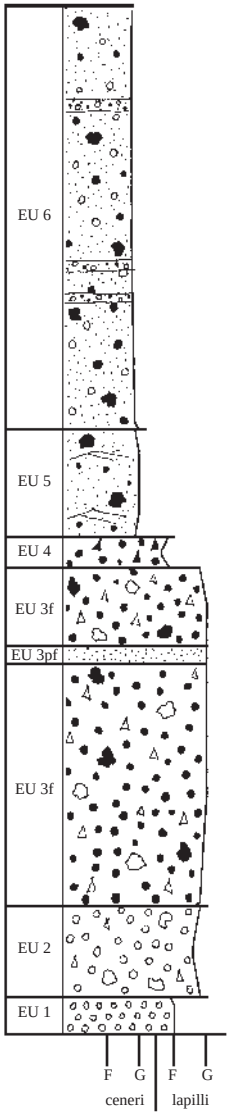
Sulpizio *et alii* (2010a, b) hanno effettuato una accurata ricostruzione dell'eruzione, sia dal punto di vista litologico che stratigrafico, suddividendo i depositi in cinque Unità Eruttive (Fig. 18).

I depositi di questa formazione sono ampiamente diffusi nell'area interessata dalla cartografia e costituiscono un ottimo livello guida anche nella stratigrafia della piana e dei contrafforti appenninici.

Depositi da caduta (**PAV$_a$**). Sono depositi da caduta i prodotti delle Unità Eruttive 1, 2, 3 e 4 di Figura 18, sebbene all'interno dell'EU1 e dell'EU3 siano presenti anche alcuni depositi da flusso piroclastico.

I prodotti dell'EU1 sono due sottili livelli di lapilli pomicei bianchi alternati a due livelli di ceneri fini, formanti una sequenza caratteristica. L'EU1 è presente in tutto il settore nord del vulcano, anche se l'intera successione è presente solo in una stretta fascia allungata verso NE. I depositi di questa Unità Eruttiva comprendono pomici bianche, di composizione fonolitica, con abbondante presenza di clasti litici e cristalli sciolti. Le pomici sono porfiriche a sanidino ed hanno un grado di vescicolarità variabile ma sempre abbastanza elevato. I litici sono

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DELLA FORMAZIONE DELLE PIROCLASTITI DI AVELLINO



Alternanza di livelli di lapilli da caduta, ben sortiti, e ceneri massive, con all'interno lapilli e blocchi litici e scarsi lapilli pomicei sia bianchi che grigi, da flusso

Ceneri grossolane con lenti di lapilli e blocchi litici, cross-stratificate, che lateralmente passano a ceneri massive, pisolitiche da flusso

Lapilli pomicei grigi con abbondanti litici e cristalli scioli, da caduta

Ceneri grossolane miste a lapilli pomicei e litici da flusso

Lapilli eblocchi pomicei e litici (lave, cumuliti e prevalenti carbonati) da caduta. Lo juvenile é di colore grigio e porfirico a sanidino e pirosseno

Lapilli eblocchi pomicei e scarsi litici (prevalenti lave) a gradazione inversa da caduta. Lo juvenile é bianco e porfirico a sanidino

Doppia alternaza di lapilli pomicei bianchi e ceneri Marroni Abbondanti litici lavici e cristalli sialici sciolti nei livelli di lapilli . Depositi da flusso piroclastico nel settore nord-occidentale del vulcano, da caduta altrove

Fig. 18 - *Successione stratigrafica ricostruita della formazione delle piroclastiti di Avellino (da* Cioni et alii, 200, modificata). *I depositi di flusso piroclastico (litofacies* $\boldsymbol{PAV_b}$*) dell'Unità Eruttiva 5 e 6 sono stati cartografati separatamente da quelli di caduta (litofacies* $\boldsymbol{PAV_a}$*).*

prevalentemente di natura lavica talvolta con patine di alterazione di colore rosso-giallastro. I cristalli sciolti sono quasi esclusivamente sialici (sanidino, nefelina e scapolite).

I depositi della fase pliniana sono rappresentati dalle Unità Eruttive 2 e 3 e costituiscono la maggior parte del volume dei prodotti eruttati durante tutta l'eruzione. I depositi dell'EU2 sono formati da pomici bianche, fonolitiche, porfiriche a sanidino, ben vescicolate, e subordinati litici, prevalentemente lave con minori carbonati e cristalli sciolti, principalmente sialici. Un netto cambio di colore definisce il passaggio ai successivi prodotti dell'EU3, costituiti da pomici grigie tefri-fonolitiche, con vescicolarità più variabile rispetto all'EU2 e porfiriche a sanidino e pirosseno. La componente litica è abbondante, con i calcari come litologia più rappresentata ma con buona presenza di lave, marmi, rocce intrusive, *skarn* e cumuliti. I cristalli sciolti hanno una abbondanza simile a quella dei prodotti dell'EU2 ma con una maggiore presenza di materiale femico. La zona di passaggio tra l'EU2 e l'EU3 è contraddistinta dalla presenza di un livello di pomici bandate chiaro-scuro, con bande schiacciate e allungate, dai bordi netti. Un altro livello di pomici bandate si trova intercalato a circa metà altezza del deposito grigio e risulta ben evidente specialmente negli affioramenti medio-distali. Il deposito dell'EU2 è gradato inverso e ben sortito, così come quello dell'EU3.

I depositi di queste due Unità Eruttive risultano largamente dispersi sul territorio, interessando principalmente le pendici settentrionali del vulcano.

Il deposito dell'EU4 è formato da un livello centimetrico di lapilli pomicei grigi con abbondanti litici e cristalli sciolti e ha una dispersione limitata, affiorando solo nel settore nord del vulcano e fino alle zone a monte della città di Nola (Cioni *et alii*, 1999a; 2000). Il materiale juvenile è identico all'EU3, mentre la componente litica mostra una maggior quantità di lave a discapito dei carbonati.

Depositi da flusso piroclastico (**PAV_b**). I depositi da flusso piroclastico appartengono principalmente alla fase freatomagmatica dell'eruzione, rappresentati dall'Unità Eruttiva 5 di Figura 18, sebbene piccoli depositi da flusso piroclastico magmatico siano presenti all'interno delle Unità Eruttive 1 e 3 (Sulpizio *et alii*, 2010a, b).

I depositi di flusso dell'EU1 sono formati da due banchi principali di ceneri grossolane e lapilli bianchi, sia massivi che con stratificazione piano-parallela e incrociata, con abbondantissimi litici, presenti solo in una ristretta zona intorno alla sezione DR49 (Cava di San Vito, Fig. 11 e 12), separati tra di loro da due livelletti di ceneri fini, di colore marrone.

I prodotti dell'EU3pf sono invece formati da un livello di ceneri con frammisti lapilli presente nel settore nord-occidentale all'interno del deposito pliniano dell'EU3, talvolta con strutture piano-parallele che si fanno più evidenti negli affioramenti più occidentali.

Molto più estesi dei depositi di flusso magmatici risultano essere quelli frea-

tomagmatici. I depositi di flusso dell'EU5 sono costituiti da spesse unità di *surge* piroclastico con strutture a dune e stratificazione interna incrociata. Le lunghezze d'onda delle dune raggiungono le decine di metri nelle zone più prossimali. Lo juvenile risulta molto scarso nelle granulometrie grossolane, così come i clasti di carbonati. Entrambe queste litologie sono invece molto abbondanti a livello nella frazione fine. Questi depositi sono ampiamente esposti nella zona occidentale del vulcano e sono stati trovati fino a oltre 25 km dalla bocca eruttiva, in direzione NO, e rappresentano un livello guida all'interno della stratigrafia della piana in questo settore. Una netta transizione laterale è osservabile sulle pendici del vulcano, con i depositi a stratificazione incrociata, presenti nella zona occidentale, che passano a banchi di ceneri fini, pisolitiche, massive, affioranti nelle restanti aree del vulcano.

Nel settore nord occidentale si trovano spesso intercalati a queste unità di flusso dei livelli di caduta molto ricchi in litici, con materiale juvenile poco vescicolato e porfirico.

La composizione dell'unità è variabile da fonolitica a fonolitico-tefritica.

L'età ^{14}C calibrata delle piroclastiti di Avellino è 3.530 ± 40 anni da oggi.

5.3.5.2.-Depositi interpliniani tra le eruzioni di Avellino e di Pompei

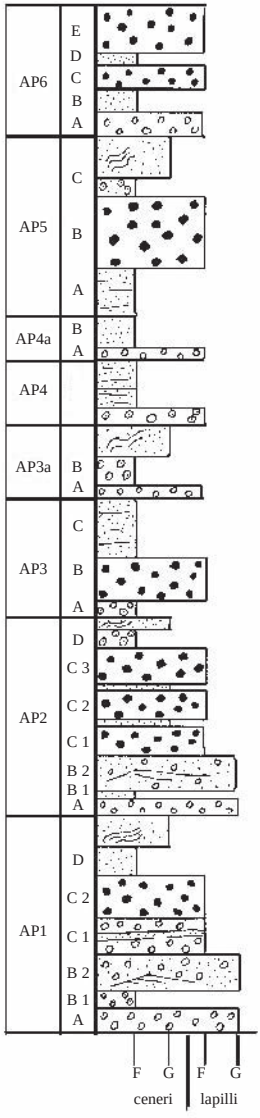
L'attività vulcanica interpliniana nell'intervallo di tempo intercorso tra le eruzioni di Avellino e Pompei (durata intorno ai 2000 anni; Fig. 3) è caratterizzata dalla presenza di frequenti eventi eruttivi di moderata intensità. Tra di essi possiamo distinguere 6 eruzioni principali, le prime 2 di intensità maggiore rispetto alle altre e con sottili paleosuoli alla base (Andronico & Cioni, 2002; Fig. 19). Tali eventi sono indicati con la sigla AP, dalle iniziali degli eventi pliniani che li delimitano alla base e al tetto. L'esiguità degli affioramenti non ne ha permesso, tuttavia, la rappresentazione cartografica.

I depositi sono formati da prodotti da caduta, costituiti sia da lapilli pomicei (i primi 2 eventi) che da lapilli pomicei e scoriacei misti a litici prevalentemente lavici e cristalli sciolti, cui si rinvengono frequentemente intercalati banchi di ceneri fini, spesso con lapilli accrezionali, di origine freatomagmatica. Gli spessori massimi di tali depositi si trovano nel settore orientale del vulcano, tra i paesi di Terzigno ed Ottaviano, dove raggiungono uno spessore di 7-8 m.

Depositi da flusso piroclastico associati a questi eventi sono scarsi e limitati alle prime due eruzioni del periodo, AP1 e AP2, con dispersione ristretta al settore occidentale e con spessori inferiori al metro.

Da notare infine che, mentre al di sotto dei primi due eventi sono presenti superfici pedogenizzate, a partire da AP3 le diverse eruzioni sono tra loro separate da deboli superfici di erosione e/o da depositi rimaneggiati.

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI DELL'ATTIVITÀ ERUTTIVA DI AVELLINO E POMPEI



Lapilli pomicei neri da caduta
Ceneri da caduta
Lapilli pomicei verdi scuro da caduta
Ceneri da caduta
Lapilli pomicei bianca da caduta
Ceneri rimaneggiate
Ceneri pisolitiche da caduta
Lapilli scoriacei scuri, sottilmente stratificati, da caduta
Ceneri fini stratificate da caduta
Ceneri massive da caduta
Lapilli pomicei bianchi da caduta
Ceneri fini straficate da caduta
Ceneri laminate da caduta
Lapilli scoriacei verdi scuri da caduta
Ceneri rimaneggiate
Ceneri fini pisolitiche da cadute
Lapilli pomicei bianchi da caduta
Ceneri fini sottilmente stratificate da caduta
Lapilli pomicei e scoriacei stratificati da caduta
Ceneri fini chiare pisolitiche da caduta
Ceneri humificate
Ceneri pisolitiche da caduta
Lapilli pomicei verdi da caduta
Ceneri fini e grossolane da caduta
Lapilli pomicei verdi
Ceneri fini e grossolane da caduta
Lapilli pomicei verdi da caduta
Ceneri e lapilli cross-stratificati da flusso
Ceneri fini beige da caduta
Lapilli pomicei bianchi da caduta
Ceneri humificate
Ceneri massive fini da caduta
Lapilli scoriacei e pomicei scuri da caduta
Lapilli pomicei alternati con lamine di ceneri grossolane da caduta
Ceneri e lapilli sia massivi che cross-stratificati da flusso
Ceneri pisolitiche vescicolate da caduta
Lapilli pomicei grigio chiaro da caduta

Fig. 19 - *Successione stratigrafica ricostruita dei depositi piroclastici dell'attività interpliniana tra le formazioni delle piroclastiti di Avellino e Pompei.*

Di seguito viene fornita una breve descrizione dei livelli più significativi all'interno della successione stratigrafica.

AP1: la sequenza completa dei depositi di caduta di AP1 è ben visibile nel settore orientale del vulcano, dove sono distinguibili vari livelli costituiti da un'alternanza di letti a lapilli e ceneri più o meno fittamente stratificati (Fig. 19). L'unità eruttiva di base è costituita da un livello di pomici da caduta di colore grigio chiaro, massivo (unità A; Fig. 19) e talvolta inversamente gradato. Segue un livello centimetrico di ceneri fini, di colore marrone, contenenti lapilli accrezionali millimetrici. In alcune località del settore nord-occidentale affiorano inoltre, intercalati tra le unità A e B, depositi di *surge* piroclastico di limitato spessore (Fig. 19). L'unità eruttiva C è distinta in 2 sottounità con differenti dispersioni e caratteristiche litologiche. La prima è un deposito da caduta stratificato, formato da un'alternanza piano-parallela di livelli centimetrici di lapilli e ceneri fini, vescicolate, mentre la seconda è formata da un deposito massivo, sciolto, non gradato, di lapilli pomicei di colore grigio-verde e litici lavici mal sortiti. L'unità eruttiva finale è rappresentata da ceneri, generalmente indurite, da caduta, talvolta con lapilli accrezionali

AP2: la sequenza stratigrafica di AP2 può essere considerata nell'insieme il miglior livello guida all'interno del periodo considerato, sia per l'ampia dispersione dei prodotti che per la peculiarità dei depositi, formati da una alternanza di strati di lapilli e ceneri da caduta. Tra di essi sono state distinte 4 unità principali. La prima è costituita da lapilli pomicei da caduta di colore chiaro e scarsi litici lavici. Lo juvenile è poco porfirico a biotite e sanidino, ben vescicolato e di composizione fonolitica. Al di sopra è presente un livello sottile, ma ampiamente disperso, di ceneri da caduta di colore chiaro. Nella sequenza eruttiva di AP2 sono presenti alcuni depositi di flusso piroclastico (unità B in Fig. 19) sui fianchi esterni del Piano delle Ginestre. L'unità C (Fig. 19) è costituita da lapilli da caduta fittamente stratificati distinti in 3 sottounità per la presenza di 2 sottili livelli di cenere intercalati. I lapilli pomicei, di composizione tefri-fonolitica, variano di colore dal grigio al verde scuro, sono porfirici a biotite e pirosseno e generalmente aumentano in densità e porfiricità verso l'alto. Anche il contenuto litico aumenta verso l'alto, dove sono presenti clasti lavici idrotermalizzati di colore rossastro. Infine l'unità D è rappresentata da ceneri di colore grigio, pisolitiche da caduta.

5.3.6.- *subsintema Molara* (**VEF$_8$**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente alla base dei depositi dell'eruzione di Pompei e la superficie topografica. Questo subsintema contiene cinque formazioni vulcaniche (lave e piroclastiti del

Vesuvio, Piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano, lave e piroclastiti di Villa Inglese-S. Pietro, piroclastiti di Pollena e piroclastiti di Pompei) e corrisponde stratigraficamente all'unità vulcanoclastica di Pomigliano presente nell'*Apron* del Somma-Vesuvio (v. § 5.2.2. Esso include anche i depositi piroclastici del ciclo di S. Maria (79 d.C.-472 d.C) non cartografati.

5.3.6.1. - piroclastiti di Pompei (**PPM**)

Appartengono a questa formazione i prodotti dell'eruzione pliniana di Pompei (79 d.C.).

Come le altre eruzioni pliniane vesuviane anche quella di Pompei mostra una stratigrafia dei depositi composta da un'alternanza tra prodotti da caduta e da flusso piroclastico (Fig. 20), ben descritta da vari autori (Lirer *et alii*, 1973; Sigurdsson *et alii*, 1985; Arnò *et alii*, 1987; Cioni *et alii*, 1992). La successione stratigrafica a cui si rifanno queste note è quella di Cioni *et alii* (1992) (Fig. 20).

Non sono state distinte litofacies all'interno di questa formazione in quanto nella zona rilevata i depositi da caduta non sono cartografabili singolarmente. Lo spessore massimo di questa formazione è dell'ordine di 30-40 m, ed è prevalentemente dovuto ai depositi di flusso piroclastico.

I depositi da caduta sono zonati composizionalmente e sono formati da un iniziale livello di pomici fonolitiche di colore chiaro, seguito da un livello di pomici di colore grigio fonotefritiche. La dispersione di tali depositi è verso sud-est (Lirer *et alii*, 1973; Sigurdsson *et alii*, 1985).

I depositi da flusso piroclastico sono dispersi su tutto il vulcano e sono sia massivi che stratificati. Dal punto di vista litologico essi possono essere divisi in pomicei e cineritici, con i primi caratteristici della fase magmatica dell'eruzione (EU2-3; Fig. 20) e i secondi della fase freatomagmatica (EU5-8; Fig. 20).

Buone esposizioni dei depositi dei flussi piroclastici pomicei si trovano nei settori occidentale e settentrionale del vulcano, dove sono spesso presenti con spessori decametrici. Essi sono generalmente massivi, con pomici ben arrotondate e privi di gradazioni particolari. I litici, sempre subordinati rispetto al materiale juvenile, sono costituiti prevalentemente da lave e carbonati, con una minor quantità di *skarns* e cumuliti. Spesso si possono riconoscere, alla base dei flussi massivi, sottili unità di *surge* piroclastico formate da lapilli e ceneri a stratificazione incrociata.

I depositi dei flussi piroclastici cineritici sono caratterizzati da una frazione litica molto abbondante che suggerisce la loro appartenenza alla fase freatomagmatica dell'eruzione. La loro struttura interna è prevalentemente massiva ma talora sono presenti stratificazioni piano-parallele e/o incrociate.

Fanno eccezione a questo schema due depositi da flusso, legati alla messa in posto delle Unità Eruttive 4 e 6 (Fig. 20).

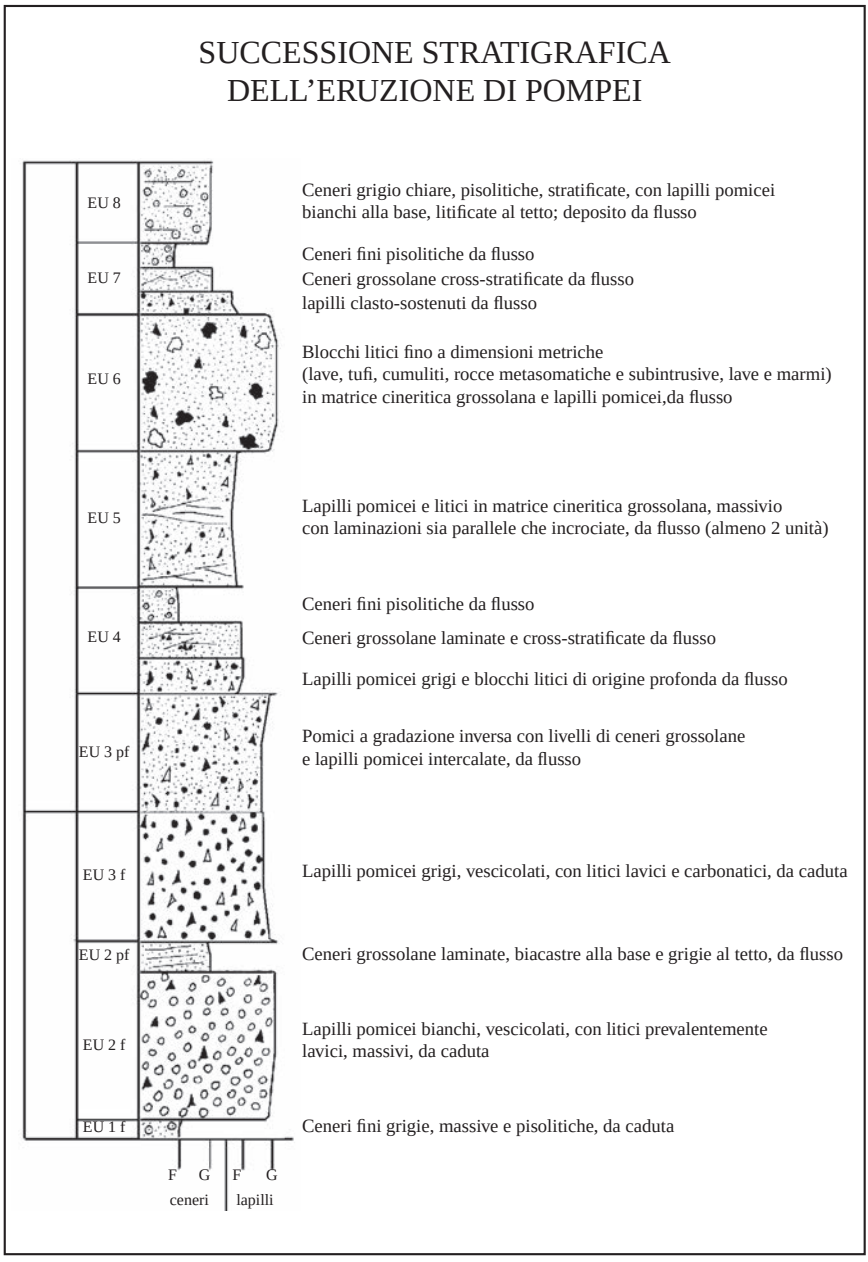


Fig. 20 - *Sezione tipo ricostruita della formazione delle piroclastiti di Pompei (da* Cioni et alii *1992, modificata).*

Il deposito dell'EU4 è un importante marker stratigrafico all'interno della sequenza eruttiva. Esso risulta in genere formato da 3 livelli principali: il primo costituito da lapilli pomicei grossolani con abbondanti litici (lave, carbonati, cumuliti, *skarns* e intrusive), con spessore variabile da pochi ad alcune decine di cm e spesso laminato a tetto. Esso è seguito da un deposito cineritico a stratificazione incrociata, che rappresenta la porzione principale dell'unità e che, in prossimità di insediamenti romani, contiene spesso tegole e pezzi di muratura presi in carico. Chiude la serie un sottile livello di ceneri con lapilli accrezionali, generalmente con spessore non superiore ai 10 cm. L'EU6 è invece costituita da un deposito grossolano di breccia piroclastica, affiorante sul versante sud-orientale del vulcano. Il deposito è formato da abbondanti blocchi litici, con dimensioni spesso metriche, immersi in una matrice composta da ceneri e lapilli pomicei di colore sia bianco che grigio e da litici. Questi ultimi risultano formati prevalentemente da carbonati, ma con abbondanza anche di rocce subvulcaniche, *skarn*, cumuliti e lave.

La successione stratigrafica dell'eruzione è infine chiusa da alcuni livelli cineritiche da flusso piroclastico, spesso con lapilli accrezionali (Fig. 20). Al loro interno si osservano talvolta strutture sedimentarie quali stratificazione pianoparallela e/o incrociata (EU7-8; Fig. 20).

Età: 79 d.C.

5.3.6.2. - Depositi del ciclo di S. Maria

Le fonti storiche riportano notizie di eruzioni avvenute nell'anno 172 d.C. e intorno al 202-203 d.C. (Principe, 1979). In campagna si osserva una sequenza di depositi che potrebbero rappresentare un maggior numero di eventi eruttivi.

I depositi compresi in questo intervallo temporale sono molto caratteristici e peculiari, ma per l'esiguità degli affioramenti, non è stato possibile rappresentarli nella carta geologica. Sono formati da almeno 4 livelli di lapilli scoriacei da caduta, di colore nero, con l'ultimo in ordine temporale che ha la granulometria maggiore. I clasti juvenili hanno colorazione dal nero al marrone scuro e sono afirici e ben vescicolati. I vari livelli di lapilli sono separati da banchi di ceneri fini e grossolane, generalmente ben sortite, di colore nero o marrone, talvolta stratificate, di spessore più rilevante rispetto ai livelli di lapillo.

All'interno della sequenza sono state trovate almeno due superfici di discontinuità che potrebbero rappresentare stasi temporali nella successione erutiva.

Nel complesso i prodotti del ciclo hanno una dispersione prevalente verso est, dove i depositi raggiungono anche i 2 m di spessore. Spessori di alcuni decimetri sono tuttavia presenti anche sulle pendici settentrionali e occidentali del Monte Somma.

Età compresa tra il 79 d.C. e il 472 d.C.

5.3.6.3. - piroclasiti di Pollena (**PNA**)

Questa formazione comprende i depositi dell'eruzione subpliniana di Pollena (472 d.C.).

Dal punto di vista cartografico all'interno della formazione delle piroclastiti di Pollena sono state distinti due litofacies, corrispondenti rispettivamente ai depositi da caduta (**PNA$_a$**) e da flusso piroclastico (**PNB$_b$**).

Rosi & Santacroce (1983) hanno fornito una prima ricostruzione stratigrafica dell'eruzione di Pollena, recentemente rivista e dettagliata da Sulpizio *et alii* (2005). La successione stratigrafica comprende 8 livelli da caduta, intercalati da diverse unità da flusso piroclastico sia massive che con strutture sedimentarie ben evidenti (Fig. 21) I depositi dell'eruzione sono ampiamente dispersi, mancando solamente nel settore sud-occidentale del vulcano, dove non affiorano a causa della copertura da parte dei depositi dell'attività più recente. I depositi da caduta sono dispersi in direzione nord-est, e costituiscono un livello guida ampiamente presente nelle sequenze stratigrafiche della piana e dei contrafforti appenninici della zona nord-orientale del Foglio. I depositi da flusso piroclastico sono invece ampiamente distribuiti sulle pendici del vulcano.

Depositi da caduta (**PNA$_a$**). I depositi da caduta (Fig. 21) sono composti da 8 livelli di lapilli scoriacei di colore scuro, misti ad abbondanti litici e cristalli sciolti, intercalati con livelli di ceneri fini e grossolane, anch'esse di colore scuro, che danno al deposito un aspetto stratificato. La parte basale dei depositi da caduta è formata da clasti juvenili di colore più chiaro, di composizione fonolitica, passanti verso i livelli superiori a scorie di colore nero verdastro, di composizione leucitit-fonolitica. Lo juvenile è porfirico a sanidino, leucite, biotite e pirosseno e varia da altamente a scarsamente vescicolato. Il contenuto litico aumenta dalla base verso i livelli superiori, ed è composto principalmente da lave, con subordinati carbonati (calcari e marmi) e cumuliti.

Depositi da flusso piroclastico (**PNB$_b$**). I depositi da flusso dell'eruzione di Pollena (Fig. 21) comprendono sia depositi massivi che stratificati (Arnò *et alii*, 1987; Sulpizio *et alii*, 2005). La deposizione dei flussi massivi è stata controllata dalla topografia preesistente, come testimoniato dai numerosi affioramenti in cui tali depositi riempiono paleovalli. Essendo l'eruzione di Pollena l'ultimo grande evento esplosivo del Somma-Vesuvio che abbia registrato lo scorrimento di flussi piroclastici sulle pendici del Monte Somma, questi ultimi risultano spesso ben esposti. In particolare sono ben visibili alcuni dei *fan* deposizionali formatisi alla bocca delle principali paleovalli. Questa situazione è ben rappresentata in tutto il settore settentrionale del vulcano, nella zona compresa tra i paesi di S. Sebastiano e Ottaviano.

Caratteristica peculiare di questa litofacies e più in generale dell'eruzione di Pollena, è la presenza di un particolare tipo di flusso piroclastico, grossolano, sciolto, matrice sostenuta, formato da abbondanti scorie juvenili di colore ver-

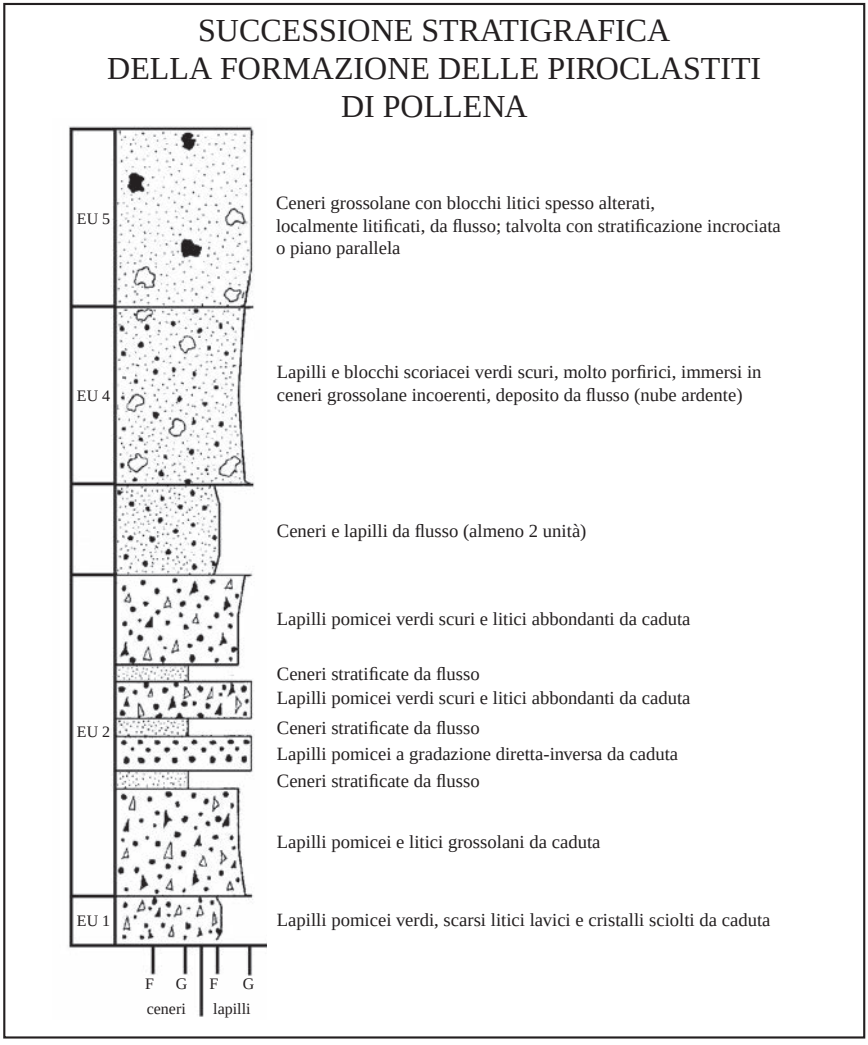


Fig. 21 - *Successione stratigrafica ricostruita della formazione delle piroclastiti di Pollena (da Rosi & Santacroce, 1983, modificata). Le litofaces da caduta (**PNA**$_a$) delle EU1 e EU2 e quelle da flusso piroclastico (**PNA**$_b$) sono state cartografate separatamente.*

de scuro di composizione tefri-fonolitica leucititica e da litici lavici. Le scorie juvenili raggiungono dimensioni di 20-30 cm, sono molto porfiriche a sanidino, leucite, biotite e pirosseno e sono ben vescicolate. Tale deposito è stato chiamato "nube ardente di Pollena" da Rosi & Santacroce (1983) e costituisce un marker stratigrafico all'interno della successione dell'eruzione.

I depositi dei flussi piroclastici cineritici sono massivi, matrice sostenuti, con abbondanti blocchi litici, di dimensioni anche pluridecimetriche. Nella componente litica le litologie più ricorrenti sono lave, calcari e, meno abbondanti, cumuliti. Il contenuto in materiale juvenile, rappresentato da scorie di colore scuro spesso scarsamente vescicolate, è variabile. Talvolta si rinvengono diverse unità di flusso, separate tra di loro da ceneri fini stratificate. Molto comuni sono le impronte di alberi, talvolta conservati come resti carbonizzati. In alcune località, quali ad esempio la zona di Pollena (sezione DR25, Fig. 11 e 12), questi depositi cineritici sono litificati.

La sequenza stratigrafica dell'eruzione è chiusa da depositi cineritici, vescicolati, pisolitici, talvolta con strutture a dune e stratificazione incrociata (Fig. 21), emessi durante la fase freatomagmatica dell'eruzione.

Età: 472 d.C.

5.3.6.4. - lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (**LVI**)

La formazione in esame comprende i prodotti dell'attività tra le due eruzioni subpliniane di Pollena (472 d.C.) e del 1631 d.C. (PM; Fig. 22 e 23). Le colate laviche (litofacies **LVI$_a$**) sono difficilmente databili singolarmente a causa della mancanza di marker stratigrafici significativi sia alla base che al tetto. Esse infatti hanno invaso aree in genere sopravento rispetto ai depositi da caduta (litofacies **LVI$_c$**), a loro eteropici. I depositi da caduta affiorano prevalentemente nella parte orientale e sudorientale del vulcano, mentre i corpi lavici, a causa della presenza della barriera morfologica del Monte Somma, sono presenti principalmente nel settore occidentale e meridionale. Le cronache storiche non sono di aiuto, in quanto le uniche informazioni disponibili indicano solamente una forte attività effusiva a cavallo dell'anno 1000.

Sono inoltre stati distinti in prossimità delle bocche eruttive banchi di scorie da caduta presenti solo nel contiguo Foglio 466 - Sorrento - (litofacies **LVI$_b$**).

Le colate laviche (**LVI$_a$**) sono spesso completamente coperte dai prodotti più recenti nei settori meridionale e sud orientale del vulcano. Nel settore occidentale sono ancora parzialmente visibili in alcune cave e lungo le falesie costiere. Generalmente questi corpi lavici hanno un colore grigio scuro e sono sia porfirici che afirici. La loro composizione varia da tefriti a tefri-fonoliti (Di Vito *et alii*, 1998b). Macroscopicamente sono spesso visibili cristalli di pirosseno e leucite di piccole dimensioni, mentre l'esame microscopico rivela la presenza di paragenesi minerali composte principalmente da clinopirosseno, leucite, plagioclasio e ossidi, spesso immersi in una pasta di fondo microcristallina.

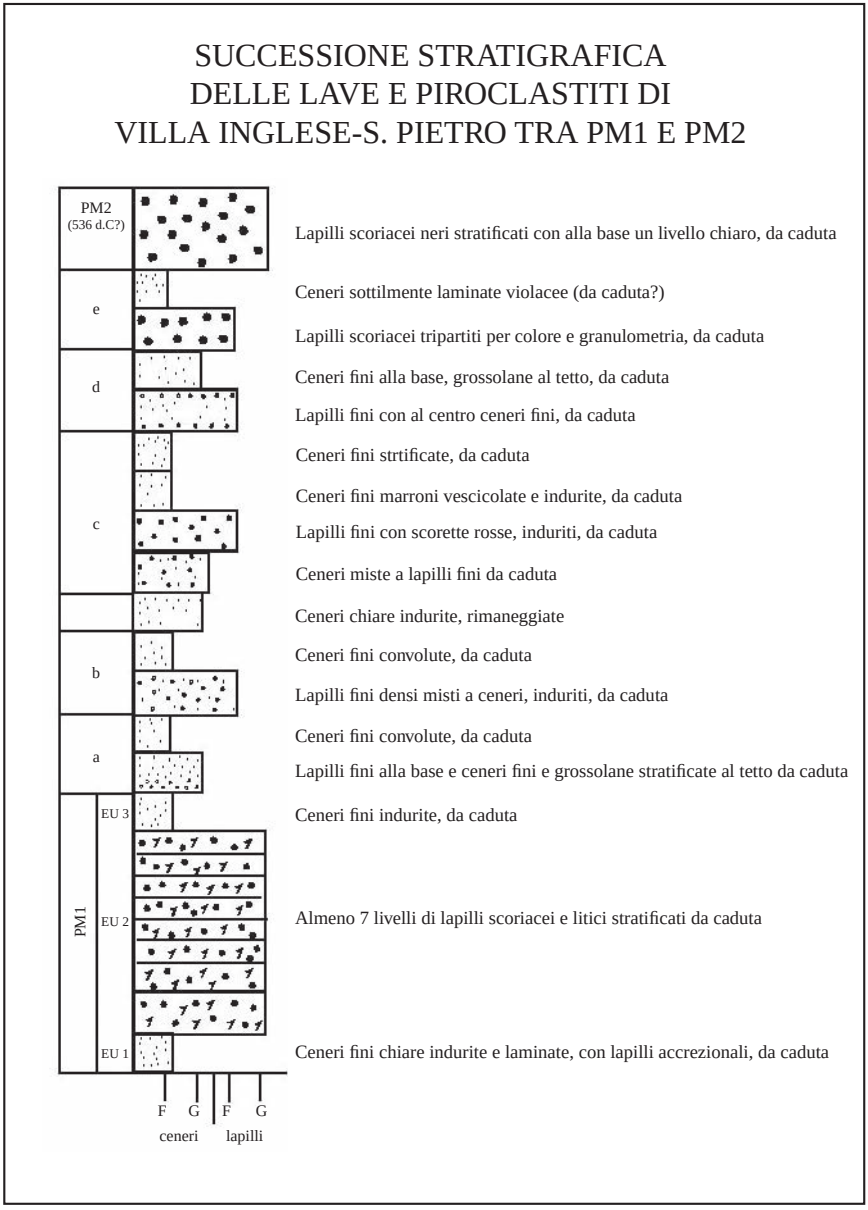


Fig. 22 - *Successione stratigrafica ricostruita dei depositi piroclastici da caduta (litofacies* ***LVI***$_c$*) della formazione delle lave e piroclastiti di Villa Inglese - S. Pietro compresa tra PM1 e PM2.*

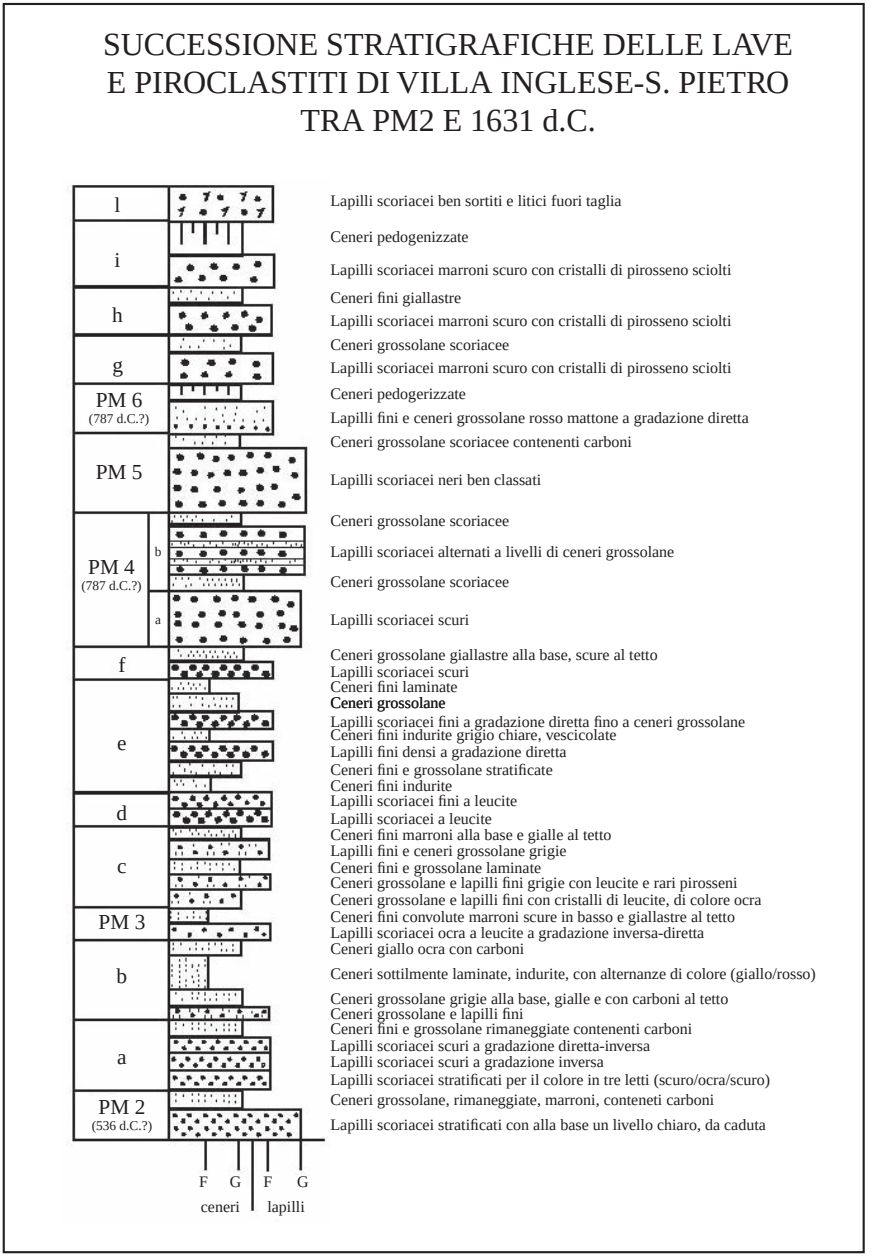


Fig. 23 - *Successione stratigrafica dei depositi piroclastici da caduta (litofacies* ***LVI***$_c$*) della formazione delle lave e piroclastiti di Villa Inglese - S. Pietro da PM2 fino al 1631 d.C., escluso.*

Scorie da caduta sciolte (**LVI$_b$**): questa litofacies è costituita da scorie da caduta da attività stromboliana accumulate vicino alle bocche eruttive di Fossa Monaca e Viuli (cartografate nel Foglio 466 - Sorrento) con composizione chimica e paragenesi identiche a quelle della litofacies **LVI$_a$**.

I depositi da caduta (**LVI$_c$**) sono costituiti da livelli di scorie di colore scuro, formanti banchi di spessore variabile da pochi cm a più di 1 m sulle pendici del vulcano e con una dispersione limitata entro circa 10 km dallo stesso. Non sono segnalati depositi da flusso piroclastico né dalle cronache storiche né dal rilevamento di campagna.

I depositi da caduta registrano almeno 12-13 episodi eruttivi differenti (Fig. 22 e 23). Livelli guida all'interno della successione possono essere considerati i depositi di PM1, PM2 e PM6, con la prima e l'ultima che potrebbero corrispondere alle eruzioni descritte nelle fonti storiche negli anni 512 d.C.e 787 d.C. (Fig. 3). Una esposizione-tipo dei depositi di questa formazione è visibile presso il crossodromo di Terzigno (sezione DR 4, Fig. 11), con uno spessore totale dei prodotti superiore ad 8 m.

I depositi in esame sono costituiti da scorie di colore scuro, dal marrone al nero, di composizione da tefriti a tefriti fonolitiche, talvolta iridescenti, sia afiriche che porfiriche a pirosseno, biotite od olivina. La vescicolarità è variabile ma generalmente alta. Le forme delle scorie sono varie ma le più rappresentate risultano le morfologie tabulari, equanti e prolate. Il grado di arrotondamento delle forme più tozze varia da subangolare a subarrotondato, con superfici esterne prevalentemente vescicolate ma anche liscie. Talvolta i clasti risultano ricoperti da patine di colore marrone o marrone-ocra. Non mancano, infine, tra le granulometrie più fini, le forme tipo "capelli di Pele". La frazione litica è scarsissima e comprende principalmente clasti lavici. I depositi dei vari episodi eruttivi sono generalmente separati tra loro da livelli di ceneri da fini a grossolane, talvolta indurite. Sono presenti anche modeste superfici erosive o livelli di ceneri pedogenizzate contenenti resti vegetali.

Di seguito è riportata una sintetica descrizione dei depositi dei tre eventi principali, PM1, PM2 e PM6.

I depositi di PM1 (probabilmente 512 d.C) sono dispersi in direzione est e, sulle pendici del vulcano, raggiungono spessori superiori al metro. Tali spessori diminuiscono rapidamente allontanandosi dall'apparato, ed hanno valori decimetrici negli affioramenti della piana (sezioni DR 7 e 41; Fig. 11). Al di sotto del deposito di PM1 non è quasi mai sviluppato un livello pedogenizzato, a causa sia del breve tempo trascorso dall'eruzione di Pollena che della scarsa alterabilità dei depositi di ceneri pisolitiche presenti quasi ovunque al tetto dei depositi di quest'ultima. Sono invece spesso presenti stretti canali di erosione dovuti all'azione dell'acqua, riempiti dai depositi di PM1. Questi ultimi sono

formati da almeno sette livelli principali di lapilli pomicei e scoriacei di colore dal grigio al nero, con intercalati livelli di ceneri fini e grossolane che danno al deposito un aspetto stratificato (Fig. 22). I clasti juvenili sono prevalentemente grigi alla base, microvescicolati e poco porfirici a biotite. Nella parte intermedio-alta della sequenza sono invece più abbondanti lapilli scoriacei generalmente di colore marrone, poco porfirici a biotite, con la presenza di clasti anche molto densi.

La componente litica è relativamente abbondante ed è formata da lave e scorie laviche talvolta arrossate, ma con presenza anche di carbonati, generalmente di taglia inferiore rispetto alle lave. La sequenza stratigrafica è chiusa a tetto da un banco di ceneri con lapilli accrezionali di colore grigio-marrone, talvolta indurite.

PM2 rappresenta un evento eruttivo avvenuto probabilmente nel 536 d.C. Infatti la sua età è compresa tra la precedente eruzione del 512 d.C. (PM1) e quella delle datazioni delle eruzioni successive (Fig. 3). All'interno di questo intervallo temporale l'evento maggiore storicamente ricordato è appunto quello del 536 d.C.

I depositi di questa eruzione hanno una direzione di dispersione principale verso sud-est. La sequenza stratigrafica è formata da un iniziale sottile livello di lapilli scoriacei grigio scuri, passante ad un banco di lapilli scoriacei di colore nero, seguito da un'altro banco con gradazione oscillante (Fig. 23). Chiude la successione di PM2 un livello di ceneri grossolane talvolta umificate con resti vegetali. Il materiale juvenile è costituito da lapilli scoriacei scuri, da marroni a neri, talvolta bandati, iridescenti, da scarsamente a ben vescicolati, di composizione tefri-fonolitica. I clasti sono avvolti generalmente da una patina di alterazione di colore rosso-bruno, sono poco porfirici a biotite e contengono talvolta anche rari inclusi lavici. I litici sono scarsi e sono costituiti principalmente da lave.

PM6 potrebbe coincidere con i depositi dell'eruzione avvenuta nel 787 d.C., riportata dalle cronache storiche come l'ultimo grande episodio eruttivo prima dell'intensa attività effusiva che ha caratterizzato l'intervallo temporale a cavallo dell'anno 1000. Oltre a questo, il deposito in esame è stato datato con il metodo del ^{14}C su carboni contenuti al suo interno, con un risultato compatibile con l'attribuzione al 787 d.C. (Fig. 3).

I depositi di questa eruzione sono separati da quelli precedenti da un sottile livello di ceneri rimaneggiate, contenenti spesso frammenti di legno carbonizzato. Alla base del deposito sono talvolta presenti clasti scoriacei pluricentimetrici, ben vescicolati e decisamente fuori taglia rispetto al resto del deposito, che risulta formato da un livello di lapilli scoriacei e ceneri grossolane di colore rosso mattone (Fig. 23), di composizione tefri-fonolitica. Segue un livello con gradazione normale di lapilli e ceneri di colore rossastro. Lo spessore totale massimo è intorno ai 20 cm. I depositi di PM6 hanno un'ampia dispersione nel settore orientale del vulcano, ma sono ben riconoscibili anche sulle pendici alte del Monte Somma.

Età: post 472 d.C. - pre 1631 d.C.

5.3.6.5. - piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (Piroclastiti del 1631 d. C . *Auctt.*, **PMX**)

La formazione comprende i prodotti dell'eruzione subpliniana del 1631 d.C. (Santacroce, 1987; Rosi *et alii*, 1993; 1996; Rolandi *et alii*, 1993c). I depositi di questa eruzione non sono stati divisi in litofacies come la maggior parte delle altre formazioni, a causa dell'esiguo spessore dei prodotti da caduta che non risultano cartografabili singolarmente.

La sequenza eruttiva è stata divisa in quattro fasi (Rosi *et alii*, 1996): 1) deposito da caduta; 2) deposito da caduta vulcaniano; 3) flussi piroclastici e *surges* (nuèes ardentes) e 4) deposito da caduta di ceneri freatomagmatiche (Fig. 24). L'emissione di colate laviche verso la fine dell'eruzione, riportata da Le Hon (1865, 1866) e ripresa da Rolandi *et alii* (1993c), sembra essere esclusa da studi stratigrafici nel settore sud occidentale del vulcano (Rosi *et alii*, 1993; Di Vito *et alii*, 1998b).

La maggior parte dei depositi cartografati di questa formazione appartengono ai depositi da flusso piroclastico della fase 3 (Fig. 24). Tali depositi affiorano principalmente nel settore occidentale e meridionale del vulcano. Affioramenti minori sono presenti anche nel settore orientale.

Il deposito da caduta, disperso verso est, comprende una parte iniziale di ceneri grossolane composta in gran parte da cristalli di leucite, sanidino e clinopirosseno verde, seguita da lapilli e blocchi pomicei di colore chiaro, di composizione fonolitico-tefritica con subordinati litici e cristalli. A circa metà dello spessore si osserva una transizione a lapilli e blocchi pomiceo-scoriacei scuri, di composizione tefritico-fonolitica. Il deposito risulta gradato inversamente nella prima parte e ha un grado di selezionamento medio. I clasti juvenili sono moderatamente vescicolati, porfirici, con cristalli centimetrici di leucite. Altri minerali presenti tra i fenocristalli sono biotite, sanidino e pirosseno. I litici sono composti da lave, cumuliti, *skarns*, rocce intrusive e scarsi marmi. In particolare gli xenoliti di *skarns*, molto abbondanti rispetto ad altre eruzioni subpliniane del Somma-Vesuvio, rappresentano una caratteristica distintiva di questa eruzione.

Il deposito vulcaniano (fase 2, Rosi *et alii*, 1993) risulta poco disperso ed è separato dal deposito da caduta da un sottile livello di ceneri marroni. Lo juvenile presenta le stesse caratteristiche dell'unità precedente mentre i litici sono più abbondanti.

La fase 3 dell'eruzione è caratterizzata dalla messa in posto di flussi piroclastici e di *surges*, che rappresentano i depositi cartografati nella parte occidentale e meridionale del vulcano. Sono composti da banchi di ceneri massive e stratificate, spesso non consolidate, con contenuti variabili di scorie juvenili e litici, che riempono le paleovalli preesistenti.

La fase finale dell'eruzione (fase 4, Rosi *et alii*, 1993) è caratterizzata dall'emissione di ceneri fini, freatomagmatiche, spesso con lapilli accrezionali

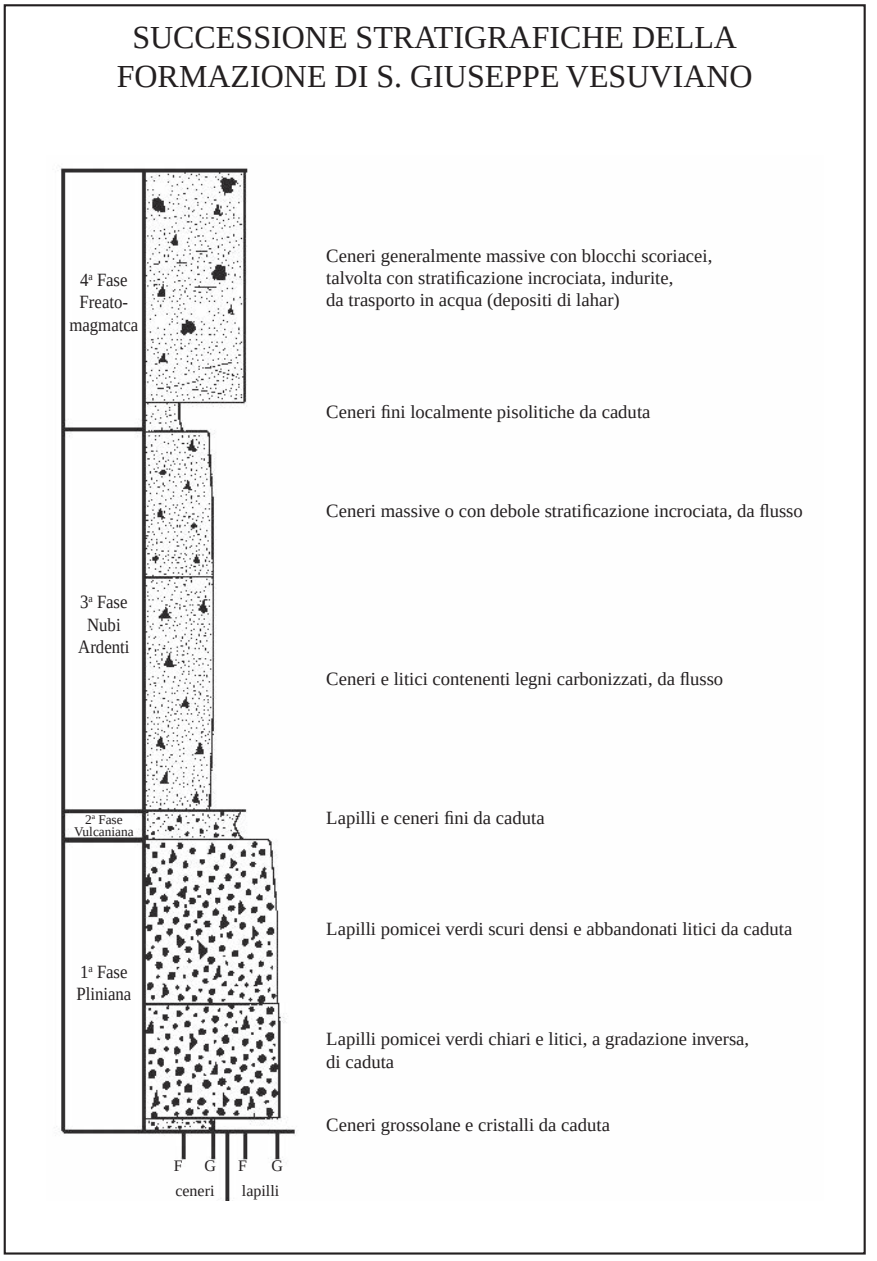


Fig. 24 - *Colonna stratigrafica ricostruita della formazione di S. Giuseppe Vesuviano (piroclastiti del 1631 d.C.* auct.; *da* Rosi et alii, *1993, modificata).*

all'interno, alternate a piogge di fango. L'occorrenza di piogge subito dopo l'eruzione portò alla formazione di numerosi *debris flows* e *mud flows* che provocarono seri danneggiamenti ai paesi circumvesuviani e a quelli della piana circostante.

Età: 1631 d.C.

5.3.6.6. - lave e piroclastiti del Vesuvio (**LPV**)

Questa formazione racchiude i prodotti del periodo di attività storica recente del Vesuvio (Fig. 9), caratterizzata da attività effusiva ed esplosiva quasi persistente di debole e media intensità. La formazione è stata suddivisa in litofacies che descrivono in dettaglio i depositi lavici e piroclastici di 16 dei 18 cicli dell'attività storica recente individuati da Arnò *et alii* (1987), in quanto i prodotti del 1º e del 4º ciclo di attività (1638-1682 e 1700-1707) non sono oggi più visibili e/o cartografabili. L'età delle colate laviche è indicata direttamente nella cartografia.

I depositi di questa formazione costituiscono il cono del Vesuvio e occupano interamente la depressione calderica del Monte Somma, oltre ad essere molto abbondanti nel settore occidentale e meridionale del vulcano con estese colate laviche. I depositi piroclastici sono stati invece cartografati sulle pendici settentrionali e orientali del Monte Somma e in tutto il settore sud orientale dell'apparato vulcanico, estesamente interessato dai depositi di caduta delle eruzioni del 1822, del 1906 e del 1944 d.C. Tali depositi hanno areali di dispersione limitati all'edificio vulcanico e sono scarsamente presenti nelle zone pianeggianti circostanti e sui rilievi appenninici dell'area cartografata.

Di seguito è riportata la descrizione dettagliata delle litofacies distinte all'interno dei singoli eventi eruttivi. Per le lave (raggruppate in unica litofacies) viene fornita una descrizione raggruppando le varie colate secondo il ciclo di attività di appartenenza.

Colate laviche (**LPV_a**). In questa litofacies sono raggruppate tutte le colate laviche del periodo di attività 1638-1944 d.C. Sono sia a corde che a blocchi, con livelli scoriacei alla base e al tetto, generalmente porfiriche per leucite e pirosseno, hanno composizione principalmente tefri-fonolitica. Le varie colate hanno un colore uguale sulla carta geologica e sono distinte tra di loro dalle date di emissione. Di seguito sono riportate le caratteristiche principali delle varie colate cartografate.

- Lave del periodo 1685-1694 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 2º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). L'unico deposito ancora visibile e cartografabile è rappresentato da una colata lavica dell'anno 1694, affiorante nel settore occidentale del vulcano, nella zona delle Novelle di Scappa. Una moderata attività esplosiva (VEI=2) è segnalata dalle cronache storiche negli anni 1685 e 1689, mentre

un'attività più sostenuta (VEI=3) è segnalata in concomitanza con l'emissione della lava del 1694 (Scandone *et alii*, 1993) ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.

- Lave del periodo 1696-1698 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 3º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). L'unico deposito ancora visibile e cartografabile è rappresentato da una colata lavica dell'anno 1697, affiorante nel settore sud occidentale del vulcano, nella zona di Croce dei Monti, a monte della città di Torre del Greco. Attività esplosiva (VEI=3) è segnalata dalle cronache storiche nell'anno 1698 (Scandone *et alii*, 1993). I depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1712-1737 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 5º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Sono stati cartografati lembi di colate laviche del 1714 d.C e del 1737 d.C., ubicate nella zona sud orientale del vulcano. Risultano parzialmente coperti dai depositi di caduta della litofacies **LPV$_e$**. Gli episodi esplosivi più significativi (VEI=3) sono attribuiti dalle cronache storiche agli anni 1723, 1730 e 1737 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1764-1767 d.C.: le colate di questo periodo appartengono al 7º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). L'unico deposito cartografato di questa unità risulta il lembo di colata lavica del 1767 d.C., di composizione tefri-fonolitica, ubicato nel settore occidentale del vulcano, nella zona a monte delle città di Portici e San Giorgio a Cremano. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1767 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1770-1779 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono all'8º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). L'unico deposito cartografato è un lembo di colata lavica del 1771, di composizione tefri-fonolitica, ubicato nel settore occidentale del vulcano, nella zona già parzialmente invasa dalla lava del 1767, a monte della città di Ercolano. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=3-4) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1779 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1783-1794 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 9º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). I depositi cartografati appartengono all'insieme di colate laviche, di composizione tefri-fonolitica e tefri-leucititica (Joron *et alii*, 1987), emesse dalle bocche allineate sulla frattura eruttiva del 1794 d.C., responsabili della distruzione della città di Torre del Greco. Lungo la frattura eruttiva sono

stati cartografati anche depositi di scorie laviche dovute all'attività stromboliana contemporanea all'effusione di lava (litofacies **LPV$_b$**). L'episodio esplosivo più significativo (VEI=3+) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1794 d.C. (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.

- Lave del periodo 1799-1822 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 10º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Depositi particolarmente estesi risultano essere quelli legati all'eruzione del 1822, ampiamente presenti nella zona meridionale dell'area cartografata, pur essendo spesso ricoperti da spessori variabili di piroclastiti del 1944 (**LPV$_e$**). Un altro lembo di colata lavica di questa eruzione affiora a cavallo del bordo occidentale del Piano delle Ginestre. Le altre colate laviche di questo periodo affiorano nella zona sud occidentale del vulcano, nelle vicinanze dei Camaldoli della Torre. Escludendo l'eruzione del 1822 gli episodi esplosivi più significativi sono fatti risalire dalle cronache (Scandone *et alii*, 1993) all'eruzione del 1805 (VEI=2-3), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1825-1834 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono all'11º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Sono stati cartografati solo due lembi della colata lavica del 1834, di composizione tefri-fonolitica, affioranti nel settore sud orientale del vulcano a monte della località Molara e nella zona di Terzigno. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione dell'agosto-settembre 1834 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1835-1839 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 12º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Appartiene a questo ciclo la lava di Caposecchi del 1839, di composizione tefri-leucititica (Joron *et alii*, 1987) e ubicata immediatamente a sud del paese di Terzigno. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=2-3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1839 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1841-1850 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 13º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Sono stati cartografati alcuni lembi delle colate degli anni 1847 e 1850, ubicati nella zona meridionale del Piano delle Ginestre e a monte del paese di Boscotrecase.
- Lave del periodo 1854-1861 d.C.: le colate di questo periodo appartengono al 14º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Tali depositi sono ampiamente presenti nel settore occidentale del vulcano. In questa zona affiora un piccolo lembo della colata del 1855, a monte

del paese di S. Giorgio a Cremano, mentre le colate del 1858 riempiono la parte centrale del Piano delle Ginestre e traboccano fino a raggiungere la zona delle Novelle di Scappa. Nella zona a monte di Torre del Greco sono infine presenti i prodotti lavici legati all'apertura di una frattura eruttiva in posizione eccentrica. In questa zona sono stati cartografati anche i depositi di scorie laviche dovuti all'attività stromboliana in prossimità delle bocche (litofacies b). Tutti i prodotti sono di composizione tefri-fonolitica (Joron *et alii*, 1987). L'attività esplosiva principale è fatta risalire dalle cronache storiche (Scandone *et alii*, 1993) alle eruzioni del maggio 1855 (VEI=2-3) e del dicembre 1861 (VEI=3), ma i depositi piroclastici corrispondenti non risultano cartografabili singolarmente.

- Lave del periodo 1864-1868 d.C.: le colate di questo periodo appartengono al 15º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). L'unico deposito cartografato è un lembo della colata lavica del 1867, di composizione tefri-fonolitica, affiorante nella zona centrale del Piano delle Ginestre. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=2-3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del novembre 1868 (Scandone *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1870-1872 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 16º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Tali depositi sono ampiamente esposti nel settore nord-occidentale del vulcano, a monte del paese di S. Sebastiano al Vesuvio, con alcuni lembi di colate laviche che affiorano anche nella zona centrale e sud-orientale del Piano delle Ginestre. Gran parte delle colate appartengono all'eruzione del 1872 e sono di composizione tefri-fonolitica. L'eruzione del 1872 fu accompagnata anche da un'attività esplosiva significativa (VEI=3), ma i depositi piroclastici non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1874-1903 d.C.: le colate di lava di questo periodo appartengono al 17º ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Cartograficamente sono ben rappresentate nella zona dell'Atrio del Cavallo, ai piedi del cono del Vesuvio, oltre che nella zona del Fosso della Vetrana e nella parte settentrionale del Piano delle Ginestre. Responsabile di gran parte dei depositi cartografati è stata l'attività eccentrica che ha portato alla costruzione delle cupole laviche di Colle Umberto e Colle Margherita, nel periodo 1891-99. La composizione chimica di tali prodotti è tefri-fonolitica.
- Lave del 1906 d.C.: le effusioni laviche rappresentano i primi prodotti messi in posto durante l'eruzione del 1906 d.C. Si tratta di colate di composizione tefri-fonolitica, di notevole estensione, originatesi da bocche eccentriche situate lungo fratture apertesi nel settore sud orientale del gran cono del Vesuvio, a quote comprese tra i 600 e i 900 m. Le colate emesse dalle bocche più alte invasero parte della Valle dell'Inferno, mentre quelle emesse intorno a

quota 600 m interessarono parzialmente le pendici sudorientali del vulcano, dirigendosi principalmente verso sud, fino a lambire la periferia della città di Torre Annunziata.

- Lave del 1929 d.C.: le colate di questa eruzione appartengono al 18º ciclo dell'attività recente del Somma-Vesuvio (Arnò *et alii*, 1987). Cartograficamente sono rappresentate da due diramazioni laviche presenti nella zona orientale del vulcano, in parte coperte dai depositi di caduta della litofacies e Il primo braccio risulta incanalato nel Vallone del Fico, alle spalle del paese di Terzigno, mentre il secondo è sovrapposto parzialmente alla colata di Caposecchi del 1839. La composizione è tefri-fonolitica.
- Lave del 1944 d.C.: le effusioni laviche dal cratere centrale del Vesuvio rappresentano i primi depositi emessi durante l'eruzione del 1944 d.C. Sono essenzialmente colate di trabocco. Il ramo principale è fluito verso nord dove, una volta raggiunta la base della scarpata calderica del Monte Somma è stato deviato verso ovest fino a raggiungere il salto morfologico rappresentato dal Fosso della Vetrana e di qui il paese di S. Sebastiano al Vesuvio (Imbò, 1949; Pesce & Rolandi, 1994). Due rami secondari sono cartografati nelle zone meridionali e occidentali del cono del Vesuvio. Le colate del 1944 d.C. sono del tipo aa, e risultano porfiriche a pirosseno e leucite. La composizione chimica è tefri-fonolitica.
- Colate laviche di età incerta: Sono qui raggruppate alcune colate laviche, emesse tra il 1701 e il 1817 d.C., di cui non è possibile tracciare un corpo definito e assegnare un'età ben determinata. Ciò è dovuto alla mancanza di documenti storici e alla impossibilità di riconoscere i rapporti stratigrafici in campagna, essendo ricoperte dai depositi di caduta della litofacies **LPV$_e$**. L'unico deposito cartografato si ritrova in una ristretta zona in prossimità del paese di Terzigno.

Piroclastiti del 1822 d.C. (**LPV$_c$**). I depositi di questa litofacies sono ampiamente presenti nella zona meridionale dell'area cartografata, dove ricoprono, con spessori variabili da pochi ad alcune decine di centimetri, colate laviche della stessa eruzione e di età precedente. Arrighi *et alii* (2001) hanno descritto tre livelli di lapilli scoriacei di caduta separati da livelli di cenere grossolana dispersi verso sud est. Il primo livello scoriaceo non contiene pressoché litici, mentre questi sono abbondanti negli ultimi due livelli. I clasti scoriacei sono generalmente ricoperti da una patina rossastra.

Piroclastiti del 1906 d.C. (**LPV$_d$**). I depositi piroclastici da caduta dell'eruzione del 1906 d.C. appartengono alle fasi eruttive 2, 3 e 4 descritte da Bertagnini *et alii* (1987). In base alle loro caratteristiche litologiche e basandosi su quanto riferito dalle cronache storiche i vari livelli sono riconducibili alle varie fasi dell'eruzione. Alla fase delle fontane di lava corrispondono ad esempio dei banchi di lapilli scoriacei di colore scuro, variabile dal grigio verdastro alla base al nero al

tetto, talvolta separati dall'intercalazione di due sottili livelli di ceneri grossolane. Il materiale juvenile è costituito da lapilli porfirici a pirosseno, biotite e minore leucite e risulta essere altamente vescicolato nelle porzioni basali e centrali del deposito, per poi passare a mediamente vescicolato nella parte sommitale. Nella parte superiore del deposito sono presenti cristalli sciolti di olivina e pirosseno. Al tetto di questi depositi troviamo i prodotti della successiva fase di colonna sostenuta, rappresentati da lapilli scoriacei, porfirici a pirosseno, misti ad abbondanti litici lavici. Caratteristica peculiare di questo livello è la patina di colore marrone che ricopre i clasti, rendendo il deposito un livello guida inconfondibile all'interno della stratigrafia dei depositi piroclastici dell'eruzione. Lo juvenile è da mediamente a scarsamente vescicolato. L'abbondante presenza di frammenti litici, ed in particolar modo di frammenti lavici, ben si accorda con la distruzione del cono del Vesuvio avvenuta in questa fase, osservata e riportata da numerosi testimoni oculari dell'eruzione (Perret, 1924; Mercalli, 1906; Sabatini, 1906).

I depositi di ceneri pisolitiche appartenenti all'ultima fase dell'eruzione sono oggi raramente osservabili in campagna, e sono formati da ceneri fini ricche di lapilli accrezionali di colore marrone chiaro. I lapilli hanno una paragenesi a clinopirosseno (salite e diopside)+plagioclasio+olivina+biotite+leucite, con presenza di glomerofiri. Nei livelli di lapilli della fase di colonna sostenuta sono comuni i vetri juvenili palagonitizzati. I prodotti eruttati variano in composizione da tefriti a fono-tefriti.

Lapilli neri da caduta (**LPV$_e$**). I depositi di questa litofacies appartengono alla fase parossistica di fontanamento dell'eruzione del 1944 d.C. (Fase 2, Fulignati *et alii*, 1998; Fig. 25) e sono in parte eteropici con i prodotti delle litofacies **LPV$_f$** e **LPV$_g$**. Testimonianze dirette (Imbò, 1949) riferiscono di otto fasi eruttive caratterizzate dalla formazione di fontane laviche, di intensità e durata variabili, con l'ultima che mostra una transizione a colonna sostenuta dell'altezza di 5-6 km. I lapilli scoriacei di questa fase risultano dispersi in direzione sud-est e sono cartografati in tutta la Valle dell'Inferno e nella zona a monte e a sud del paese di Terzigno. Le scorie sono fortemente porfiriche a pirosseno, specialmente quelle emesse durante l'ultima fase di fontanamento, e la loro vescicolarità decresce dal basso verso l'alto del deposito. La composizione chimica varia da tefriti fonolitiche per le prime fontane a tefriti per le ultime. I depositi dell'ultima fontana sono inoltre caratterizzati dalla presenza di xenoliti di cumuliti, *skarn* e cornubianiti (Fulignati *et alii*, 1998).

Scorie saldate (**LPV$_f$**). I depositi di questa litofacies rappresentano le facies prossimali dei depositi di lapilli scoriacei scuri dell'eruzione del 1944 d.C. (litofacies **LPV$_e$**), di cui conservano le caratteristiche petrografiche e chimiche. Sono cartografati nelle zone immediatamente circostanti il cratere del Vesuvio, dove la saldatura dei clasti ha permesso che si conservassero anche su pendii molto ripidi.

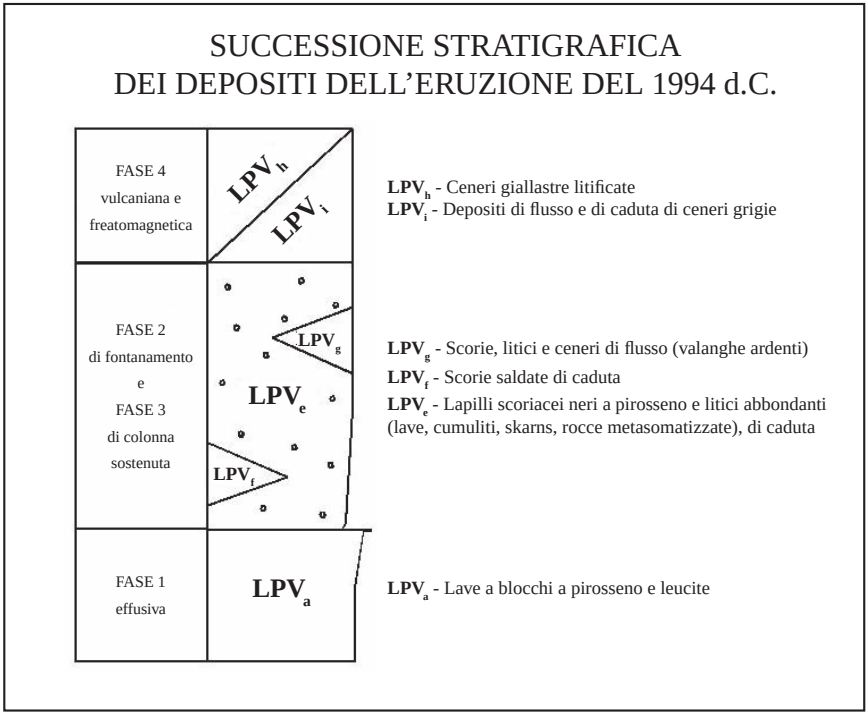


Fig. 25 - *Sezione tipo ricostruita dell'eruzione del 1944 d.C. (da* Fulignati et alii, *1996) appartenente alla formazione delle lave e piroclastiti del Vesuvio.*

Valanghe ardenti (**LPV$_g$**). I depositi di questa litofacies derivano da rimobilizzazioni di piroclastiti messe in posto durante le fasi di fontanamento di lava dell'eruzione del 1944 d.C., sui ripidi pendii del cono del Vesuvio. I depositi in esame sono conosciuti con il nome di valanghe ardenti, in quanto formate a discapito di prodotti ancora caldi al momento della messa in posto. I depositi cartografati sono dispersi tutto intorno al cono del Vesuvio e di alcuni è ancora oggi visibile, sulle pendici sommitali del gran cono, la nicchia di distacco. La litologia di tali depositi è costituita da scorie, scorie saldate, lave e lapilli scoriacei.

Ceneri litificate (**LPV$_h$**). I depositi di questa litofacies sono eteropici alla litofacies **LPV$_i$**, e deposti durante la fase freatomagmatica dell'eruzione del 1944 d.C. La loro litificazione ha permesso che si conservassero sui ripidi pendii del cono del Vesuvio, dove sono presenti in placche nella zona meridionale. Litologicamente sono costituiti da ceneri fini e grossolane litificate e palagonitizzate, di colore marrone giallastro, con litici e cristalli al loro interno.

Piroclastiti grigie (**LPV$_i$**). I depositi di questa litofacies appartengono alla fase vulcaniana e freatomagmatica terminale dell'eruzione del 1944 d.C. (Fig. 25). I

prodotti sono composti prevalentemente da ceneri grossolane di colore grigio-biancastro, con abbondanti litici, sia da caduta che da flusso piroclastico. Questi depositi sono cartografati solo sulle pendici del cono del Vesuvio, con una dispersione preferenziale maggiore nella zona sud-occidentale.

L'età di **LPV** è compresa tra il 1638 d.C. e il 1944 d.C..

5.4. - Distretto vulcanico flegreo

5.4.1. - *unità di Casalnuovo-Casoria* (**CCU**)

Questa formazione comprende depositi piroclastici che coprono un intervallo temporale compreso tra la deposizione dell'Ignimbrite Campana e l'eruzione di Avellino (39-3,8 ka), ma il suo tetto si estende fino al superficie topografica attuale. E` cartografata solo in una piccola zona nella parte nord occidentale del Foglio, in prossimità dei paesi di Casalnuovo di Napoli e Casoria.

La migliore esposizione di questa formazione è rappresentata dalla sezione DR 37 (Fig. 11), presso il deposito ferroviario di S. Arpino, alla periferia est di Napoli. Qui, al di sopra del deposito dell'Ignimbrite Campana, sono presenti due livelli di spessore decimetrico, costituiti da ceneri e lapilli di colore chiaro con scarsi litici, di caduta, probabilmente di origine flegrea. Sopra a questi è visibile un deposito cineritico con scarsi litici e materiale juvenile di colore chiaro, appartenente all'eruzione flegrea del Tufo Giallo Napoletano. La parte superiore della successione è formata dai depositi di caduta delle eruzioni flegree di Agnano pomici principali e Agnano Monte Spina, con a tetto spessori plurimetrici dei depositi di flusso dell'eruzione vesuviana di Avellino, caratterizzati da una fitta alternanza di livelli stratificati, più grossolani, con ceneri fini a lapilli accrezionali.

5.5. - Unità ubiquitarie

5.5.1. - *Detrito di falda* (**a_3**)

Questi depositi sono presenti principalmente ai piedi del Monte Somma e si formano per arretramento del bordo calderico polifasato. Il materiale detritico è formato da depositi grossolani (ciottoli, blocchi e massi) prevalentemente lavici frammisti a materiale scoriaceo e pomiceo generalmente a granulometria ghiaiosa. Depositi del tutto simili si rinvengono ai piedi di alcuni canaloni sviluppati sul bordo interno del Monte Somma. Talvolta è documentata la loro attivazione da

modeste frane di crollo originatesi a seguito di eventi sismici di modesta magnitudo. Età: tardo Olocene-Attuale.

5.5.2 . *Deposito di spiaggia* (**g_2**)

I depositi di spiaggia sono composti prevalentemente da sabbie medie e grossolane ben selezionate con livelli ghiaiosi. Sono prevalenti frammenti litici di lave e subordinatamente frammenti piroclastici sia nella frazione grossolana che fine. Abbondanti sono anche i cristalli sciolti, prevalentemente femici, tipicamente fortemente usurati. Età: tardo Olocene-Attuale.

5.5.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**b_2**)

Le coperture eluvio-colluviali derivano prevalentemente dal rimaneggiamento dei depositi piroclastici dei versanti del Somma-Vesuvio. Sono formate da ghiaie, sabbie e sabbie limose vulcanoclastiche. Età: tardo Olocene-Attuale.

5.5.4. - *Deposito di* debris-flow (**b_4**).

Questi depositi sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose da matrice-sostenute a clasto sostenute, grossolanamente stratificati o massivi. Litologicamente sono formati da materiali vulcanoclastici in cui possono prevalere frammenti juvenili (pomici e scorie) o frammenti lavici. Nelle aree esterne all'edificio vulcanico sono presenti, in quantità variabile, anche clasti carbonatici. I depositi di colata mappati all'esterno dell'edificio vulcanico, nella zona di Sarno, Lavorate e Quindici, corrispondono a quelli sviluppatisi nel maggio del 1998. Età: tardo Olocene-Attuale.

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

Materiale di riporto a granulometria variabile, talora identificabile come dovuto all'ammasso e allo spostamento di materiali di risulta delle cave. Età: Attuale

VI - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Finita l'epoca in cui i depositi saldati dell'Ignimbrite Campana erano il materiale da costruzione di più largo impiego, attualmente l'attività estrattiva è principalmente collegata allo sfruttamento dei materiali lapidei carbonatici per la produzione di inerti. Il polo estrattivo principale è oggi ubicato nelle colline di Cancello con un gran numero di cave regolarmente attive. Delle decine di cave grandi o piccole esistenti in cui veniva estratta l'Ignimbrite Campana, oggi poche hanno mantenuto una regolare attività. Le aree in cui è segnalato il piu alto numero di cave sono sicuramente il Nolano e la Valle del Clanio anche se l'attività estrattiva della Ignimbrite Campana era diffusa in molte altre parti del territorio. Molte di queste cave sono state successivamente oggetto di parziale o totale riempimento con rifiuti solidi urbani, spesso in maniera incontrollata ed illegale. Tali riempimenti creano disomogeneità laterali delle caratteristiche geotecniche dei terreni da valutare attentamente nella posa in opera di eventuali costruzioni. Oltre a ciò in epoca passata l'attività estrattiva in alcuni casi avveniva attraverso lo scavo di cunicoli in cui l'eventuale crollo delle volte può creare ulteriori problemi.

Tra i materiali ancora oggi considerati di interesse estrattivo sono certamente i depositi vulcanici (cave di lapilli) estesamente impiegati per usi edilizi da intonaco. Le cave attive di maggiori dimensioni sfruttano i potenti depositi dei conoidi vulcanoclastici lungo la valle del Clanio. Alcune delle cave dismesse, oltre

a essere state trasformate in discariche, sono state riempite recentemente, come la grande cava di Iervolino, non lontana da Sarno, con il materiale proveniente dalle colate fangose del 5 maggio 1998 che hanno invaso i paesi di Episcopio e Quindici.

2. - STABILITÀ DEI VERSANTI

In tutta l'area circumvesuviana il rischio più incombente e devastante connesso all'instabilià dei versanti è legato alla formazione di colate rapide di fango. Tale rischio è stato mostrato drammaticamente negli eventi del 5 maggio 1998 in cui più di cento persone persero la vita tra i paesi di Sarno-Quindici-Bracigliano-Siano e S. Felice a Cancello. I fenomeni di colata rapida di fango sono connessi alla rimobilizzazione della copertura detritico colluviale dei versanti in cui la componente di materiali vulcanici è preponderante, a seguito di eventi meteorici di particolare intensità che portano alla completa o parziale saturazione della coltre vulcanoclastica. Gran parte dei versanti acclivi e solcati da canaloni rappresentano aree potenzialmente propense al distacco ed al successivo evolversi di questi fenomeni come flussi incanalati. La possibilità di raggiungere le zone a valle e di espandersi causando danni a cose e persone dipende in larga parte dalle caratteristiche del flusso stesso e dalla quantità di materiale rimobilizzato. Appare chiaro come una zonazione del rischio derivi quindi dalla valutazione di dettaglio di ogni singola situazione. È comunque fuori dubbio che i conoidi attivi presenti ai piedi dei versanti rappresentino un immediato indizio delle aree potenzialmente inondabili.

Altri tipi di fenomeni gravitativi di interesse riguardano invece situazioni più locali. Tra questi segnaliamo la possibilità di frane di crollo in roccia o nei depositi saldati dell'Ignimbrite Campana. Particolarmente propensi a questo tipo di dissesto risultano i bordi di cava, la parete calderica del Monte Somma e i valloni incisi nelle lave nel versante settentrionale dello stesso. Minori fenomeni legati a frane di tipo rotazionale sono possibili su versanti con spessi depositi detritico-colluviali con forti spessori di piroclastiti in posto appartenenti principalmente all'unità di Piano delle Selve.

3. - IDROGEOLOGIA

All'interno del Graben Campano si distinguono essenzialmente due grossi sistemi di acquiferi: uno superficiale ed uno profondo (Celico *et alii*, 1998). L'acquifero superficiale, di andamento complesso, è costituito principalmente dalle piroclastiti e dalle lave del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e dai deposi-

ti vulcanoclastici presenti nelle piane, la cui porzione superficiale è confinata, alla base, dall'Ignimbrite Campana. Esso è alimentato principalmente dagli apporti idrici del Somma-Vesuvio e dai rilievi carbonatici. Si riconosce un importante spartiacque sotterraneo della falda superficiale in corrispondenza dell'alto morfologico di Ottaviano-Palma Campania. Anche sui rilievi carbonatici si può distinguere un acquifero superficiale che alimenta numerose sorgenti (Celico, 1983).

L'acquifero profondo è legato alle rocce carbonatiche che costituiscono il substrato della successione di riempimento della piana campana ed è alimentato dai rilievi carbonatici dei Monti di Sarno e dei Monti Lattari. Contatti tra i due sistemi di acquifero si sviluppano prevalentemente in corrispondenza delle principali discontinuità tettoniche (Celico *et alii*, 1998).

VII - CENNI ALLA PERICOLOSITA' VULCANICA NELL'AREA

1 - DEFINIZIONE DELL'ERUZIONE MASSIMA ATTESA (EMA) E DEL SUO SCENARIO

Gli studi sui prodotti emessi dal Vesuvio nel corso della sua storia eruttiva hanno permesso di definirne la variabilità delle eruzioni in termini di composizione dei prodotti, stile di attività, volume e energia. Il comportamento eruttivo del vulcano è riconducibile all'alternanza irregolare tra periodi di attività a condotto aperto (attività stromboliana persistente, frequenti effusioni laviche e sporadiche, più voluminose ed energetiche, eruzioni esplosive a forte componente freatomagmatica) e periodi di riposo di durata diversa (connessi all'occlusione del condotto) interrotti da eruzioni prevalentemente esplosive di taglia ed energia molto variabile.

L'ultima eruzione del Vesuvio, nel 1944, ha segnato il passaggio da condizioni di condotto aperto a condizioni di condotto ostruito.

Dal 1944 il Vesuvio è in stato di quiescenza e non vi sono attualmente indicazioni su una prossima ripresa dell'attività eruttiva. Il vulcano, nel corso della sua storia, ha avuto lunghe pause (in alcuni casi, di secoli o millenni) concluse da una ripresa di attività che, di regola, è stata tanto più violenta quanto più lungo è stato il periodo di inattività.

Qualunque siano le condizioni del condotto, il modello oggi più accreditato prevede un sistema vesuviano caratterizzato dalla presenza di camere magmatiche

superficiali alimentate in modo sostanzialmente stazionario dall'arrivo periodico, grossolanamente regolare, di masse magmatiche profonde ad alta temperatura (1150-1200°C) a composizione tefritica. Il volume di magma entrato nel sistema vesuviano dopo il 1944 è stimato nell'ordine di circa 200 milioni di m^3.

Tale volume, se emesso nel corso di una singola eruzione esplosiva, darebbe luogo ad un'eruzione subpliniana di magnitudo simile a quella del 1631.

L'eruzione del 1631 d.C. è stata per questo assunta come evento di riferimento per l'eruzione massima oggi attesa al Vesuvio. Lo scenario dell' "Evento Massimo Atteso a medio termine (EMA)" è il risultato della combinazione di dati di terreno, di dati storici e di simulazioni numeriche basate su modelli fisici. La sequenza di eventi attesa è schematicamente indicata nella Tabella 1.

Combinando la distribuzione areale dei prodotti delle eruzioni storiche di magnitudo simile all'EMA con i risultati delle simulazioni numeriche, un'area pericolosa di circa 1300 km^2 è stata associata all'EMA. All'interno di quest'area due zone sono state distinte sulla base del tipo e della dimensione dei fenomeni che potenzialmente possono interessarle:

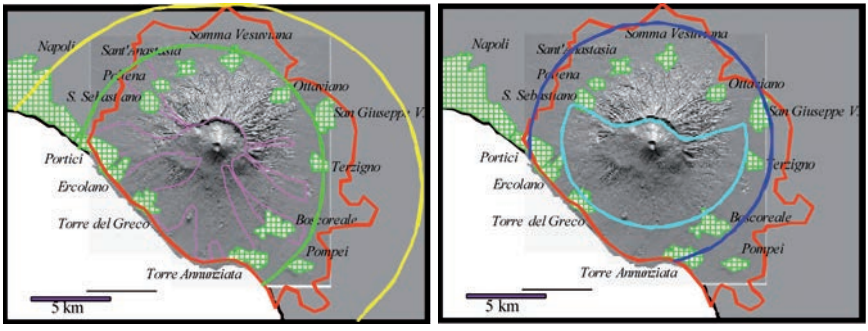
- una **Zona Rossa** (circa 210 km^2; Fig. 26) all'interno della quale vaste aree potrebbero essere soggette a distruzione pressochè totale a causa dello scorrimento di colate e *surges* piroclastici, colate di fango ed alla ricaduta imponente di blocchi, bombe e lapilli. Nelle eruzioni del 472 e del 1631 circa il 40% ed il 20% di questa zona rispettivamente vennero devastati.
- una **Zona Gialla** (circa 1250 km^2; Fig. 27) potrebbe essere interessata da importante ricaduta di lapilli e cenere, con carichi per metro quadrato superiore ai 300 kg. Nel 1631 circa 100 km^2 furono coperti da più di 300 kg/m^2.

Le eruzioni esplosive provocano in genere perturbazioni atmosferiche che inducono forti piogge capaci di rimobilizzare la copertura piroclastica generando lahar e inondazioni. Sebbene esaltato in coincidenza con le eruzioni, il pericolo legato ai *lahar* deve essere considerato permanente nell'area circumvesuviana e non limitato ai momenti di attività, come tragicamente mostrato dai luttuosi eventi del 5-6 maggio 1998 nell'area di Sarno-Quindici, a est del Vesuvio. In considerazione di ciò, sulla base di semplici calcoli idrodinamici, è stato necessario introdurre nello scenario su cui è basato il piano di emergenza una zona caratterizzata da alta probabilità di inondazione ed allagamenti:

- la **Zona Blu** (Fig. 28) che potrebbe essere soggetta a devastazioni connesse allo scorrimento di colate e torrenti fangosi ed alluvionamenti anche estesi. I fenomeni potrebbero essere presenti, seppure con intensità minore, anche nel caso che il campo dei venti non portasse ad una importante deposizione di piroclastiti sul bacino imbrifero della fossa di Nola.

fase eruttiva	fenomeni	durata	area interessata (km2)
Apertura freatomagmatica	- Ripetute esplosioni - Da moderati a forti terremoti - Eiezione balistica di blocchi (2-3 km dalla bocca) - Ricaduta sottovento di cenere (ca.10 km dalla bocca)	da minuti ad ore	10-20
Colonna Eruttiva Sostenuta	- Formazione di una colonna eruttiva alta 12-15 km - Ricaduta di cenere e lapilli (collasso dei solai a 10-30 km dalla bocca) - Eiezione balistica di blocchi e bombe (3-5 km dalla bocca) - Tremore continuo e forte	ore	200-300
Messa in posto di flussi piroclastici	- Destabilizzazione della colonna - collassi - Scorrimento di colate e di surges piroclastici - Possibile collasso strutturale della parte superiore del cono vesuviano - Forti terremoti isolati - Frane e debris flows - Moderate onde di tsunami	ore	50
Lento esaurimento freatomagmatico	- Ripetute esplosioni connesse all'interazione magma-acqua nel condotto - Ricaduta di cenere e fango; uragani di fango - Forti piogge; colate di fango; allagamenti - Terremoti isolati	? da giorni a mesi ?	50-100

Tab. 1 - *Scenario eruttivo dell'Evento Massimo Atteso (EMA) al Vesuvio a medio termine.*



estensione massima delle colate e dei surges piroclastici

nel 1631

durante gli eventi subpliniani

durante gli eventi pliniani

h = 0.3 km
pend. = 16°

h = 1.0 km
pend. = 16°

da modelli fisici

limiti della Zona Rossa
(confini amministrativi)

Fig. 26 - *Limiti della "Zona Rossa", definiti dalle distanze percorse realmente nel passato da colate e surges piroclastici generati nel corso di eruzioni subpliniane (tipo quella del 1631 d.C. o del 472 d.C.) e dalle distanze virtuali dedotte dall'applicazione di semplici modelli fisici.*

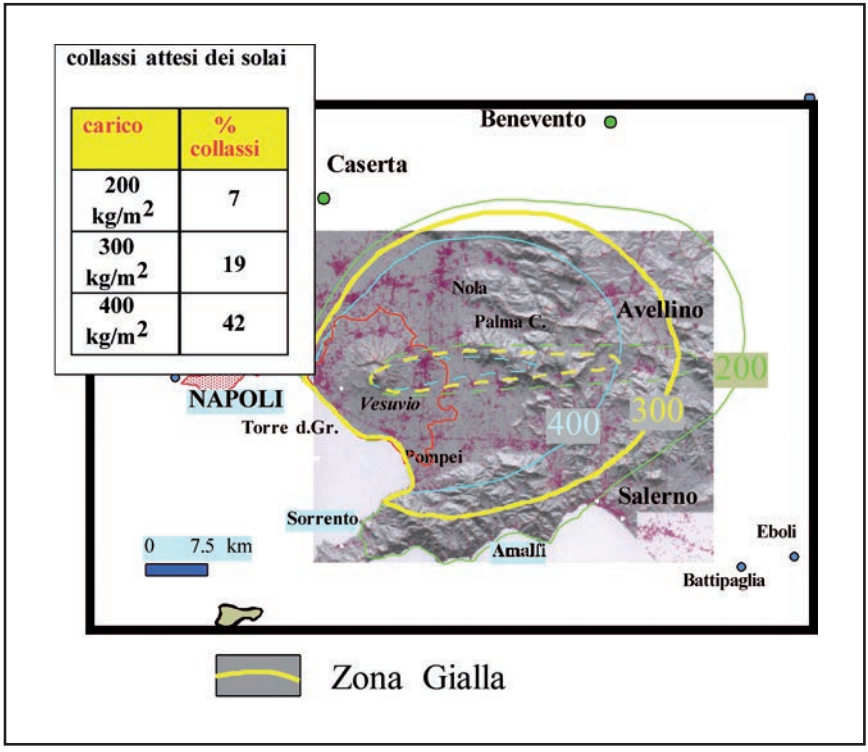


Fig. 27 - *Limiti della "Zona Gialla", definiti dalle aree copribili da più di 300 kg/m2 di piroclastiti da caduta nel corso di una eruzione del Vesuvio di magnitudo intorno a 0.1-0.2 km3. Sono riportate anche le isomasse al suolo relative a 200 e 400 kg/m2. Le linee tratteggiate mostrano le curve di isomassa al suolo misurate sui depositi dell'eruzione del 1631 d.C. (dati da* Rosi et alii, *1993) e suggeriscono le dimensioni della zona gialla che potrebbero venire realmente danneggiate dalla caduta di piroclastiti nel corso di un'eruzione di quel tipo. L'inserto mostra la percentuale di solai che, sulla base di indagini preliminari di vulnerabilita', potrebbero collassare nell'area vesuviana sotto i differenti carichi ipotizzati. Ridisegnato da:* Santacroce et alii, *(2000).*

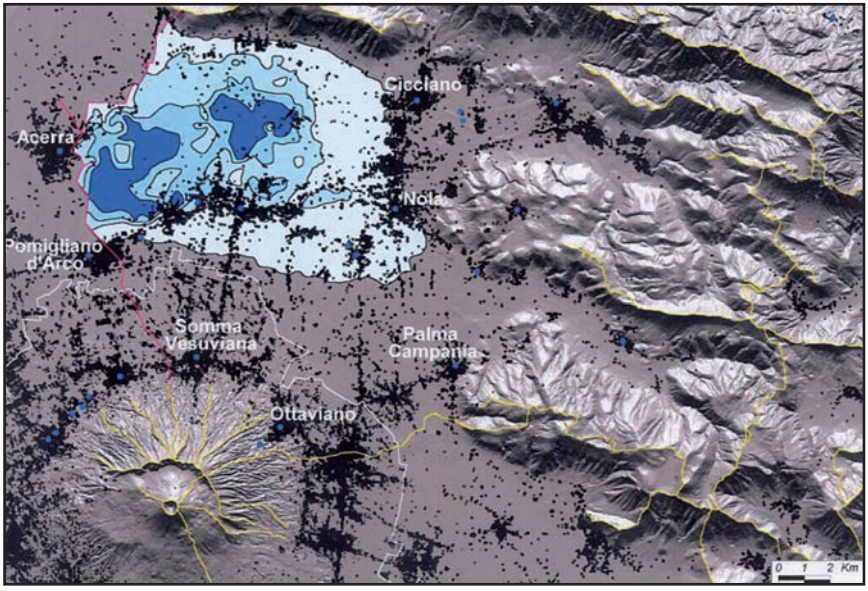


Fig. 28 - *La "Zona Blu", definisce le aree potenzialmente alluvionabili in seguito ad eventi eruttivi esplosivi. L'area mostrata in varie tonalità di azzurro (a nord del Vesuvio) è quella più facilmente soggetta a fenomeni di alluvionamento a causa della morfologia del terreno (conca di Nola). I punti azzurri indicano i siti in cui c'é segnalazione storica di colate di fango avvenute in concomitanza con l'eruzione del 1631 d.C. Ridisegnato da:* Pareschi et alii, *(2000).*

VIII - EXTENDED ABSTRACT

1 - THE GEOLOGICAL MAP

As regards the carbonate platform terrains, the field survey allowed to recognize two tectonic units: the Monti Lattari-Picentini Unit and the Monti di Avella Unit. The Monti Lattari-Picentini Unit crops out in the area delimited by Sarno, Palma Campania and Quindici towns, overthrusting the Monti di Avella Unit. This latter is exposed both in the Visciano-Moschiano calcareous ridge and in the southern slopes of the Monti di Avella.

Both units probably originated by the deformation of different areas of the same paleogeographic domain. This probably was a NE-SW trending carbonate platform, located, during Mesozoic and Tertiary, on the Apulian continental margin, between an internal oceanic belt (Lucanian Ocean; Guerrera *et alii*, 1993; 2005; Bonardi *et alii*, 2001) to the west, and an external deep, mainly pelagic, basin (Lagonegro Basin; Scandone, 1972; D'Argenio *et alii*, 1973), to the East.

The stratigraphic succession of the Monti Lattari-Picentini Unit, from the bottom to the top, consists of the following formations:

- *calcari con requienie e gasteropodi* (Barremian-upper Aptian *p.p.*), in which two members can be distinguished:
- *member of calcari ad ooliti fibroso-raggiate*, consisting of 100 m of limestone with some intercalations of dolostone (Barremian-upper Aptian *p.p.*);

- *member of a calcari e marne a Orbitolina*, 25 m thick, made up of green marlstones laterally passing to intrabasinal calcareous conglomerate and nodular limestone (upper Aptian *p.p.*);
- *calcari a radiolitidi:* 600 m of saccharoid dolostone alternating with micritic and biomicritic limestone (upper Aptian *p.p.*-Cenomanian), upwards passing to Rudistid-rich limestone and dolomitic limestone (Turonian-Santonian).

The stratigraphic succession of the Monti di Avella Unit, from the bottom to the top, consists of the following formations:

- *calcari a* Palaeodasycladus: 750 m of biomicritic limestone and dolomitized biodetritic limestone, with Palaeodasycladus mediterraneus, alternating with saccharoid dolostone. The upper part of the formation is characterized by great bivalves ("Facies a *Lithiotis*" Auct.; Hettangian *p.p.*-Toarcian *p.p.*);
- *calcari oolitici ed oncolitici:* 450 m of oolitic and pseudoolitic limestone, alternating with coarse biodetritic limestone and, in the upper part, with frequent mudstone and wackestone (uppermost Toarcian-Callovian *p.p.*);
- *calcari con* Cladocoropsis *e* Clypeina: 400-450 m of limestone and dolomitic limestone. The succession locally, is stromatolitic and loferitic, rich in *Cladocoropsis mirabilis*, in the lower part, and in *Clypeina jurassica*, in the upper part (Callovian *p.p.*-lowermost Berriasian);
- *calcari con requienie e gasteropodi:* 600 m of mudstone, packstone and, sometimes, pseudoolitic grainstone, locally alternating with dolostone (Berriasian *p.p.*-Albian);
- *calcari a radiolitidi:* over 700 m of mudstone, wackestone and packstone, with some layers of dolostone, in the lower part, evolving to Rudistid-rich mudstone and wackestone (Cenonanian-Santonian);
- *brecce di Punta del Capo:* a few metres of polygenic carbonate breccia and conglomerate with a reddish marly-calcareous matrix, unconformably lying on the Mesozoic carbonates (upper Tortonian ?). In this lithostratigraphic unit, olistostromes are recognizable, in particular in the Vallone Cantarielli. These olistostromes consist of greenish, yellowish and reddish clay, incorporating pebbles and boulders of micaceous pelite, quartzose and micaceous sandstone, calcilutite and marly limestone, sometimes with Paleogenic microfaunas (Upper Tortonian?).

The volcanic and Quaternary volcaniclastic and clastic deposits have been subdivided following the recognition of unconformity-bounded units (UBSU; ISSC, 1987; Fig. 14), which allow bacinal correlations and define important phases of land evolution both on the volcanic slopes and in the circumvesuvian areas. Within each UBSU, several volcanic and non-volcanic lithostratigraphic units have been identified. The new geological survey produced a very great advance in detailing the general stratigraphy of the Somma-Vesuvius and Quater-

nary deposits. In particular, new ^{14}C-datings allowed a substantial improvement of the chronology of volcanic products (Fig. 3). Pyroclastic fall deposits of the main explosive eruptions have been used to trace isochrounous stratigraphic markers between the volcano and the sourrounding sedimentary sub-basins.

The new views about geology of the area are briefly summarised in the following section along with the legend of the geological map at 1:50.000 scale.

2. - GENERAL EVOLUTION OF SOMMA-VESUVIUS VOLCANO AND SURROUNDING AREAS

Somma-Vesuvio volcanic complex consists of an older volcano dissected by a summit caldera, Mt. Somma, and a recent cone, Vesuvius, that grew within the caldera after the AD 79 "Pompei" eruption. The volcano is relatively young: the Somma stratocone postdates the 39 ky old Campanian Ignimbrite eruption of Campi Flegrei (Tufo Grigio Campano Auctt.) and ended its activity most probably around 20 ky. It consists of a pile of thin lava flows interbedded with spatter and cinder deposits (composition from K-basalt-trachybasalt to K-tephrite-phonotephrite). About 22 ky ago the style of activity changed: after a long quiescence a large plinian eruption ("pomici di base formation"), ejected K-trachytic to K-latitic magmas. In the following 19.3 ky three other plinian eruptions occurred, each preceded by long rest periods: "Mercato" (8900 cal yr B.P., K-phonolite), "Avellino" (3800 cal yr B.P.; K-phonolite-tephriphonolite), and "Pompei" (A.D. 79; K-phonolite-tephriphonolite), while effusive activity was limited to a few lava flows from lateral vents (19.3-22 ky). In between the four major plinian events, 8-10 minor explosive eruptions occurred, subplinian to vulcanian in style. After A.D. 79, the recent cone began to form. It grew discontinuously during periods of persistent strombolian and effusive activity occurred in the Ist-IIIrd, V-VIIIth (after A.D. 472 "Pollena" eruption), X-XIIth centuries and in A.D. 1631-1944. A dozen explosive eruptions alternated with the open conduit activity, each preceeded by long (100-300 years) rest. The largest eruptions of this last period of activity occurred in A.D. 472 and A.D. 1631 and were subplinian in size.

Mt. Somma shows a nested, polyphased caldera related to the emptying of shallow reservoirs during large eruptions. Four caldera-forming events have been recognized (Cioni *et alii*, 1999b), that occurred during plinian eruptions. The structural collapses constantly accompanied the final phreatomagmatic phases common to all four plinian events. The geometry of the caldera did not suffer significant modifications related to the interplinian volcanic activity until the post A.D. 79 "reconstructing" period, whose products covered and mostly obliterated the seaward lower rim of the caldera. The eruptive history of Vesuvius reflects a plumbing system characterized by the constant presence of shallow magma

chambers and alternating periods of open and obstructed conduit conditions. The chambers were supplied by deep, mafic magma batches investigated through melt inclusions in high-T crystals (mostly olivine and diopside). These revealed the not truly primitive nature of the melts entering the chamber, as well as a change from K-basalt to K-tephrite occurred between the Avellino and Pompei eruptions. When the conduit is open, the reservoir is continuously tapped through persistent strombolian activity. The periodic arrival of fresh magma in the full plumbing system results in either quiet lava effusions and moderate growth of the magma chamber (<3 km depth) or in explosive-effusive polyphased eruptions whose dynamics induce the complete emptying of the reservoir. After short quiescent periods (reflecting the system recharge), strombolian conditions are restored, initiating a new cycle. When the conduit is obstructed the magma chamber grows until, after quiescent intervals of variable length, an explosive eruption is initiated. The present 70 years long quiescence departs from the pattern of open conduit conditions and after 1944 eruption conduit remained obstructed. The volume of magma entered the chamber since then could be in the order of $2x10^8$ m^3. If totally ejected during a single explosive event, it could result into a subplinian eruption, similar to the last of this kind (A.D. 1631). Such an eruption has been therefore taken as reference event for the presently Maximum Expected Eruption, whose scenario, assessed from field and historical data, was included in the Emergency Plan established by the Civil Protection of Italy.

The progressive growth of the Somma volcano, after the emplacement of the Campanian Ignimbrite progressively separated the southern part of “Campanian Graben” in three distinct alluvial plains: Acerra-Nola at NE, Sebeto at NW and Sarno plain at SE. The Sebeto and Sarno plains have connection to the sea and therefore experienced coastal marine sedimentation during the “Versilian” transgression, which occured after the sea-level low-stand of the Last Glacial Maximum. The Acerra-Nola plain experienced only continental sedimentation. Along the border of the Apennine chain a major change in sedimentation behavior seems to occur at the transition beween the Late Pleistocene and Holocene. During this period Late Pleistocene alluvial fans and fluvial deposits were incised and paleosols developed in areas not affected by alluvial and fluvial activity. Pre-Holocene pyroclastic fall deposits were almost completely removed by slope erosion and volcaniclastic deposits aggraded at the Apennine hillfoot. However, this discontinuity is not clearly identifiable on the volcanic slopes, where volcanic activity (and phases of quiescence) governed the sedimentary processes. A volcaniclastic apron developed and progressively prograded during the last 22 ky.

IX - LEGEND

1 - QUATERNARY DEPOSITS

UBIQUITOUS UNITS

slope debris (**a_3**):
lava pebbles and boulders mixed with gravelly scoriae and pumice.
Age: LATE HOLOCENE-PRESENT.

beach deposits (**g_2**):
black, well-sorted volcaniclastic gravels and sands with granules of rounded lavas, pumice, scoria and loose femic crystals.
Age: LATE HOLOCENE-PRESENT.

eluvial and colluvial deposits (**b_2**):
gravels, sands and silty-sands due to the superficial reworking of the pyroclastic deposits on the slope of Somma-Vesuvius.
Age: LATE HOLOCENE-PRESENT.

debris flows and hyperconcentrated flow deposits (**b_4**):
gravelly-sand deposits, from clast-supported to matrix-supported. They could be massive or crudely stratified, and comprises pumice and lithics. They

originated both on Somma-Vesuvius and Apennine slopes. The debris flows mapped in the Apennine correspond to the events occurred on May 1998.
Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

VESUVIAN-PHLEGREAN SYNTHEM (**VEF**):
This synthem is comprised between the surface of erosion and non-deposition (paleosol) at the top of the Campanian Ignimbrite deposits (39 ky) and the topographic surface. It comprises all the stratigraphic units younger than 39 ky. Within the synthem some discontinuities of lower rank define different sub-synthems.
Age: LATE PLEISTOCENE-PRESENT.

Circumvolcanic areas and relieves

Agro nocerino sarnese subsynthem (**VEF_2**):
This synthem is comprised between the surface of erosion and non-deposition at the top of the subsynthem Scanzano and the topographic surface. It comprises the distal pyroclastic fall deposits and volcaniclastic and clastic deposits of the circumvesuvian area, alluvial plains, fluvial and alluvial fan deposits (**VEF_{2b}**), travertine (**VEF_{fl}**), and palustrine deposits (**VEF_{2e3}**). It also comprises the Piano delle Selve unit (**PNV**).
Age: HOLOCENE.

Piano delle Selve unit (**PNV**):
Slope debris and colluvial deposits with variable degree of weathering. It comprises mainly volcaniclastic gravels, sands and silty-sands with sparse carbonate clasts. Pyroclastic fall deposits are frequently preserved (piroclastiti di Mercato, **PMR**; piroclastiti di Avellino, **PAV**; piroclastici di Pollena, **PNA**, piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano, **PMX**).
Age: HOLOCENE.

Scanzano subsynthem (**VEF_1**):
It is comprised between the erosive surface at the top of the Campanian Ignimbrite and the erosive and non-depositional surface found at the transition between the Upper Pleistocene and Holocene. It comprises terraced, coarse fluvial and alluvial fan deposits (**VEF_{1b}**). Slope debris and colluvial deposits (not mapped). The alluvial fan deposits are usually matrix-supported and comprise both carbonate and volcanic material (pumice and scoriae), with matrix mainly formed by sands. The volcaniclastic material is prevalent in the alluvial fans developed along the Valle di Quindici and on the north-facing slopes of Visciano Plateau. In these alluvial fans, the deposits are medium

sorted and crudely stratified, probably deposited by hyperconcentrated flows. Pyroclastic fall deposits of the pomici verdoline (**PVD**) and the pomici di base (**PPB**) frequently crop out.

Age: UPPER PLEISTOCENE (39-12,4 ky).

Somma-Vesuvius edifice

Molara subsynthem (**VEF_8**):

It is comprised between the discontinuity (erosive or non-deposition surface) at the base of the plinian eruption of Pompei and the topographic surface. It comprises the formations of lave and piroclastiti del Vesuvio (**LPV**), piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (**PMX**), lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (**LVI**), piroclastiti di Pollena (**PNA**), piroclastiti di Pompei (**PPM**), and the Pomigliano unit (**UGL**). It includes also the pyroclastic deposits of the S. Maria cycle (A.D. 79 - A.D. 472) not mapped.

lave e piroclastiti del Vesuvio (**LPV**):

This formation groups the lavas and pyroclastites erupted in the period 1631-1944 A.D.. The lavas (**LPV_a**) generally have a porphyritic texture (leucite + pyroxene). Both pahoehoe and aa lavas are present. Basal and top beds of loose scoriae occur in some lava flows. Composition is mainly tephri-phonolitic. Between 1881 and 1899 A.D., in the caldera amphitheatre, the accumulation of small flows during prolonged effusion lead to the formation of the dome morphology of Colle Umberto (1895-99). Deposits of scoriaceous material associated with activity of the lateral vents of 1760, 1794 and 1861 are mapped separately (**LPV_b**). Pyroclastic fall deposits from the eruption of 1822 (**LPV_c**), 1906 (**LPV_d**) and 1944 (**LPV_e**) are mapped. These comprise layers of scoriaceous lapilli with different porphyriticy (biotite and pyroxene in 1822 and 1906 deposits, pyroxene and leucite in 1944 deposits). Composition is tephritic to tephri-phonolitic. The deposits of 1944 eruption were mapped using different lithofacies: gray fall ash (**LPV_i**), yellowish lithified ash (**LPV_h**), syneruptive landslide deposits ("hot avalanches", **LPV_g**), and deposits of welded scoriae (**LPV_f**).

Age: 1638-1944 A.D.

piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano
(Piroclastiti del 1631 Auctt., **PMX**):

This formation comprises both pyroclastic fall and flow deposits of the 1631 AD eruption. The deposits were mapped without any differentiation in lithofacies. Pyroclastic fall deposits: massive deposits of higly-porphyritic (leucite, sanidine and biotite), scoriaceous lapilli. Accidental lithics are abundant, and

comprise lavas, limestones, skarns and cumulates. In the eastern sector of the volcano a dm-thick deposit crops out.

Pyroclastic flows: same components of the pyroclastic fall deposits. The deposits are mainly matrix supported. The matrix comprises coarse ash rich in loose crystals of leucite and biotite.

Age: 1631 A.D.

lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (**LVI**):

Dark-grey, aphyric to porphyritic (piroxene and leucite) lavas. Mainly tephritic-phonolitic composition (**LVI$_a$**). Near the eruptive vents there are fall deposits of loose scoriae (**LVI$_b$**). Layers of black, aphyric or sub-aphyric scoriaceous lapilli, with few lithics, referable to fall deposits (**LVI$_c$**). At least fifteen different eruptions can be recognised, six of which very widely dispersed. Composition from tephritic to tephritic-phonolitic.

Age: Post 472 A.D. - Pre 1631 A.D.

piroclastiti di Pollena (**PNA**):

This formation comprises both pyroclastic fall and flow deposits.

Pyroclastic fall: meter thick olive-grey pumiceous-scoriaceous lapilli beds with low vesicularity and phenocrysts of leucite, sanidine, pyroxene and biotite (**PNA$_a$**). These deposits comprise eight lapilli-bearing beds in alternance with coarse-ash beds. Lithics are abundant and mainly lavas with reddish patinae and minor limestones. Composition from leucititic-tephrite-phonolite to leucititic-phonolithes.

Pyroclastic flows: mainly ash beds up to decametric thickness, both massive and cross-stratified, with variable amount of juvenile and lithic content (**PNA$_b$**). Characteristic of this lithofacies is a deposit with very coarse dark juvenile scoriae, with low vesicularity and phenocrysts of leucite and pyroxene.

Age: 472 A.D.

piroclastiti di Pompei (**PPM**):

This formation comprises both pyroclastic fall and flow deposits of the 79 AD eruption. The deposits were mapped without any differentiation in lithofacies.

Pyroclastic fall deposits: pumiceous lapilli deposits, white at the base and grey at the top. The pumice are moderately porphiritic with phenocrysts of sanidine, pyroxene and biotite. The lithic component is more abundant in the upper part of the deposit, with lava fragments more abundant in the white portion while in the grey portion limestone clasts dominate. Composition from phonolitic (white lapilli) to tephry-phonolitic (grey lapilli).

Pyroclastic flow deposits: metric to decametric thickness of massive to cross-stratified beds. The deposits contain lithic blocks and pomiceous bombs. Pe-

culiar is a lithic-rich, breccia deposits, channelised in paleo-valleys in the SE slopes of the volcano.
Age: 79 A.D.

Zabatta subsynthem (**VEF_7**):

This synthem is comprised between the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of the Avellino eruption and at the top the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of Pompei eruption. It comprises the deposit of the piroclastiti di Avellino formation (**PAV**) and the deposits of the interplinian activity (AP eruptions, not mapped).

piroclastiti di Avellino (**PAV**):

Pyroclastic density current deposit (**PAV_b**): metric to decametric ashy, dune bedded deposits with internal cross-stratification and minor massive ashy beds. They contain porphyritic white and grey pumicewith phenocrysts of sanidine, pyroxene and biotite.

Pyroclastic fall deposits (**PAV_a**): lapilli-bearing pumice beds of metric thickness, white at the base and grey at the top. The lithic are more abundant in the upper half of the deposits, with lava fragments more abundant in the white basal beds and carbonates fragment more abundant in the grey bed. This deposit is a regional stratigraphic marker.^{14}C age: 3,530±40 cal y B.P. (3,760±70 y B.P.)

Case Trapolino subsynthem (**VEF_6**):

This subsynthem is comprised between the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of the Mercato eruption and at the top the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of Avellino eruption. It comprises the deposit of the piroclastiti di Mercato formation (PMR), the deposits of two small explosive eruption, (**MA_1** and **MA_2**, not mapped), and the stratigraphic marker of the Agnano Monte Spina (ca 4.1 ky) from Campi Flegrei caldera (not mapped).

piroclastiti di Mercato (**PMR**):

Pyroclastic fall deposits (**PMR_a**): three beds with metric thickness of white, microvesiculated aphyric pumice lapilli with few lithics. The lithic content increases toward the top. The three main beds are interbedded by pinkish massive ash of centimetric to decimetric thickness. Phonolitic composition. This deposit is a regional stratigraphic marker.

Pyroclastic density current deposits (**PMR_b**): decametric beds of massive ash with abundant white pumices and increase of lithic content toward the top. ^{14}C age: 8,010±35 y B.P. (8,890±90 cal y B.P.)

Scavolella subsynthem (**VEF$_5$**):

This subsynthem is comprised between the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of the pomici di base eruption and at the top the erosive and/or non-deposition surface below the deposit of Mercato eruption. It comprises the deposits of the pomici di base (**PPB**), lave and scorie del Vallone S. Severino (**LSV**) and the pomici verdoline (**PVD**) formations. The subsynthem also comprises the deposits of a small explosive eruption (**VM$_1$**, not mapped) and the deposits of the Campi Flegrei eruptions of Lagno Amendolare, **GM$_1$** and Agnano pomici principali (not mapped).

pomici verdoline (**PVD**):

Pyroclastic fall deposit (**PVD$_a$**): meter-thick, grey to brown-green pumice lapilli beds, in alternation with coarse ash beds. Juvenile is aphyric or subaphyric (sanidine and pyroxene), with generally low vesicularity. Lithics are abundant and comprise both lavas and limestones. The pyroclastic fall deposit is a regional stratigraphic marker.

Pyroclastic density current deposits (**PVD$_b$**): meter-thick ashy beds either massive or cross bedded, with variable content of coarse-grained juvenile and lithic material. Trachitic composition. ^{14}C age: 16,130±110 y B.P. (19.300 ± 150 cal y B.P.)

lave e scorie del Vallone S. Severino (**LSV**):

Aphyric lava flows of latitic composition (**LSV$_a$**), related to the activity of lateral vents mainly located along the fracture of the Vallone S. Severino-Zenillo. Other lateral apparatus are located in the NW sector of the volcano (Vallone di Pollena) and in the SW (Camaldoli la Torre) (**LSV$_b$**). Age: 18.3 - 16.1 ky BP

pomici di base (**PPB**):

Pyroclastic density current deposit (**PPB$_c$**): meter-thick, massive ashy beds with white and grey-green pumice and minor lithics.

Breccia di Pollena-Molara Auct (**PPB$_b$**): massive volcanic breccia with reddish ash matrix. The deposit comprises abundant lava blocks and rare dense juvenile fragments. The deposit reaches a maximum thickness of 70-80 m on the NW slope of the volcano.

Pyroclastic fall deposit (**PPB$_a$**): meter-thick deposits of pumiceous and scoriaceous lapilli, white and light grey at the base and black at the top. Juveniles ares microvesicular and aphyric. Lithics are mainly lava fragments with subordinate carbonates. At the top of the succession crops out some decimetric beds of reddish lithics with scarce juvenile fragments. ^{14}C age: 18,300±180 y BP (22,030±250 cal y BP)

Punta del Nasone subsynthem (**VEF$_4$**):

This subsynthem is comprised between the erosive surface at the top of the lave e piroclastiti della Valle del Gigante (**LPG**), exposed along the Monte Somma and top of the paleosols below the deposits of the pomici di base eruption. It comprises the deposit of the lave e scorie dei Cognoli (**LSC**).

lave e scorie dei Cognoli (**LSC**):

Lava flow deposits (**LSC$_a$**) with different porphyricity in alteranion with loose scoriae beds, which become more frequent at the top of the formation (**LSC$_b$**). Sometimes rootless lava flows (**LSC$_c$**) have been mapped. Composition, very variable, ranges from tephritic-phonolites, to leucititic-phonolitic-tephrites, K-latites and K-basalts.

Age: UPPER PLEISTOCENE (39 -18.3 ky BP; 22 cal ky BP).

Atrio del Cavallo subsynthem (**VEF$_3$**):

This subsynthem is comprised between the erosive surface at the top of the Campanian Ignimbrite (**TGC**) and the discontinuity below the deposits of the lave e scorie dei Cognoli formation (**LSC**). It comprises the deposits of lave e piroclastiti della Valle del Gigante (**LPG**).

lave e piroclastiti della Valle del Gigante (**LPG**):

The formation comprises scoriae fall deposits in alternation with lava flows, which show a characteristic reddish patinae. At the top there are massive pyroclastic flow deposits with aboundant lava blocks and boulders, with an ashy matrix.

Age: UPPER PLEISTOCENE (39,3 - 18,3 ky BP; 22 cal ky BP).

Deposits of Somma-Vesuvius apron

Pomigliano unit (**UGL**):

Irregular alternation of pyroclastic density current and volcaniclastic (debris flows and hyperconcentrated flows) deposits with pyroclastic fall and alluvial deposits. The high degree of heterogeneity of these deposits reflects the transition between the volcano edifice (mainly lavas and pyroclastic deposits) and the alluvial plains (volcaniclastic and alluvial deposits). Owing to the prevailing wind regime, the pyroclastic fall deposits are more common eastward.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT.

gruppo delle Cinque Vie (**CV**):

Pyroclastic fall deposits of pumiceous and scoriaceos lapilli beds, separated by silty-sands rich in organic matter (paleosols). This group comprises all the Vesuvian explosive products between 22 ky (**PPB**) and 1906 A.D.

Age: UPPER PLEISTOCENE (22 ky) - PRESENT.

Volcanic Phlegrean district

Casalnuovo-Casoria unit (**CCU**):

Pyroclastic fall deposits of pumiceous and scoriaceos lapilli beds from Campi Flegrei caldera, separated by silty-sands rich in organic matter (paleosols). At the top there are massive to poorly-stratified ash deposits emplaced by pyroclastic density current of the Avellino eruption.

Age: UPPER PLEISTOCENE (<39 ky) - Present.

SUPERSYNTHEM FLEGREO-ISCHITANO (**FI**):

This supersynthem comprises the deposits that filled the "Campanian Graben" between the discontinuity at the top of the carbonate substrate and at the top the Campanian Ignimbrite. The mapped units are: Cancello unit (**UNC**), slope debris (**FI$_{a3}$**) and the Campanian Ignimbrite (**TGC**).

Age: LOWER PLEISTOCENE- UPPER PLEISTOCENE (<39 ky).

Tufo Grigio Campano or Campanian Ignimbrite *Auctt.* (**TGC**):

Massive ash deposits with light-coloured pumiceous lapilli and dark scoriae, lava lithics and loose crystal of sanidine. Deposits are from poorly to well-welded and zeolitised. General color from grey to brown-yellow. At the base crops out locally a pyroclastic fall deposits of light-colored pumice, porphyritic to sub-aphyric (sanidine). Composition ranges from trachite to hyperalcaline phonolites.

Age: 39.28+0.11 ky (DE VIVO et alii 2001).

Cancello unit (**UNC**):

Sands and calcarenites of littoral environment, with local conglomerate beds with well-rounded clasts. Slope deposits (breccias) are present at the top of the unit. Within this unit is sometimes recognizable a yellowish ash deposit, rich in sanidine crystals and small, altered pumice.

Age: UPPER PLEISTOCENE (?)

Slope debris (**FIa$_3$**):

Carbonate breccias, from massive to stratified, either open-framework or with

silty-sand matrix with scarce or absent volcaniclastic material. They belong to different generations of slope deposits, older than Campanian Ignimbrite (TGC). They correspond pro parte to the breccia deposits included in the Foglio 466 - Sorrento in the synthems Gragnano and Pimonte.

Age: LOWER PLEISTOCENE (?) - UPPER PLEISTOCENE (?).

2 - CARBONATE UNITS OF THE APENNINE CHAIN

Monti Lattari-Picentini tectonic unit

calcari a radiolitidi (**RDT**):

The upper part of the succession consists of medium- to thick beds of Rudistid-rich grey, whitish or light brown limestones and dolomitic limestones, with frequent layers of grey dolostones. Fossil contents: Radiolitidae, Hippuritidae, *Accordiella conica* Farinacci, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), *Scandonea sannitica* De Castro, *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, *Stensioina surrentina* Torre, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, rare planktonic foraminifers. Turonian-Santonian.

The lower part of the succession is represented by grey saccharoid dolostones alternating with grey and brown micritic and biomicritic limestones and a few beds of intrabasinal conglomerates with greenish marly matrix. Fossil contents: Radiolitidae, Requienidae, gastropods (Nerineidae), *Cisalveolina fraasi* (Gumbel), *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex* Omara, *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Neoiraqia insolita* (Decrouez & Moullade), *Nummoloculina* sp., *Sabaudia* sp., Milolidae, Nezzazatidae, Rotalidae and, in the lowermost part, *Archaealveolina reicheli* (De Castro) and *Salpingoporella dinarica* Radoicic. The formation, over 600 m thick, deposited in the inner part of a carbonate platform, characterized by low water energy and, locally, by restricted exchange with the open sea, and passes downwards to the calcari e marne ad *Orbitolina* member of the calcari con requienie e gasteropodi formation. Upper Aptian-Cenomanian.

Age: UPPER APTIAN-SANTONIANO.

calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

calcari e marne a *Orbitolina* member (**CRQ$_2$**):

Intrabasinal calcareous conglomerates with greenish marly matrix fading upwards and laterally to green marls and nodular limestones with films of green marly matrix. In the lower part a conglomeratic and marly level, 2-3 m thick, very rich in Orbitolinidae ("Livello ad *orbitoline*" Auct.) is present. Fossil contents: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, characeae, ostracods, bivalves and gastropods. The formation, 15-25 m thick, testifies a shelf probably subject to temporary emersions and passes downwards to the calcari ad ooliti fibroso-raggiate member.

Age: UPPER APTIAN.

calcari ad ooliti fibroso-raggiate member (**CRQ$_1$**):

Well bedded light brown medium to thick-bedded limestones (wackestones) with Requienidae, Ostreidae and echinoids fragments, alternating with barren micritic limestones with bird-eyes and dolostones with parallel lamination. Upwards, thick-bedded, sometimes graded, cross- and parallel laminated packstones and Miliolidae-rich packstones follow. Fossil contents: *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Triploporella marsicana* Praturlon, *Pseudolithotamnium album* (Pfender), *Bacinella irregularis* Radoicic, *Favreina* sp., *Coptocampylodon* sp., *Nummoloculina* sp., *Thaumatoporella* sp., Nezzazatidae, Valvulinidae, Textulariidae, gastropods and ostracods. The formation crops out for a thickness of 100 m and testifies an internal platform environment, locally characterized by low water energy and restricted exchange with the open sea.

Age: BARREMIAN-UPPER APTIAN.

Monti di Avella tectonic unit

Punta del Capo breccias (**BPD**):

Polygenic carbonate breccias and conglomerates with a reddish marly-calcareous matrix, occurring in small outcrops and unconformably lying on the Mesozoic carbonates. Clasts mainly consist of Upper Cretaceous limestones with *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Accordiella conica* Farinacci, *Aeolisaccus* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Miliolidae. Eocenic *Spirolina*-rich limestone and rare *Globorotalia*-bearing pelagic limestone clasts are also present. The thickness reaches 3-4 m. In this formation the

olistostrome of Vallone Cantarielli (**av**) is locally present. This olistostrome consists of greenish, yellowish and reddish clays and sandy clays, incorporating pebbles and boulders of micaceous pelites, quartzose and micaceous sandstones, calcilutites and marly limestones, sometimes with Paleogenic microfaunas (*Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Orbitoididae*), and rare pebbles and boulders of granitoids. The olistostrome reaches a thickness of about ten metres and it lies on the brecce di Punta del Capo or directly on the calcari a radiolitidi. It is very similar to the olistostromes and olistoliths, coming from the Sicilide-like Units ("Argille Varicolori" Auct.), recognized in the middle-upper Miocene arenaceous and conglomeratic formations of the Sheet 466 SORRENTO and Sheet 485 TERMINI.

Age: UPPER TORTONIAN ?

calcari a radiolitidi (**RDT**):

In the lower part whitish, light-brown and grey limestones (mudstones, wackestones and packstones), with some layers of greyish and yellowish loferitic and stromatolitic dolostones, prevail. In the middle-upper part mainly whitish mudstones and wackestones with Rudistids are present. In the lower part *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Biplanata peneropliformis* HAMAOUI & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Biconcava bentori* HAMAOUI & SAINT-MARC, *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, Miliolidae, Nezzazatidae, *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, Requienidae, Radiolitidae and Nerineidae, these latter very abundant in a middle-lower Cenomanian horizon, have been recognized. In the intermediate part fossils are rare and little significant, and often they are represented only by Miliolidae. The upper part provided *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Scandonea sannitica* DE CASTRO, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae. The calcari a radiolitidi are over 700 m thick and deposited in low water energy carbonate shelves, characterized by temporary emersion. They pass downwards to the calcari di Campimma.

Age: CENONANIAN-SANTONIAN.

calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**):

The lower part consists of light-brown and grey mudstones, packstones and, sometimes, pseudoolitic grainstones, locally medium- to thick-bedded whitish dolostones. Fossils are: Nerineidae, Caprinidae and Dasycladaceae, among them *Salpingoporella cemi* RADOICIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Triploporella ? cf. neocomiensis* RADOICIC, *Praturlonella danilovae* (RADOICIC). Foraminifers also occur: Valvulinidae, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA),

Orbitolinopsis capuensis (De Castro). The upper part of the formation consists of limestones, locally with layers of Requienia lumachella, with *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* Douglas, *Paracoskinolina tunesiana* Peybernès, *Neoiraqia insolita* (Decrouez & Moullade), *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult & Vila, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Ovalveolina reicheli* De Castro, and Dasycladaceae as *Salpingoporella dinarica* Radoicic and *Salpingoporella turgida* Radoicic. The formation, downwards passing to the calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*, reaches a thickness near to 600 m. It deposited in low water energy carbonate shelves evolving during the Albian to environment characterized by restricted exchange with the open sea.

Age: BERRIASIAN-ALBIAN.

calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**):

Grey, light-brown and whitish, locally stromatolitic and loferitic, medium- to thick-bedded limestones and dolomitic limestones (mudstones, wackestones e packstones). The lower part, made up of prevailingly light-brown mudstones and packstones, is locally characterized by horizons rich in *Cladocoropsis mirabilis* Felix with associated *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Pfenderella arabica* Redmond, Valvulinidae, Textulariidae, Nubeculariidae and ostracods. In the intermediate part, wackestones and packstones with *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti-Morano and *Clypeina jurassica* Favre, passing to whitish mudstones with only *Clypeina jurassica*, are frequent. The upper part is generally rich in *Campbelliella striata* (Carozzi), locally associated with *Salpingoporella annulata* Carozzi. The formation passes downwards to the calcari oolitici ed oncolitici and shows a thickness of 400-450 m. The lower part of the formation deposited in a lagoonal environment with restricted exchange with the open sea, while the upper part testifies greater water energy and exchanges with the open sea.

Age: OXFORDIAN-BASE OF THE BERRIASIAN.

calcari oolitici ed oncolitici (**CDO**):

The lower and intermediate part consists of whitish, locally light-brown, medium- to thick-bedded, sometimes dolomitic, oolitic and pseudoolitic limestones. They alternate, mainly in the intermediate part, with medium-bedded light-brown and grey coarse biodetritic limestones and, in the upper part, with frequent light-brown mudstones and wackestones. Fossils: in the entire formation gasteropods, corals, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri)

and *Cayeuxia* sp. occur, whereas the lower and intermediate parts are characterized by *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Siphovalvulina* spp., *Mesoendothyra croatica* Gusic and *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, this latter sometimes very abundant in whitish beds. In the upper part *Pfenderìna salernitana* Sartoni & Crescenti, *Pfenderella arabica* Redmond, *Satorina apuliensis* (?) Fourcade & Chorowics are present. The lower part of the formation deposited in an open carbonate shelf, gradually passing to lagoonal environments. The calcari oolitici ed oncolitici reach a thickness of 400 m and downwards pass to the calcari a *Palaeodasycladus*.

Age: UPPERMOST TOARCIAN-CALLOVIAN.

calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**):

Medium- to thick-bedded grey, light-brown and whitish biomicritic limestones and dolomitized biodetritic limestones, with *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), alternating with grey saccharoid dolostones. In the upper part of the succession spathized great bivalves appear, which become more and more frequent upwards ("Facies a *Lithiotis*" Auct.). The uppermost layers of this interval are characterized by greenish marly-clayey intercalations and by very abundant *Lithiotis*. Microfossils are represented by *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Haurania deserta* Henson, *Aeolisaccus dunningtoni* (Elliott), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Cayeuxia* sp., "*Siphovalvulina*" sp., Textulariidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* Hottinger, *Lituosepta compressa* Hottinger, *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). The latter three species are present only up to the base of the "Facies a *Lithiotis*". The thickness of the formation reaches 750 m. The calcari a *Palaeodasycladus* deposited in the internal part of a carbonate shelf and show an evolution from an intertidal-supratidal environment, in the lower part, to a subtidal environment, characterized by better oxygenized waters and a greater water energy. The uppermost part (Facies a *Lithiotis*) seems to indicate temporary episodes of emersion.

Age: HETTANGIAN PRO PARTE-TOARCIAN PRO PARTE.

BIBLIOGRAFIA

Alessio M., Allegri L., Azzi C., Calderoni G., Cortesi C., Improta S. & Petrone V. (1989) - *^{14}C tephrocronology with different fractions of paleosol humic matter at Procida Island, Italy.* Radiocarbon, **31**(**3**), 664-671.

Andronico D. (1997) - *La stratigrafia dei prodotti dell'eruzione di Lagno Amendolare (Campi Flegrei, Napoli).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **104**, 165-178.

Andronico D., Calderoni G., Cioni R., Sbrana A., Sulpizio R. & Santacroce R. (1995) - *Geological map of Somma-Vesuvius volcano.* Per. Min. "Special Issue for Volcanoes in town, a IAVCEI Conference on Volcanic Hazard in Densely Populated Regions", **64**, 77-78.

Andronico D. & Cioni R. (2002) - *Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between Avellino and Pompei Plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards.* Bull. Volcanol., **64**, 372-391.

Andronico D., Cioni R., Marianelli P., Santacroce R., Sbrana A. & Sulpizio R. (1996) - *Introduction to Somma -Vesuvius.* In "Vesuvius Decade Volcano" Workshop Handbook, Napoli, Settembre 17-22, 1-13.

Angelier J. (1984) - *Tectonic analysis of fault slip data sets.* J. Geoph. Res., **89**, B7, 5835-5848

Arnò V., Principe C., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A. & Sheridan M.F. (1987) - *Eruptive history.* In: Santacroce (ed.) "Somma-Vesuvius". CNR Quad. Ric. Sc., **114**(**8**), 53-103.

Arrighi S., Principe C. & Rosi M. (2001) - *Violent strombolian and subplinian eruption at Vesuvius during post-1631 activity.* Bull. Volcanol., **63**, 126-150.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T. & Santacroce R. (1978) - *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy).* Bull. Volcanol., **41**(**1**), 1-22.

Bard E., Hamelin B., Fairbanks R. & Zidler A. (1990) - *Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals.* Nature **345**, 405-410.

Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S. & Russo F. (1992) - *Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del fiume Sarno (Campania).* Mem. Soc. Geol. It., **42**, 255-267.

Barra D., Cinque A., Gewelt M. & Hurtgen C. (1991) - *L'ospite caldo Sylvestra seminis (Bonaduce, Masoli & Pugliese, 1976) (Crustacea, Ostracoda): un possibile marker dell'ultimo interglaciale dell'area mediterranea.* Il Quaternario **4**(**2**), 327-332.

Bartlett W.L., Friedman M. & Logan J.M. (1981) - *Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. XI Wrench faults in limestone layers*. Tectonophysics, **79**, 255-277.

Bellucci F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore Meridionale della Piana Campana.* Boll. Soc. Geol. It., **113**, 395-420.

Bernasconi A., Bruni P., Gorla L., Principe C. & Sbrana A. (1981) - *Risultati preliminari dell'esplorazione profonda nell'area vulcanica del Somma-Vesuvio.* Rend. Soc. Geol. It., **4**, 237-240.

Bertagnini A., Landi P., Menga G., Santacroce R. & Sbrana A. (1987) - *La dinamica dell'eruzione vesuviana dell'Aprile 1906 ricostruita sulla base delle cronache contemporanee e dello studio dei depositi piroclastici.* Boll. GNV: 109-144.

Bertagnini A., Landi P., Rosi M. & Vigliargio A. (1998) - *The Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **83**, 219-239.

Bianco F., Castellano M., Milano G., Ventura G. & Vilardo G. (1998) - *The Somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and structural data.* J. Volcanol. Geotherm Res., **82**, 199-218.

Bonardi G., Cavazza W., Perrone V. & Rossi S. (2001) - *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea.* In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds), Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Akad. Publ., Dordrecht, pp. 287-306.

Bonardi G., D'argenio B. & Perrone V. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino Meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1341.

Bonardi G., De Capoa P., Fioretti B. & Perrone V. (1993) - *L'âge des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques.* Com. Rend. Acad. Sci. Paris, **317**, 955-962.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F. & Santangelo N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica.* Mem. Soc. Geograf. It., **53**, 313-336.

Bravi S., Civile D., Martino C.C. & Putignano M.L. (2006) - *La struttura da interferenza nei carbonati mesozoici della dorsale di Monte Fellino (Appennino Campano).* Boll. Soc. Geol. It., **125** (**1**), 105-116.

Brocchini D., Principe C., Castradori D., Laurenzi M.A. & Gorla L. (2001) - *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well.* Mineral. Petrol., **73**, 47-65.

Bruno P.G., Cippitelli G. & Rapolla A. (1998) - *Seismic study of the Mesozoic carbonate basament around Mt.* Somma-Vesuvius, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., **84 (3-4)**, 311-322.

Calderoni G. & Turi B. (1998) - *Major constrains on the use of radiocarbon dating for tephrocronology.* Quat. Int., **47/48**, 153-159.

Capotorti F. & Tozzi M. (1991) - *Tettonica trascorrente della penisola sorrentina.* Mem. Soc. Geol. It., **47**, 235-249.

Carobene L. & Dai Pra (1991) - *Middle and upper Pleistocene sea level higstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy).* Il Quaternario, **4** (**1a**), 173-202.

Cassano E. & La Torre P. (1987) - *Geophysics.* In: Santacroce R. (Ed.) *" Somma-Vesuvius" CNR, Quad.* Ric. Sci., **114** (**8**), 175-195.

Catenacci E., De Castro P. & Sgrosso I. (1963) - *Complessi-Guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-20.

Celico P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campanaia).* Quad. Cassa Mezz., **4** (**2**), 190-194.

Celico P., Stanzione D., Esposito L., Ghiara M.R., Piscopo V., Caliro S. & La Gioia P. (1998) - *Caratterizzazione idrogeologica e idrogeochimica dell'area vesuviana.* Boll. Soc. Geol. It., **117**, 3-20.

Cherchi A., De Castro P. & Schroeder R. (1978) - *Sull'età dei livelli ad Orbitolinidi della Campania e delle Murge baresi (Italia meridionale).* Boll. Soc. Nat. Napoli, **87**, 363-385.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminifieri, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* In: A Mancinelli (Ed.) " Biostratigrafia dell'Italia Centrale" Studi Geologici Camerti, vol. Spec. 1994, pt. A, 9-128.

Cinque A. (1991) - *La trasgressione versiliana nella piana del Sarno (Campania).* Geogr. Fis. Dinam., Quat., **14**, 63-71.

Cinque A., Alinaghi H., Laureti L. & Russo F. (1987) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale).* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**, 161-174.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures.*

Ann. Geofis., **36** (**2**), 249-260.

Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Santangelo N. & Santo A. (1997) - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento-Italia meridionale).* Il Quaternario **7** (**1**), 3-16.

Cioni R., Levi S. & Sulpizio R. (2000) - *Apulian Bronze Age pottery as a long-distance indicator of the Avellino Pumice eruption (Vesuvius, Italy).* In : McGuire B., Griffiths D. & Stewart I. (Eds) "The Archaeology of Geological Catastrophes" Geol. Soc., Lond, Spec. Publ., **171**, 159-177.

Cioni R., Longo A., Macedonio G., Santacroce R., Sbrana A., Sulpizio R. & Andronico D. (2003a) - *Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: the example from Vesuvius.* J. Geophys. Res., **108** (**B2**), 2063-2075.

Cioni R., Marianelli P. & Sbrana A. (1992) - *Dynamics of the A.D. 79 eruption: stratigraphic, sedimentologic and geochemical data on the successions of Somma-Vesuvius southern and eastern sectors.* Acta Vulcanologica, **2**, 109-124.

Cioni R., Morandi D., Sbrana A. & Sulpizio R. (1999a) - *L'eruzione delle Pomici di Avellino: aspetti stratigrafici e vulcanologici.* Atti del Covegno "L'Eruzione vesuviana delle Pomici di Avellino e la facies di Palma Campania". Centro Univ. Eur. Beni Culturali, 41-53.

Cioni R., Santacroce R. & Sbrana A. (1999b) - *Pyroclastic deposits as guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera.* Bull. Vulcanol., **60**, 207-222.

Cioni R., Sulpizio R. & Garruccio N. (2003b) - *Variability of eruption dynamic during a subplinian event: the Greenish Pumice of Somma-Vesuvius (Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **124**, 89-114.

Civetta L., Orsi G. & Patella D. (Eds.) (2004) - *The Neapolitan volcanoes: Vesuvius, Campi Flegrei and Ischia.* J. Volcanol. Geotherm. Res., 133, 1-399.

Cocco E. & Pescatore T. (1967) - *L'evoluzione della sedimentazione miocenica nella Penisola Sorrentina.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 597-638.

Cotecchia V. & Melidoro G. (1964) - *Segnalazione di terreni miocenici trasgressivi nella penisola sorrentina.* Annali Facoltà di Ingegn. Univ. di Bari, **6**, 9-24.

Cotecchia V. & Melidoro G. (1966) - *Geologia e frana di Termini-Nerano (Penisola Sorrentina).* Geol. Appl. e Idrogeol., **1**, 93-122.

D'Argenio B. & Ietto A. (1988) - *Tettonica distensiva da faglie normali a basso angolo (LANFs) nell'appennino meridionale.* Atti 74° Congr. Naz. della Soc. Geol. It., A, 225-231.

D'Argenio B., Ietto A. & Oldow J. (1987) - *Low angle normal faults in Piacentini Mountains, Southern Appennines.* Rend. Soc. Geol. It., **9** (**2**), 113-122.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania).* Atti Accad. Naz. Lincei, Quad., **183**, 49-72.

D'Argenio B. & Vallario A. (1967) - *Sedimentazione ritmica nell'Infralias dell'Italia meridionale.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **76**, 1-7.

De Blasio I., Lima A., Perrone V. & Russo M. (1981) - *Nuove vedute sui depositi miocenici della penisola sorrentina.* Boll. Soc. Geol. It., **100**, 57-70.

De Castro P. (1962a) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**, 4-34.

De Castro P. (1962b) - *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **71**, 103-135.

De Castro P. (1991) - *Mesozoic.* In: Barattolo F., De Castro P., Parente M., (Eds.) *"Field trip Guide-Book"*. 5th Int. Symp. on Fossil Algae, Capri (Italy), 7-12 April 1991, 21-38.

Deino A.L., Orsi G., De Vita S., & Piochi M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 157-170.

Delibrias G., Di Paola G.M., Rosi M. & Santacroce R. (1979) - *La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del Monte Somma.* Rend. Soc. It., Mineral., Petrol., **35**, 411-438.

De Vita S., Orsi G., Civetta L., Caradente A., D'antonio M., Deino A.L., Di Cesare T., Di Vito M.A., Fisher R.V., Isaia R., Marotta E., Necco A., Ort M., Pappalardo L., Piochi M. & Southon J. (1999) - *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 269-302.

De Vivo B. & Rolandi G. (Eds.) (2001) - *Mt. Somma-Vesuvius and volcanism of the Campanian Plain.* Special Issue - Mineral. Petrol., **73**, 1-233.

De Vivo B. & Rolandi G. (Eds.) (2003) - *Ignimbrites of the Campanian Plain.* Special Issue - Mineral. Petrol., **79**, 1-125.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson W.A., Spera F.J. & Belkin H.E. (2001) - *New constrains on the pyroclastic eruption history of the Campanian volcanic Plain (Italy).* Mineral. Petrol., **73**, 47-65.

De Vivo B., Scandone R. & Trigila R. (Eds.) (1993) - *Mount Vesuvius.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 1-381.

Di Vito M.A. (1999) - *Distribuzione dei depositi dell'eruzione delle "Pomici di Avellino" nell'area napoletana e ricostruzione del paleoambiente prima e dopo l'eruzione.* Atti del Convegno *"L'Eruzione vesuviana delle Pomici di Avellino e la facies di Palma Campania"*. Centro Univ. Eur. Beni Culturali, 83-91.

Di Vito M.A., Isaia, R., Orsi G., Southon J., De Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L. & Piochi M. (1999) - *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 221-246.

Di Vito M.A., Sulpizio R. & Zanchetta G. (1998a) - *I depositi ghiaiosi della valle dei Torrenti Clanio e Acqualonga (Campania centro-orientale): significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale.* Il Quaternario, **11** (**2**), 273-286.

Di Vito M.A., Sulpizio R., Zanchetta G. & Calderoni G. (1998b) - *The geology of the South Western Slopes of Somma-Vesuvius, Italy, as inferred by borehole stratigraphies and cores.* Acta Vulcanologica, **10** (**2**), 383-393.

Ferranti L. & Oldow J.S. (1999) - *History and tectonic implications of low angle detachment faults and orogen parallel extension, Picentini Mountains, Southern Apennines fold and thrust belt. Italy.* Tectonics, **18**, 498-526.

Ferranti L., Oldow J.S. & Sacchi M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in Southern Apenninic belt.* Tectonophysics, **260**, 325-348.

Ferrucci F., Gaudiosi G., Pina N.A., Luongo G., Hirn A. & Mirabile L. (1989) - *Seismic detection of major Moho upheavel beneath the Campania volcanic area (Naples, Southern Italy).* Geoph. Res. Let., **6** (**11**), 1317-1320.

Fulignati P., Marianelli P. & Sbrana A. (1998) - *New insights on the thermometamorphic-metasomatic magma chamber shell of the 1944 eruption of Vesuvius.* Acta Vulcanologica, **10** (**1**), 47-54.

Fulignati P, Marianelli P., Sbrana A. & Guido L. (1996) - *The 1944 eruption.* CEV-CMVD Workshop on Vesuvius Decade Volcano September 17-23, 1996, 1-14 pp.

Guerrera F., Martín-Algarra A. & Perrone V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn- late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines.* Terra Nova, **5**, 525-544.

Gurioli L., Sulpizio R., Cioni R., Sbrana A., Santacroce R., Luperini W.& Andronico D. (2010) - *Pyroclastic flow hazard assessment at Somma-Vesuvius based on the geological record.* Bulletin of Volcanology, **72**, 1021-1038

Guerrera F., Martín Martín M., Perrone V. & Tramontana M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian*

Ocean) on the basis of the stratigraphic record. Terra Nova, **17**, 358-367.

Guiraud M., Laborde O. & Philip H. (1989) - *Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis.* Tectonophysics, **170**, 289-316.

Hyppolite J.C., Angelier J. & Roure F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy).* Tectonophysics, **230**, 199-210.

Imbò G. (1949) - *L'attività eruttiva vesuviana e le relative osservazioni nel corso dell'intervallo eruttivo 1906-1944 ed in particolare del parossismo del 1 Marzo 1944.* Ann. Oss. Vesuviano, Serie V, 185-380.

Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227-250.

Issc, International Subcommision On Stratigraphic Classification (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units.* Geol. Soc. American Bull., **98**, 232-237.

Johnston-Lavis H.J. (1891) - *Geological map of Monte Somma and Vesuvius (1:10,000) constructed during the years 1880-1888.* London, Philips & Son.

Joron J.L., Metrich N., Rosi M., Santacroce R. & Sbrana A. (1987) - *Chemistry and Petrography.* In: Santacroce R. (Ed.) "Somma-Vesuvio" CNR Quad. Ric. Sc., **114 (8)**, 105-174.

Keller J., Ryan W.B.F., Ninkovich D. & Altherr R. (1978) - *Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments.* Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 591-604.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin R. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram.* J. Petrol., **27**, 745-750.

Le Hon H.S. (1865) - *Histoire complete de la grande eruption du Vesuve de 1631, avec la cart au 1/25.000 de toutes les laves de ce volcan depuis le seizieme siecle jusqu'a aujourd'hui.* M. Hayez 64, Bruxelles.

Le Hon H.S. (1866) - *Carte Topographique des laves du Vesuve, a l'echelle de 1/25.000, 1631-1861, avec la coupe geologique du Rivage Napolitan.* C. Muquardt, Bruxelles et Leipzing, A. Detken, Naples.

Lirer L., Pescatore T., Booth B. & Walker G.P.L. (1973) - *Two plinian pumice-fan deposits from Somma-Vesuvius, Italy.* Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 759-772.

Mele D., Sulpizio R., Dellino P. & La Volpe L. (2011) - *Stratigraphy and eruptive dynamics of a pulsating plinian eruption of Somma-Vesuvius: The Pomici Di Mercato (8900 Years B.P.)* - Bull. Volcanol., **73**, 257-278.

Mercalli G. (1906) - *La grande eruzione vesuviana cominciata il 4 Aprile 1906.* Mem. Pont. Accd. Rom. Nuovi Lincei, Roma, **24**, 1-34.

Milia A. & Torrente M.M. (1997) - *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano).* Boll. Soc. Geol. It., **116**, 487-502.

Milia A. & Torrente M.M (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peryTyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy).* Tectonophysics, **315**, 297-314.

Montone P., Amato A. & Cesaro M. (1994) - *Nuovi dati sul campo di stress nell'appennino meridionale.* Atti Convegno GNGTS, Roma, 795-804.

Montone P., Amato A., Chiarabba C., Buonasorte G. & Fiordelisi A. (1995) - *Evidence of active extension in Quaternary volcanoes of Central Italy from breakout analysis and seismicity.* Geoph. Res. Lett., **22** (14), 1909-1912.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.

NASC (1983) - *North America Stratigraphic Code.* AAPG Bull. **67**, 841-875.

Newhall C.G. & Self S. (1982) - *The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive*

magnitude for historical volcanism. J. Geophys. Res. **87** (C2), 1231-1238.

Oldow J.S., D'argenio B., Ferranti L., Pappone G., Marsella E. & Sacchi M. (1993) - *Large-scale longitudinal extension in the southern Apennines contractional belt, Italy.* Geology, **21**, 1123-1126.

Orsi G., D'antonio M., De Vita S. & Gallo G. (1992) - *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**, 275-287.

Orsi G., De Vita S. & Di Vito M. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constrains on its evolution and configuration.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **74**, 179-214.

Ortolani F. & Aprile F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Camapana.* Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.

Pareschi M.T., Santacroce R., Favalli M., Giannini F., Bisson M., Meriggi A. & Cavarra L. (2000) - *Un GIS per il Vesuvio.* Felici Editore, Pisa.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990): *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times.* Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints*. Proceedings of the Course on "Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Area", Erice 8-27 september 1992, 1-11.

Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.* In: Boriani A. *et alii* (Eds.), The Lithosphere in Italy, Atti Convegni Acc. Naz: Lincei, **80**, 157-166.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992b) - *Numidian sand-event in the Southern Apennines.* Mem. Scienze. Geol., **43**, 297-337.

Paterne M., Guichard F. & Labeyrie J. (1988) - *Explosive activity of the south italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology.* J. Volcanol. Geotherm., Res., **34**, 153-172.

Paterne M., Guichard F., Labeyrie J., Gillot P.Y. & Duplessy J.C. (1986) - *Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years.* Mar. Geol., **72**, 259-285.

Perret F.A. (1924) - *The Vesuvius eruption of 1906. Study of a volcanic cycle.* Carnegie Inst. Washington Pub., **339**, 151 pp.

Perrone V. (1981) - *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica campano-lucana.* Rend. Soc. Geol. It., **4**, 369-372.

Pescatore T.S. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., 41, 37-46.

Pesce A. & Rolandi G. (1994) - *Vesuvio 1944 l'ultima eruzione.* Giglio di Scafati Ed., 213 pp.

Principe C. (1979) - *Le eruzioni storiche del Vesuvio: riesame critico, studio petrologico dei prodotti ed implicazioni vulcanologiche.* Tesi inedita Università di Pisa, 250 pp.

Principe C. & Brocchini D. (1995) - *Fracturation pattern at Vesuvius during the 1631-1944 period.* Per. Mineral., **64**, 255-256.

Ramsay J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill book Company, New York, 560 pp.

Rolandi G., Barrella A.M. & Borrelli A. (1993c) - *The 1631 eruption of Vesuvius.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 183-201.

Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P. & Lirer L. (1993a) - *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvius (8000 yr BP): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 43-65.

Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barrella A.M. & Borrelli A. (1993b) - *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 yr): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 67-88.

Romano P., Santo A. & Voltaggio M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene Medio-Superiore-Olocene).* Il Quaternario, **7** (**1**), 41-56.

Rosi M., Principe C., Cerbai I. & Crocetti S. (1996) - *The 1631 eruption.* CEV-CMVD Workshop on Vesuvius Decade Volcano September **17-23**, 1996, 12 pp.

Rosi M., Principe C. & Vecci R. (1993) - *The 1631 eruption of Veusvius reconstructed from the review of chronicles and study of deposits.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 151-182.

Rosi M. & Santacroce R. (1983) - *The A.D. 472 "Pollena" eruption: volcanological and petrological data for this poorly known plinian-type event at Vesuvius.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**, 249-271.

Rosi M. & Sbrana A., (Eds.) (1987) - *Phlegraean Fields.* CNR, Quad Ric. Sci., **114** (**7**), 175 pp.

Sabatini V. (1906) - *L'eruzione vesuviana dell'Aprile 1906.* Boll. R. Com. Geol. It. 3.

Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue D. J., & Joron J. L. (2008) - *Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy,* Journal. Volcanol. Geoth. Res., **177**, 1-18.

Santacroce R., (Eds.) (1987) - *Somma Vesuvius.* CNR, Quad. Ric. Sci., **114** (**8**), 220 pp.

Santacroce R. & Sbrana (Eds.) (2003) - *Carta Geologica del Vesuvio.* Scala 1:15000. SELCA Firenze

Sava A. & Zuppetta A. (1991) - *Analisi dei lineamenti da satellite in penisola sorrentina e nei Monti di Salerno e Avellino. Appennino Campano.* Mem. Soc. Geol. It., **47**, 371-383.

Scandone P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**, 225-300.

Scandone R., Giacomelli L. & Gasparini P. (1993) - *Mount Vesuvius: 2000 years of volcanological observations.* J. Volcanol., Geotherm. Res., **58**, 5-25.

Scandone P. & Sgrosso I. (1965) - *Sulla paleogeografia della penisola sorrentina dal Cretacico Superiore al Miocene.* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, 159-177.

Scarpati C., Cole P. & Perrotta A. (1993) - *The Neapolitan Yellow Tuff-a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **55**, 343-356.

Servizio Geologico d'Italia (1967) - *Fogli 183-184 Isola d'Ischia - (Napoli) della Carta Geologica d'Italia,* 2° Ed.

Sgrosso I. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 185 e 197 (Salerno e Amalfi).* Serv. Geol. d'Italia, **1-38**, Roma, 1971.

Sgrosso I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.

Sgrosso I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242.

Siani G., Paterne M., Michel E. Sulpizio R., Sbrana A., Arnold M. & Haddad G. (2001) - *Sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the Last Glacial Maximum*. Science, **294**, 1917-1920.

Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. & Pescatore T. (1985) - *The eruption of Vesuvius in AD 79.* Nat. Geogr. Res., **1**, 332-387.

Smith G.A. (1986) - *Coarse grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process.* Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1-10.

Smith G.A. (1987) - *The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes formation (Neogene) in central Oregon*. J. Sed. Petr., **57**, 613-629.

Smith G.A. (1991) - *Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments.* In: Fisher R.V. & Smith G.A. "Sedimentation in Volcanic settings" SEMP, Spec. Publ. **45**, 109-121.

Sparks R.S.J. & Huang T.C. (1980) - *The volcanological significance of deep-sea ash layers associated*

with ignimbrites. Geol. Mag., **117**, 425-436.

Spera F.J., De Vivo B., Ayuso R.A. & Belkin H.E.J. (Eds.) (1998) - *Vesuvius*. Volcanol. Geotherm. Res., **82**, 1-247.

Stanistreet I.G. & McCarthy T.S. (1993) *The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems*. Sed. Geol., 85, 115-113.

Stuiver M. & Raimer P.J. (1993) - *Extended ^{14}C data base revised Calib. 3.0 ^{14}C age calibration program*. Radiocarbon, **35** (**1**), 215-230.

Sulpizio R., Mele D., Dellino P. & La Volpe L. (2005) - *A complex subplinian-type eruption from low viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: the Pollena eruption of Somma-Vesuvius (Italy)*. Bull. Volcanol., **67**, 743-767.

Sulpizio R., Bonasia R., Dellino P., Mele D., Di Vito M.A. & La Volpe L. (2010a) - *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP).* Part II: *Sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits.* Bull. Volcanol., **72**, 559-577.

Sulpizio R., Cioni R., Di Vito M.A., Mele D., Bonasia R. & Dellino P. (2010b) - *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP).Part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics*. Bull. Volcanol., **72**, 539-558.

Turco E. & Malito M. (1988) - *Formazione di bacini e rotazioni di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41.

Ventura G. & Vilardo G. (1999) - *Slip tendency analyses of the Vesuvius faults: implications for the seismotectonic and volcanic hazard*. Geoph. Res. Lett. **26** (**21**), 3229-3233.

Vezzoli L. (1991) - *Tephra layers in Bannock Basin (Eastern Mediterranean)*. Marine Geology, **100**, 21-34.

Vilardo G, Ventura G. & Milano G. (1999) - *Factors controlling the seismicity of the Somma-Vesuvius volcanic complex*. Volcanol. Seismol., **20**, 219-238.

Walker G.P.L. (1977) - *Metodi geologici per la valutazione del rischio vulcanico*. Atti del Convegno I vulcani attivi dell'area napoletana, Regione Campania, Napoli, 53-60.

Zanchetta G., Sulpizio R., Di Vito M.A. (2004) - *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sed. Geol., **168**, 249-280.

Zanchetta G., Sulpizio R., Roberts N., Cioni R., Eastwood W. J., Siani G., Paterne M., Santacroce R. (2011) - *Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: an overview*. The Holocene, **21**, 33-52.

Zuppetta A. & Sava A. (1993) - *Stress pattern at Campi Flegrei from focal machanisms of the 1982-1984 earthquakes (Southern Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 127-137.