



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 446-447

NAPOLI

a cura di

R. Isaia¹, E. Iannuzzi², A. Sbrana², P. Marianelli² (*aree emerse*)
C. Donadio³ (*aree marine costiere da 0 a -30m*)
A. Conforti⁴, B. D'Argenio³⁻⁴ (*aree marine da -30 a -200 m*)

Con contributi di:

G. Aiello³, D. Barra³ (*Paleontologia*)
R. Avino¹, S. Caliro¹, G. Chiodini¹, L. Minopoli¹ (*Idrogeochimica*)
F. Giordano⁵ (*Sismica ad alta risoluzione*)
D. Insinga⁴ (*tefrostratigrafia aree marine da -30 m a -200 m*)
C. Minopoli⁴, F. Tarallo⁴, F. Terlizzi³, A. Sgrosso⁴
(*stratigrafia e biocenosi: aree marine costiere da 0 a -30m*)
P. Miraglino⁶, P. Napolitano⁷ (*Studio Cavità a Napoli e Provincia*)
N. A. Pino¹, (*Sismicità*)
S. Vitale³, (*Lineamenti Tettonici*)

(1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano, Napoli

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Università di Napoli "Federico II"

(4) Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli

(5) Dipartimento di Scienze dell'Ambiente, Università Parthenope Napoli

(6) Servizio Sicurezza Geologica e Sottosuolo del Comune di Napoli

(7) Direzione Sistema informativo territoriale della Provincia di Napoli

Ente realizzatore:



Regione Campania

*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 la Regione Campania **L. Monti***

*Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. T. Lettieri**
per la Regione Campania: **L. MONTI***

PER ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

**A. Fiorentino, F. Papasodaro,
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita** (vulcanico)

S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

PER LA REGIONE CAMPANIA:

Coordinamento informatizzazione:

V. Luperini, E. Iannuzzi (aree emerse)

N. Pelosi (aree marine)

Coordinamento Terra/Mare e allestimento cartografico per la stampa

L. Monti, M.L. Putignano

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione:

L. Monti, F. Della Corte, R. Fusco Servizio Geologico Regione Campania

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	Pag. 9
1.	- REALIZZAZIONE DEL FOGLIO 446-447 "NAPOLI" ...»	10
2.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO	12
2.1.	- AREE EMERSE	12
2.2.	- AREE SOMMERSE.....	13
2.2.1.	- <i>Metodi di rilevamento diretto in immersione (da 0 a -30 m)</i>	13
2.2.2.	- <i>Criteri e metodi di acquisizione dati (oltre -30 m)</i>	13
II	- STUDI PRECEDENTI.....	17
1.	- AREE EMERSE	17
2.	- AREE SOMMERSE.....	20
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	23
1.	- AREE EMERSE	23
1.1.	- INQUADRAMENTO COROGRAFICO	23
1.2.	- IL CAMPO VULCANICO FLEGREO NELL'AMBITO DELLA TETTONICA REGIONALE	24
1.3.	- ELEMENTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI.....	25
1.3.1.	- <i>I Campi Flegrei e l'area occidentale di Napoli</i>	25
1.3.2.	- <i>La città di Napoli</i>	29
1.3.3.	- <i>Zone costiere orientali e di Piana</i>	31
2.	- AREE SOMMERSE.....	31
2.1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL GOLFO DI NAPOLI ED ASSETTO TETTONO-STRATIGRAFICO DEI GOLFI DI NAPOLI E POZZUOLI.....	31
IV	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE.....	37
1.	- PREMESSA.....	37
2.	- AREA DEI CAMPI FLEGREI.....	41
2.1.	- SUPERSINTEMA FLEGREO-ISCHITANO (FI).....	41
2.2.	- TUFFI DI PROCIDA <i>p.p.</i> (TBP) cfr. Foglio n. 465 "Isola di Procida"	41
2.2.1.	- <i>litosoma isola di S. Martino (IMT)</i>	42
2.2.2.	- <i>litosoma Vitafumo (LVF)</i>	42
2.2.3.	- <i>litosoma Miliscola (LMI)</i>	42
2.3.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)	44
2.3.1.	- <i>ignimbriti di Pietra Bianca (PBC)</i>	45

2.4.	- SINTEMA DI QUARTO (QTO)	46
2.4.1.	- <i>tufi di Castel dell'Ovo</i> (OVO)	46
2.4.2.	- <i>piroclastiti di Torre di Franco</i> (RAC).....	47
2.4.3.	- <i>lave di Punta Marmolite</i> (UNT)	48
2.4.4.	- <i>lave del Monte di Cuma</i> (TEC)	48
2.5.	- TUFO GRIGIO CAMPANO (IGNIMBRITE CAMPANA AUCTT) (TGC)»	48
2.6.	- SINTEMA VESUVIANO FLEGREO (VEF)	53
2.7.	- SUBSINTEMA DI PIANURA (VEF₉)	54
2.7.1.	- <i>tufi di Masseria del Monte</i> (TMS).....	54
2.7.2.	- <i>piroclastiti di Torregaveta</i> (PTV)	55
2.7.3.	- <i>tufi di Trentaremi</i> (TTR).....	55
2.7.4.	- <i>tufi del Verdolino</i> (TVD).....	57
2.7.5.	- <i>tufi di Chiarano</i> (CIH).....	58
2.8.	- SUBSINTEMA DI NAPOLI (VEF₁₀)	58
2.8.1.	- <i>Tufo Giallo Napoletano</i> (TGN).....	58
2.8.2.	- <i>litosoma di Mofete</i> (MTF).....	61
2.8.3.	- <i>litosoma del Gaurò</i> (GUO).....	63
2.8.4.	- <i>litosoma di Bellavista</i> (LVE).....	63
2.9.	- SUBSINTEMA DI AGNANO-SOCCAVALO (VEF₁₁).....	64
2.9.1.	- <i>tufi di Santa Teresa</i> (TEA).....	65
2.9.2.	- <i>unità de "La Starza"</i> (RZA)	65
2.9.3.	- <i>piroclastiti di Agnano ("Pomici Principali" Auctt.)</i> (GPP)»	66
2.9.4.	- <i>tufo di Bacoli</i> (TCF).....	68
2.9.5.	- <i>tufo di Porto Miseno</i> (TPT).....	68
2.9.6.	- <i>piroclastiti di Minopoli</i> (MOP).....	69
2.9.7.	- <i>piroclastiti di Pisani</i> (ISA)	71
2.9.8.	- <i>litosoma di Montagna Spaccata</i> (GCT).....	72
2.9.9.	- <i>litosoma di Concola</i> (NCC).....	73
2.9.10.	- <i>litosoma di Fondo Riccio</i> (NCO).....	74
2.9.11.	- <i>litosoma di Bagnoli</i> (OAB).....	74
2.9.12.	- <i>piroclastiti di Torre Cappella</i> (TOP).....	76
2.9.13.	- <i>tufi di Baia e Fondi di Baia</i> (TBF)	76
2.9.14.	- <i>lave di Monte Spina</i> (LMP).....	77
2.9.15.	- <i>litosoma di Costa San Domenico</i> (CSD).....	78
2.9.16.	- <i>litosoma di Pigna San Nicola</i> (ISN).....	79
2.9.17.	- <i>litosoma di Masseria D'Angelo</i> (ERG).....	80
2.10.	- SUBSINTEMA DI CONTRADA ROMANO (VEF₁₂) - (cfr CCU "unità di Casalnuovo-Casoria" p.p. del Foglio n. 448 "Ercolano")	81
2.10.1.	- <i>tufo di Capo Miseno</i> (TCM)	82
2.10.2.	- <i>piroclastiti del Monte Oliveto</i> (MLV)	82

2.10.3.	- litosoma di Cigliano (IGL)	86
2.10.4.	- piroclastiti di Agnano-Monte Spina (GNP).....	87
2.10.5.	- unità di Pozzuoli (ZZU).....	89
2.10.6.	- piroclastiti di Santa Maria delle Grazie (SGZ)	90
2.10.7.	- litosoma del Monte Olibano (lave e scorie di Monte Olibano Auctt. p.p.) (OLB)	91
2.10.8.	- litosoma dell'Accademia (DEI).....	92
2.10.9.	- litosoma de' la Solfatarata (LFA).....	93
2.10.10.	- litosoma di Averno (AER).....	95
2.10.11.	- litosoma di Astroni (ATN)	97
2.10.12.	- litosoma di Fossa Lupara Auctt. (FLP)	99
2.10.13.	- tufo di Nisida (TNI).....	101
2.10.14.	- litosoma di Monte Nuovo (MVU).....	101
3.	- EDIFICIO SOMMA-VESUVIO	103
3.1.	- SUBSISTEMA DI MOLARA (VEF₈)	103
3.1.1.	- Piroclastiti di San Giuseppe Vesuviano (piroclastiti del 1631 Auctt.) (PMX)	103
4.	- AREE PERIVULCANICHE	103
4.1.	- SUBSISTEMA DELL' AGRO NOCERINO-SARNESE (VEF₂).....	103
5.	- UNITÀ UBIQUITARIE	104
5.1.	- DEPOSITI EOLICI (d).....	104
5.2.	- DEPOSITI LACUSTRI E PALUSTRI (e)	104
5.3.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)	107
5.4.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a).....	107
5.5.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA ATTUALE E RECENTE (g₂)	107
5.6.	- DEPOSITI DI ORIGINE MISTA: <i>DEBRIS-FLOW</i> E/O TORRENTIZIO (i)...>	110
5.7.	- DEPOSITI ALLUVIONALI (b)	110
5.8.	- DEPOSITI DI FRANA (a₁).....	113
5.9.	- DEPOSITI ANTROPICI (h)	113
5.10.	- DISCARICHE (h₁).....	116
V	- STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	117
1.	- UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m).....>	118
2.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA - <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO ALTO (<i>HST</i>)	122
2.1.	- AMBIENTE LITORALE	123
2.1.1.	- Deposito di piede di falesia (g_{1s})	123
2.1.2.	- Deposito di spiaggia sommersa (g₈)	123
2.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA.....	125

2.2.1.	- Deposito di piattaforma interna (g₁₉).....»	125
2.2.2.	- Deposito piattaforma esterna (g₂₁).....»	125
3.	- PRINCIPALI BIOCENOSI MARINE.....»	125
3.1.	- FANEROGAME MARINE.....»	125
3.2.	- CORPI LITOIDI ORGANOGENI.....»	126
4.	- MANIFESTAZIONI VULCANICHE SECONDARIE.....»	127
VI	- INDAGINI GEOGNOSTICHE ED ANALISI PALEONTOLOGICHE.....»	129
1.	- SONDAGGI GEOGNOSTICI.....»	129
2.	- ANALISI PALEONTOLOGICHE.....»	135
VII	- COMPOSIZIONE CHIMICO-PETROGRAFICA DELLE UNITÀ VULCANICHE.....»	141
VIII	- CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DELLE AREE SOMMERSE.....»	147
1.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE.....»	149
1.1.	- IL SETTORE NORD-OCCIDENTALE.....»	148
1.2.	- IL SETTORE MERDIONALE.....»	148
2.	- I FONDALI PERICOSTIERI (da 0 a -30 m).....»	149
2.1.	- LA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DEL GOLFO DI POZZUOLI.....»	149
2.2.	- LA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DELLA RADA DI NAPOLI.....»	150
2.3.	- CARATTERISTICHE MORFOLOGICO-STRUTTURALI DEI SETTORI COSTIERI SOMMERSI.....»	150
3.	- SISMOSTRATIGRAFIA.....»	153
IX	- GEOLOGIA STRUTTURALE.....»	157
1.	- EVOLUZIONE VULCANO-TETTONICA.....»	157
2.	- LINEAMENTI TETTONICI.....»	164
X	- SISMICITÀ.....»	171
XI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.....»	175
1.	- CENNI DI IDROGEOLOGIA E DISSESTI.....»	175
1.1.	- IDROGEOLOGIA.....»	175
1.2.	- DISSESTI.....»	181
1.3.	- CAVE E DISCARICHE.....»	186

2.	- CAVITÀ SOTTERRANEE DI NAPOLI E PROVINCIA..»	187
2.1.	- LE CAVITÀ SOTTERRANEE NEI COMUNI IN PROVINCIA DI NAPOLI .»	187
2.1.1.	- <i>Il dissesto delle cavità</i>»	189
2.2.	- STORIA DEL SOTTOSUOLO NAPOLETANO.....»	190
3.	- IDROGEOCHIMICA.....»	200
3.1.	- L' ATTIVITÀ IDROTERMALE DEI CAMPI FLEGREI.....»	200
4.	- PERICOLOSITÀ VULCANICA.....»	204
XII	- ABSTRACT»	209
XIII	- LEGEND»	215
	BIBLIOGRAFIA.....»	235

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 446-447 “Napoli” comprende quasi interamente la porzione continentale dei Campi Flegrei e parte dell’area marina del Golfo di Pozzuoli, della Rada di Napoli e del litorale Domizio. I Campi Flegrei fanno parte del Distretto Vulcanico Flegreo assieme ai campi vulcanici di Procida ed Ischia. Tra i Fogli geologici dell’area Campana il Foglio 446-447 riveste una particolare importanza comprendendo la città di Napoli e la città di Pozzuoli. Entrambe queste popolatissime città sono localizzate sul più grande campo vulcanico attivo del Mediterraneo interessato tra l’altro nel passato recentissimo da intensi fenomeni di riattivazione (bradisismi) delle strutture vulcaniche e magmatiche. In questa situazione la conoscenza geologica approfondita del territorio riveste per la popolazione una importanza strategica. I Campi Flegrei si sviluppano a terra tra i rilievi collinari di Qualiano, Camaldoli, la città di Napoli e Posillipo ad oriente, ed i rilievi di Cuma e del Monte di Procida ad occidente; nella parte meridionale i vulcani flegrei e le strutture vulcaniche e vulcano-tettoniche si sviluppano sulla piattaforma continentale dei golfi di Pozzuoli e Napoli. La continuità geologica nell’ambiente marino ha indotto ad eseguire studi di geologia subacquea e marina anche in questa area e nelle aree di pertinenza del limitrofo Foglio Procida.

1. - REALIZZAZIONE DEL FOGLIO 446-447 “NAPOLI”

Nella presente edizione, in scala 1:50.000, il taglio del Foglio geologico include inoltre la parte emersa e sommersa del Foglio n. 446 e l'area continentale corrispondente ai promontori M. di Procida e Capo Posillipo ricadenti nel Foglio 465 - “Isola di Procida” (Fig. 1). Per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, l'area è compresa nel Foglio n. 183-184 - “Isola d'Ischia - Napoli” - della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

L'area continentale dei Fogli 446-447 “Napoli” e 465 “Isola di Procida” si estende dalla città di Napoli, ad oriente, alla Piana Campana a nord, ai rilievi di Sanseverino, Cuma e Monte di Procida ad ovest; a sud il Foglio comprende il Monte di Procida fino a Capo Miseno e la collina di Posillipo con l'isolotto di Nisida. Le aree marine del Foglio includono un settore settentrionale della Rada di Napoli a partire da San Giovanni a Teduccio, parte del Golfo di Pozzuoli e parte del litorale Domitio fino alla foce del Fiume Volturno (Foce Regi Lagni) raggiun-

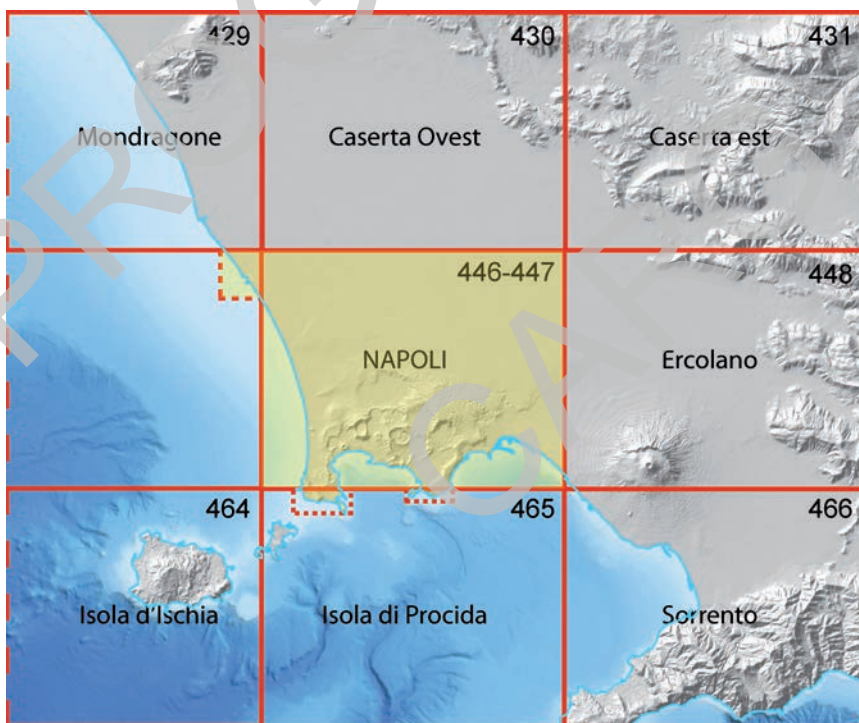


Fig.1 - Ubicazione del Foglio geologico n. 446-447 “Napoli” in scala 1:50.000. Nel riquadro è compreso il Foglio geologico limitrofo n. 465 “Isola di Procida”, che ricade, parzialmente, nel campo carta in oggetto.

gendo la profondità massima di circa 100 m nella Rada di Napoli.

La realizzazione del Foglio “Napoli” è stata effettuata nell’ambito del Progetto CARG (L.226/99) a seguito della Convenzione tra il Servizio Geologico d’Italia - ISPRA e la Regione Campania che ha finanziato le indagini delle aree emerse. Il suddetto Progetto è stato integrato nel 2001 dal Progetto CAR.G. Regione Campania - Settore Geotecnica, Geotermia e Difesa Suolo (responsabile L. Monti - delibera n. 15/09 del 12/04/01) che ha finanziato le integrazioni delle aree marine tra le batimetriche di 0 e -200 m con dei rilevamenti alla scala 1:10.000 (fascia batimetrica da -30/-200) e il rilevamento geologico subacqueo ex-novo (fascia batimetrica da 0/-30 m) in scala 1:10.000. La parte marina è stata realizzata dall’Istituto Geomare Sud, oggi Istituto per l’Ambiente Marino Costiero IAMC, CNR di Napoli e dall’Università “Parthenope”.

Il Responsabile di Progetto CARG - Regione Campania è L. Monti - Servizio Geologico.

Le aree emerse:

Il Coordinatore Scientifico del Foglio “Napoli” è il Prof. A. Sbrana del Dipartimento di Scienze della Terra della Università di Pisa.

Il Direttore del Rilevamento è il Dott. R. Isaia (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - sezione Osservatorio Vesuviano).

Il rilevamento geologico del Foglio “Napoli” è stato condotto da R. Isaia, E. Iannuzzi, M. Vietina, R. M. Toccaceli, C. Scarpati, A. Perrotta. Consulenti per la stratigrafia del vulcanico: R. Isaia, e A. Sbrana. Consulente per la stratigrafia dei depositi epiclastici continentali e marini: E. Iannuzzi. Consulente per la sismica ad alta risoluzione: F. Giordano della Università Parthenope di Napoli con il contributo di Biagio Giorgio, PhD della Università di Pisa. Per la pericolosità vulcanica R. Isaia.

Le analisi petrografiche e geochimiche sono state effettuate da P. Marianelli del Dipartimento di Scienze della Terra della Università di Pisa.

Le analisi micropaleontologiche sono state effettuate da G. Aiello e D. Barra, Dip. Scienze della Terra, Università Napoli “Federico II”.

Informatizzazione per le aree emerse: W. Luperini ed E. Iannuzzi.

Il rilevamento delle aree emerse del Foglio 446-447 “Napoli” è stato effettuato negli anni 2004-2009, alla scala di 1:5.000 con restituzione alla scala 1:10.000.

Le aree sommerse:

I Coordinatori Scientifici della geologia subacquea e geologia marina sono: B. D’Argenio e E. Marsella (Istituto per l’Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli).

La Redazione Scientifica della geologia subacquea e geologia marina è di M.L. Putignano.

Il Coordinamento Terra/Mare è stato condotto da: L. Monti, M.L. Putignano.

Il Direttore del Rilevamento della fascia costiera (da 0 m a -30 m) è C. Donadio, Dip. Scienze della Terra, Università Napoli "Federico II".

I Direttori delle aree marine (oltre i -30 m) per la scala 1:25.000 e 1:50.000 sono B. D'Argenio (dal 2006), G. de Alteriis (fino al 2005); per la scala 1:10.000 è A. Conforti.

Il rilevamento della fascia batimetrica da 0 a -30 m (geologia subacquea) è stato condotto da: C. Minopoli, A. Sgrosso, F. Tarallo, F. Terlizzi; il rilevamento della fascia batimetrica oltre i -30 m è stato condotto da A. Conforti nelle aree del Golfo di Pozzuoli e la Rada di Napoli; il rilevamento a partire dalla linea di costa del litorale Domitio è stato condotto da A. Conforti.

Gli analisti per la geofisica marina sono stati: G. Di Martino, C. D'Isanto, F. Giordano, S. Innangi, S. Passaro, N. Pelosi, S. Sammartino, P. Scotto di Vettimo, R. Tonielli; le analisi per la biostratigrafia sono state condotte da L. Ferraro.

Responsabile dell'Informatizzazione per le aree marine: N. Pelosi; informatizzatori: A. Conforti, N. Pelosi.

Le aree marine del Foglio geologico n. 446-447 Napoli sono state redatte a partire da rilevamenti originali in scala 1:10.000 condotti tra il 2002 ed il 2007. Per la fascia batimetrica da 0 a -30 m il rilevamento geologico subacqueo è stato eseguito in scala 1:10.000 nell'anno 2007.

2. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

2.1. - AREE EMERSE

I rilievi per la parte emersa sono stati effettuati secondo le norme CARG (Quaderni serie III, volume 1, 2 e 9 e successivi aggiornamenti, Vol. 12, fasc. 1, 2, 3). Per il rilevamento dei depositi vulcanoclastici e clastici affioranti nel Foglio "Napoli" sono stati usati criteri lito- e morfo-stratigrafici. La metodologia utilizzata per il rilevamento si è concretizzata nella esecuzione di un rilevamento di campagna di grande dettaglio, su basi cartografiche aerofotogrammetriche in scala 1:5.000, con il supporto della foto interpretazione di foto aeree, pancromatiche e colore. Per il rilevamento delle aree urbanizzate sono stati utilizzati anche dati del sottosuolo provenienti da pozzi sia eseguiti nell'ambito del Foglio CARG che pre-esistenti per ricerca scientifica ed applicativa.

La legenda adottata per i depositi vulcanici comprende vari ordini di unità sintemiche (UBSU; SALVADOR, 1994), al cui interno sono identificate varie unità litostratigrafiche.

2.2. - AREE SOMMERSE

2.2.1. - *Metodi di rilevamento diretto in immersione (da 0 a -30 m)*

Nell'area del Foglio, la fascia costiera sommersa fino alla isobata dei -30 m è stata investigata mediante indagini dirette. Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000 mediante immersioni con Auto Respiratori ad Aria compressa (A.R.A.) da parte di Geologi Rilevatori Subacquei esperti, in accordo con le Linee Guida per la Geologia Subacquea edite dalla Regione Campania (MONTI *et alii*, 2003).

Per le operazioni di supporto al rilevamento ed il trasporto logistico è stata utilizzata un'imbarcazione munita di tutta la strumentazione utile alla navigazione, alla comunicazione ed al pronto intervento con un operatore esperto in navigazione costiera, nel rispetto delle vigenti norme R.I.Na.; l'imbarcazione era provvista di sistema di radioposizionamento satellitare GPS (Global Positioning System) e di ecoscandaglio grafico o digitale per il posizionamento dei punti di immersione e per l'elaborazione di sezioni morfostratigrafiche speditive.

I settori investigati mediante immersione sono stati ubicati regolarmente lungo la linea di costa con un intervallo di circa 200-300 m lineari; solo in alcuni casi particolari tale intervallo è stato ridotto in relazione ad una maggiore articolazione e/o complessità dei fondali marini o in aree particolarmente significative. I punti di immersione sono stati georeferenziati mediante GPS con restituzione cartografica. In corrispondenza di fondali poco articolati o sub-pianeggianti l'isobata dei 30 m è stata raggiunta puntualmente in modo sistematico, in funzione dei dati acquisiti sotto costa mediante i transetti (Fig. 2).

Il rilevamento subacqueo ha permesso l'elaborazione di carte geologiche di base seguendo i medesimi criteri utilizzati per il rilevamento delle aree emerse. Tali rilievi hanno permesso di collegare sia i depositi dei fondi mobili con quelli rispettivi delle aree emerse, sia gli affioramenti litoidi presenti lungo le falesie sommerse. E' stato possibile inoltre evidenziare gli affioramenti di substrato isolati presenti a varie profondità. Durante i rilievi sono state effettuate campionature mirate degli affioramenti rocciosi e del fondo marino mobile (Fig. 2). I dati della fascia costiera sommersa fino a -30 m così acquisiti sono stati utilizzati e opportunamente sintetizzati nella redazione della cartografia ufficiale e sono riportati nei singoli paragrafi specifici.

2.2.2. - *Criteri e metodi di acquisizione dati (oltre -30 m)*

L'acquisizione dei dati geofisici e geologici, preceduta da uno studio dei dati presenti in letteratura ed inediti, è stata eseguita in modo da assicurare un'accu-

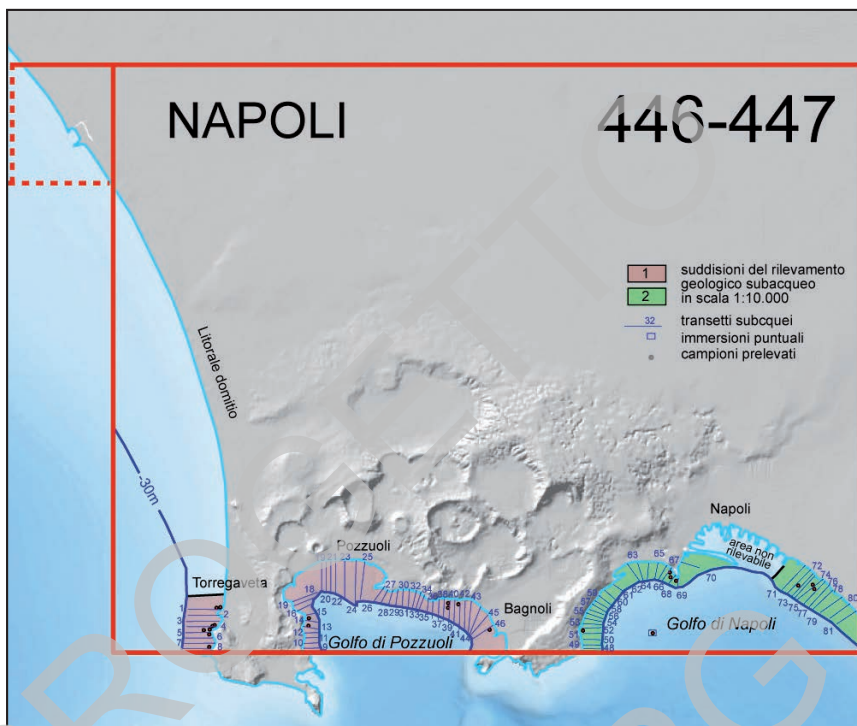


Fig. 2 - Ubicazione dei trattenti subacquei e dei punti di prelievo dei campioni di roccia del Foglio geologico n. 446-447. I rilevamenti geologici subacquei sono stati eseguiti nel settore costiero 1) compreso fra Torregaveta (Litorale Domitio) e Bagnoli (Golfo di Pozzuoli) da C. MINOPOLI, F. TARALLO; nel settore costiero 2) compreso fra Posillipo e Pietrarsa (Golfo di Napoli) da A. SGROSSO, F. TERLIZZI.

ratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfoacustico, morfobatimetrico e geologico (*box-corer*, bennate, carotaggi e dragaggi).

L'acquisizione dei dati per il Foglio Napoli è stata eseguita dal 2004 al 2007 (Fig. 3) mediante diverse campagne a bordo delle navi oceanografiche *Urania* e *Thetis*. Le strumentazioni utilizzate sono state i *Multibeam*, di tipo *Simrad EM300* ed i *Reson Seabath 8111*, *8125* e *8160* i *Sidescan Sonar*, di tipo *Edgetech 4220FS* e *Klein 2000*. Prevalentemente a bordo della nave *Urania* sono state eseguite le campionature dei sedimenti mediante carotaggi. L'elaborazione dei dati è stata eseguita, per ciò che concerne il *Multibeam*, con il software *PDS 2000* ed ha previsto in una prima fase la restituzione cartografica dei dati batimetrici sotto forma di carte batimetriche con isobate e poi di mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfostrutturali; l'elaborazione dei dati *Sidescan Sonar* è stata realizzata grazie all'uso dei software *Isis* ed il mon-



Fig. 3 - Immagine del modello digitale del fondo mare con ubicazione dei punti di campionatura; in rosso sono indicate bennate e box corer, in viola i carotaggi. Le linee continue rappresentano le tracce delle linee sismiche, in rosso il subbottom, in viola lo sparker.

taggio dei mosaici con *Delthmap*, entrambi prodotti dalla *Triton*. Sulle campionature eseguite sono state effettuate le analisi granulometriche, classificate secondo FOLK (1954).

L'elaborazione dei dati geologici si è basata sul riconoscimento delle facies acustiche, effettuato attraverso l'interpretazione integrata dei dati *Sidescan Sonar* e *Multibeam* e sulla loro calibrazione, in termini tessiturali, con i risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni di fondo (benne e *box-corers*). L'interpretazione dei profili sismici di alta risoluzione (*Subbottom Chirp*, *Sparker*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata. L'analisi sismostratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformity* regionali, vulcanico-tettoniche e/o eustatiche.

Le unità sismiche sono state successivamente interpretate in termini di sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 e di tipo 2, o classificate in termini di *unconformity* locali, soprattutto al *top* di apparati vulcanici relitti oppure al *top* di unità sismiche di natura vulcanica.

La carta geologica così realizzata rappresenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici, ispirandosi alle normative CARG espresse nel Quaderno n. 12 serie III (2009).

Le principali unità stratigrafiche individuate attraverso l'analisi dei sedimenti del fondo marino appartengono alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (*SDTQ*) (CATALANO *et alii*, 1996); in essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marini costieri, di piattaforma continentale e di scarpata nell'ultimo ciclo glacio-eustatico. La *SDTQ* registra le variazioni di accumulo sedimentario a partire dalle fasi regressive dell'ultimo ciclo glacio-eustatico (dallo *stage* isotopico Q.5.e "Tirreniano" 128 ka BP all'attuale).

La principale esigenza cartografica è stata la rappresentazione delle associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano "elementi deposizionali", in relazione ai lineamenti morfostrutturali riconosciuti attraverso l'interpretazione geologica dei dati geofisici e alla dinamica evolutiva degli ambienti sedimentari.

In questo modo è possibile realizzare, in particolare per la geologia di superficie, un'integrazione tra l'approccio stratigrafico classico, quello stratigrafico-sequenziale e la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti. La *SDTQ*, suddivisa nei diversi *systems tract*, essendo delimitata da superfici temporali, può considerarsi equivalente alle unità delimitate da limiti inconformi (sintemi - UBSU) e costituisce quindi l'unità base richiesta per la rappresentazione cartografica delle unità quaternarie delle carte geologiche ufficiali (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, ser. III). Le unità definite *systems tract* sono gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili, al cui interno si possono riconoscere vari sistemi/elementi deposizionali calibrati con carotaggi o campionature del fondo marino. Le varie classi granulometriche sono determinate dall'interpretazione dei dati geofisici e dalle campionature dirette del fondo marino e dai dati prelevati in modo mirato durante il rilevamento geologico subacqueo (nella fascia costiera sommersa fino -30 m). Gli areali litologici relativi alle tessiture riconosciute sul fondo forniscono un'ulteriore informazione sulle associazioni di litofacies, in modo da differenziare ulteriormente gli elementi deposizionali cartografati.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - AREE EMERSE

I Campi Flegrei rappresentano un esempio classico di campo vulcanico che comprende decine di centri eruttivi, esplosivi ed effusivi, estesi su un'area superiore a 200 km². Il campo vulcanico è stato alimentato da camere magmatiche di grandi dimensioni (>300 km³ di magma), localizzate nella crosta superiore tra 8 e 3 km di profondità, contenenti magmi da trachibasaltici a trachitici-fonolitici. I Campi Flegrei sono localizzati in corrispondenza dell'area di basso strutturale più accentuata della Piana Campana, la fossa di Acerra, una vasta area di minimo gravimetrico, caratterizzata da uno spessore di almeno 3-4 km di sedimenti neogenici e quaternari e vulcaniti; in questo basso strutturale, bordato da faglie dirette, si sviluppa il vulcanismo flegreo. I Campi Flegrei rappresentano soltanto una porzione del più grande Distretto Vulcanico Flegreo, che comprende il campo vulcanico dell'isola di Ischia, dove il vulcanismo inizia almeno 160-200.000 anni fa. Eruzioni ignimbritiche con area sorgente nella Piana Campana limitrofa ai Campi Flegrei ed alla Fossa di Acerra sono state riconosciute nelle successioni vulcanoclastiche dell'Appennino Campano (ignimbriti di Seiano, 290-240 ka; ignimbrite di Taurano, 157 ka; ignimbrite di Durazzano, 116 ka, ROLANDI *et alii*, 2003). L'inizio di attività nel settore continentale del Distretto connessa allo sviluppo del magmatismo alcalino-potassico è dunque con tutta probabilità da riportare al Pleistocene medio. Un vulcanismo più antico legato a magmi calco-

alcalini è presente nelle sequenze sedimentarie terziarie della Piana Campana, vulcani di Parete e Castelvoturno.

L'attività vulcanica nei Campi Flegrei, relativamente alle successioni affioranti, è iniziata in un periodo precedente i 75.000 anni fa (vulcani del Monte di Procida), ancora non ben definito da datazioni radiometriche. Già in questa fase nei Campi Flegrei il vulcanismo è diffuso arealmente e si sviluppa un campo vulcanico formato da duomi, coni di tufo, coni di cenere e di scorie e da campi lavici (ROSI & SBRANA, 1987). Nel periodo compreso tra 78 e 40 ka sono stati individuati vari centri eruttivi, tra questi quello delle lave e scorie dell'Isola di San Martino (~78 ka, cfr. Foglio 465 "Isola di Procida"), i coni di tufo e di ceneri di Miliscola e Vita Fumo (Monte di Procida), i duomi di Cuma, Punta Marmolite, i coni di tufo di San Sepolcro, Capodimonte, e Monte Echia (ROSI & SBRANA, 1987; COLE *et alii*, 1994; PERROTTA *et alii*, 2010) e sono state riconosciute spesse sequenze piroclastiche generate a partire da circa 60.000 anni fa (ORSI *et alii*, 1996; PAPPALARDO *et alii*, 1999). I vulcani sopra citati formano l'impalcatura del campo vulcanico flegreo antico e sono esposti in maniera discontinua solamente nei settori non collassati dei Campi Flegrei, principalmente nella Città di Napoli, a Monte di Procida e a nord della Piana di Quarto. Intorno a 40.000 anni fa nei Campi Flegrei è avvenuta l'eruzione della Ignimbrite Campana (FISHER *et alii*, 1993; CIVETTA *et alii*, 1997; ROSI *et alii*, 1996; DE VIVO *et alii*, 2001). L'eruzione dell'Ignimbrite Campana è la più grossa eruzione esplosiva avvenuta nell'area mediterranea negli ultimi 200.000 anni. Durante l'eruzione furono emessi almeno 300 km³ di magma e si depositarono ceneri vulcaniche su un'area vastissima estesa ad est fino alla Russia (GIACCIO *et alii*, 2008). Quest'eruzione esplosiva di elevata energia generò una colonna eruttiva alta circa 40 km che ha disperso verso est un deposito di pomici da caduta. Successivamente si generarono flussi piroclastici (miscele di gas, cenere e frammenti di magma incandescente che scorrono a velocità elevata) capaci di superare rilievi di oltre 1000 metri e di scorrere sul mare, e che hanno messo in posto depositi ignimbrifici e di breccie piroclastiche che ricoprono l'intera Piana Campana ed i rilievi circostanti; questi depositi costituiscono la formazione del Tufo Grigio Campano (TGC). La camera magmatica che ha alimentato l'eruzione era localizzata tra 6 e 8 km di profondità (MARIANELLI *et alii*, 2006), il suo parziale svuotamento ha portato alla formazione della caldera dei Campi Flegrei, la struttura che ancora oggi domina il campo vulcanico nella sua forma fisiografica primaria. La geologia di sottosuolo, nota per le perforazioni geotermiche profonde eseguite negli anni 80 da Agip-Enel, ed i dati gravimetrici ben tratteggiano la struttura calderica che appare formata da una zona centrale più ribassata (circa 1500 m), circolare, e da una fascia di raccordo con le zone esterne del campo non collassate dove lo sprofondamento appare decisamente minore (circa 600-700 m, ROSI & SBRANA, 1987; BARBERI *et alii*, 1991). La caldera venne invasa dal mare e parzialmente colmata da spessori rilevanti (centinaia di metri)

di depositi epiclastici fossiliferi. I margini della caldera flegrea sono stati oggetto nella letteratura recente di diverse interpretazioni (es. ROSI & SBRANA, 1987; ORSI *et alii*, 1996; PERROTTA *et alii*, 2006) che si diversificano principalmente nella definizione del settore orientale dell'area collassata, con particolare riferimento alla inclusione o esclusione della città di Napoli nell'area interessata dal collasso calderico; alcuni autori (LIRER *et alii*, 1987; ROLANDI *et alii*, 2003) escludono la formazione di una caldera in relazione all'eruzione del TGC e identificano una caldera legata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN). L'eruzione del TGN avvenuta intorno a 15.000 anni fa (DEINO *et alii*, 2004) è stata preceduta da numerose altre eruzioni sempre all'interno della struttura calderica. Altri autori (ORSI *et alii*, 1992; SCARPATI *et alii*, 1993; ORSI *et alii*, 1996) collegano all'evento del TGN un ulteriore collasso calderico il cui margine è esposto solamente lungo il margine orientale della piana di Bagnoli. In seguito all'eruzione del TGN probabilmente la caldera del TGC viene riattivata e ulteriormente ribassata nella sua parte centrale. Successivamente alla messa in posto del TGN il vulcanismo si sviluppa esclusivamente all'interno della caldera.

L'evoluzione del campo vulcanico in epoca olocenica è ben descritta nei lavori recenti di ISAIA (1998), DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004), dove vengono presentati nuovi dati stratigrafici e geocronologici che modificano le ricostruzioni geo-stratigrafiche di altri autori (es. DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ROSI & SBRANA 1987). La nuova ricostruzione stratigrafica individua tre epoche di attività eruttiva separate da due fasi di quiescenza del vulcano, marcate da due diffusi paleosuoli. Durante le tre epoche si sono verificate circa 70 eruzioni prevalentemente esplosive, di media e bassa energia, che hanno generato principalmente depositi da flusso e subordinatamente depositi di caduta. Le uniche eruzioni ad elevata energia sono state quelle delle Pomice Principali (10.300 anni fa; DI VITO *et alii*, 1999) e di Agnano-Monte Spina (4.100 anni fa; DE VITA *et alii*, 1999), i cui depositi hanno ricoperto un'area molto ampia, fino ai contrafforti Appenninici.

L'assetto geologico della caldera flegrea in questo periodo di attività olocenica vede lo sviluppo di due zone eruttive ben definite. La più importante, centro-settentrionale, con decine di bocche eruttive, si sviluppa tra le aree di Pianura e Soccavo ad oriente, la Piana di San Vito ad occidente ed i rilievi lavici e tufacei di La Pietra e dell'Accademia a sud. La seconda area di vulcanismo, caratterizzata da minore frequenza eruttiva, si sviluppa ad occidente tra Baia, Fondi di Baia, Averno e Monte Nuovo. Lavori recenti (INSINGA *et alii*, 2006; DI RENZO *et alii*, 2011; FEDELE *et alii*, 2011), sulla base di datazioni radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indicano che il vulcanismo nell'Olocene parte alta si è sviluppato anche nelle aree marine della parte meridionale della caldera tra Bacoli, Porto Miseno e Capo Miseno, ad occidente, e Nisida, ad oriente. Tuttavia età e posizione stratigrafica per alcuni di questi vulcani sono ancora oggetto di dibattito (ISAIA *et alii*, 2012).

L'intenso vulcanismo olocenico è associato alla forte risorgenza della zona centrale della caldera ben evidente nel terrazzo marino strutturale della Starza

formato da sedimenti epiclastici fossiliferi, sollevati sino a 50 m s.l.m., in una struttura duomiforme centrata sul Rione Terra di Pozzuoli.

Negli ultimi 5.500 anni circa i centri eruttivi si sono concentrati nell'area centrale della caldera e ad Averno, dando luogo a eruzioni esplosive e subordinati eventi effusivi concentrati prevalentemente nella zona di Agnano-Solfatara-Astroni, ad eccezione di 2 eventi avvenuti nell'area di Averno (ISAIA *et alii* 2004, 2009; ORSI *et alii*, 2004; DI VITO *et alii*, 2011).

L'ultima eruzione è quella di Monte Nuovo del 1538 (DI VITO *et alii*, 1987; GUIDOBONI & CIUCCARELLI, 2011) avvenuta dopo un periodo di quiescenza durato oltre 3.500 anni. Questa eruzione è stata preceduta da un intenso sollevamento del suolo, che ha avuto il suo culmine pochi giorni prima dell'evento eruttivo. Eventi di lento sollevamento e abbassamento del suolo, cioè i bradisismi, caratterizzano la dinamica recente della Caldera Flegrea. Negli ultimi decenni si sono verificate due importanti crisi bradisismiche, tra il 1969 e il 1972 e tra il 1982 e il 1984, con un sollevamento del suolo rispettivamente di 1,74m e 1,80m, accompagnato da intensa attività sismica. In particolare la frequenza e la magnitudo dei terremoti portò, nell'ottobre del 1983, alla parziale evacuazione di Pozzuoli.

2. - AREE SOMMERSE

L'interesse scientifico sul Golfo di Napoli ha una tradizione di ricerca notevole legata alla attività della Stazione Zoologica A. Dohrn e quella universitaria, pur se incentrato maggiormente sugli aspetti faunistici dei fondali. I campi prevalentemente studiati sono stati la sistematica degli invertebrati marini, l'ecologia dei foraminiferi, ed i relativi studi sulla natura del substrato sedimentario (MONTCHARMONT-ZEI, 1964).

Le emergenze territoriali negli anni '70 e '80 legate alle crisi bradisismiche dell'area puteolana, le criticità legate ai vari centri eruttivi emersi e sommersi presenti, hanno determinato un incremento di interesse sullo studio della geologia e della vulcanologia marina nei settori costieri del Golfo di Pozzuoli e della baia di Napoli. Gli studi sono stati estesi anche all'assetto complessivo del Golfo (LATMIRAL *et alii*, 1971; DE BONITATIBUS *et alii*, 1970; BERNABINI *et alii*, 1973; SEGRE, 1972; COLANTONI *et alii*, 1972; FINETTI & MORELLI, 1974; WEZEL *et alii* 1982). L'evoluzione delle tecnologie geofisiche ha infatti fornito dati di sempre maggior dettaglio permettendo una importante produzione bibliografica; la tecnologia digitale ha inoltre incrementato nelle ultime due decadi gli studi ed i risultati ottenuti (PESCATORE *et alii*, 1984; MILIA *et alii*, 2000; MILIA & TORRENTE, 2000; AIELLO *et alii*, 2001; MILIA *et alii*, 2003; BRUNO *et alii*, 2002; SECOMANDI *et alii*, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004, ZOLLO *et alii*, 2006; MILIA *et alii*, 2007; MILIA, 2010).

L'assetto strutturale del Golfo fu ipotizzato già da WALTHER (1888) e DE LORENZO (1904) e negli ultimi 40 anni solo grazie all'evoluzione tecnologica dell'esplorazione geofisica marina è stato possibile valutare l'andamento dei substrati, lo spessore delle coperture e la struttura dei corpi vulcanici nel margine campano (FUSI *et alii*, 1991; MILIA, 1996; MILIA, 1998a). L'acquisizione nel '68 di dati sismici multicanale lungo il margine tirrenico centro-meridionale (zona E, BARTOLE *et alii*, 1984), eseguita dall'AGIP per il Ministero dell'Industria, escluso il Golfo di Napoli. La mancanza di dati sismici profondi in mare ha indotto un ritardo nella realizzazione di un modello strutturale del Golfo e del suo assetto stratigrafico.

Un notevole incremento fu dato alla ricerca a partire dagli anni '80, con il finanziamento del Progetto Strategico M.P.I. 40% Geologia dei Margini Continentali, successivamente diventato progetto MURST. Tale progetto ormai volto al termine da tempo, ha riguardato tutti i mari continentali italiani ed ha visto la nascita di numerose unità di ricerca sparse sul territorio nazionale attive in tutti i settori della geologia marina. Una particolare attenzione è stata posta, negli ultimi anni, sugli aspetti evolutivi delle piattaforme ed i legami con l'attività eruttiva emersa e sommersa dei Golfi di Napoli e Pozzuoli (MILIA, 1999; MILIA, 2000; SACCHI *et alii*, 2001; MILIA, 2010), accogliendo modelli interpretativi forniti dalla stratigrafia sismica e sequenziale che giungevano dalla ricerca petrolifera (VAIL *et alii*, 1991; POSAMENTIER & VAIL, 1988; BOYD *et alii*, 1988).

L'analisi sismostratigrafica di dettaglio ha inoltre consentito la ricostruzione delle variazioni paleogeografiche delle aree marine e costiere in relazione alla deposizione delle unità vulcaniche e delle deformazioni vulcano tettoniche recenti (MILIA, 1998b; MILIA & TORRENTE 2000; D'ARGENIO *et alii*, 2004). Sono state inoltre riconosciute unità di natura vulcanica nella Baia di Napoli affioranti a fondo mare a largo dell'area di Chiaia (MILIA *et alii*, 1998b). MILIA *et alii* (2003; 2007) riconoscono dei corpi vulcanoclastici presenti a largo di San Giovanni come depositi di un imponente fenomeno franoso collegato all'eruzione di Avellino avvenuta circa 3,5 ka B.P.

Gli aspetti vulcanologici e geofisici sono stati approfonditi negli ultimi anni con una produzione scientifica su temi specifici inerenti l'evoluzione dei distretti vulcanici del Vesuvio e dell'area Flegrea, come TomoVes e Serapis che hanno svolto delle campagne di sismica attiva profonda giungendo a rilevanti considerazioni sulla struttura profonda degli edifici vulcanici.

Il progetto della Cartografia Geologica Nazionale al 50.000 ha rinnovato l'interesse sulle aree marine in alcuni settori dell'Italia con nuova acquisizione di dati geofisici (AIELLO *et alii*, 2001; D'ARGENIO *et alii*, 2004; MARSELLA *et alii*, 2002) e di campionature (INSINGA *et alii*, 2006; INSINGA *et alii*, 2008; SACCHI *et alii*, 2005; MILIA *et alii*, 2008). La normativa e le linee guida per tale progetto sperimentale sono il frutto dei lavori di una commissione (CATALANO *et alii*, 1996), che ha

elaborato e fuso l'esperienza scientifica italiana con le innovazioni modellistiche evolutive dei margini continentali.

Studi a carattere prettamente geomorfologico, sedimentologico, geoarcheologico e morfoevolutivi sono stati redatti a partire dagli anni '70 e '80, di cui si citano alcuni, relativamente al litorale Domitio (DE PIPPO, 1988; DE PIPPO *et alii*, 2000b, 2004a), del Golfo di Pozzuoli (COLANTONI *et alii*, 1972; DE PIPPO *et alii*, 1984; PENNETTA *et alii*, 1984; COCCO *et alii*, 1992; DE PIPPO *et alii*, 1992, 2000a, 2002) e della costa napoletana (CINQUE *et alii*, 1997; DE PIPPO *et alii*, 1994, DONADIO, 1998, 1999; DE PIPPO *et alii*, 2004b; DONADIO, 2006).

PROGETTO
CARGO

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - AREE EMERSE

1.1. - INQUADRAMENTO COROGRAFICO

Il Foglio 446-447 “Napoli” si estende per la gran parte nel Distretto Vulcanico dei Campi Flegrei, una delle aree maggiormente attive nel Quaternario della Provincia Comagmatica Romana (WASHINGTON, 1906), che comprende i Campi Flegrei, la città di Napoli, le isole vulcaniche di Ischia e Procida (non ricadenti nel Foglio), ed il settore nordoccidentale del Golfo di Napoli. Il Foglio 446-447 “Napoli” racchiude ad est i contrafforti occidentali del Complesso Somma-Vesuvio e parte della piana di Acerra, ed è limitato a sud dalle coste napoletane e flegree sino a parte del promontorio del Monte di Procida, ad ovest dalle coste di Torregaveta con il lago costiero del Fusaro, il litorale di Licola con il lago costiero di Patria, sino alle spiagge e dune costiere di Castelvolturno. I limiti settentrionali del Foglio sono costituiti dai Regi Lagni e dai comuni di Terra di Lavoro. La configurazione orografica ed idrografica dell’area riflette l’assetto geologico-strutturale e vulcano-tettonico dei terreni del substrato ed è il risultato delle diverse fasi morfoevolutive responsabili del modellamento dell’area.

I principali rilievi altocollinari risiedono nell’area nordoccidentale della città di Napoli al limite con i Campi Flegrei e sono rappresentati dalla dorsale dei Ca-

maldoli - Pignatiello, con il punto altimetrico più elevato di tutto il Foglio situato nei pressi dell'Eremo (458 m s.l.m.), quindi dalle colline del Vomero, Arenella e Posillipo. Nel campo vulcanico dei Campi Flegrei numerosi apparati vulcanici spesso parzialmente smembrati condizionano il reticolo idrografico che presenta *patterns* strettamente legati alle strutture vulcano-tettoniche. Tra questi, l'edificio vulcanico del Gauro, nonostante le modificazioni della sua forma originaria, rappresenta il cono di tufo morfologicamente meglio conservato ed il massimo rilievo all'interno della caldera dei Campi Flegrei (M. Barbaro, 330 m s.l.m.). I principali corsi d'acqua ricadenti nel Foglio 446-447 "Napoli" sono stati sin da epoche storiche pesantemente condizionati dall'azione antropica, e tutt'oggi risultano estesamente cementificati (Regi Lagni, Alveo dei Camaldoli e di Quarto) o addirittura in parte inglobati nel reticolo urbano (Sebeto, Volla). Nell'area napoletana permangono ben individuabili, seppur modificate nel loro sviluppo da intense attività estrattive, profonde incisioni a carattere tipicamente susseguente, come la cupa S. Croce, il Vallone S. Rocco ed il Cavone di Miano. Corsi d'acqua con caratteristiche simili si individuano anche incassati nella piana a nord, nei pressi degli abitati di Marano e Qualiano (Fosso del Carmine).

1.2. - IL CAMPO VULCANICO FLEGREO NELL'AMBITO DELLA TETTONICA REGIONALE

Il quadro strutturale regionale riconduce ad eventi, succedutisi dal Miocene al Pleistocene inferiore (CINQUE *et alii*, 1993), che hanno portato all'accavallamento delle imponenti "pile" stratigrafiche che facevano parte delle unità paleogeografiche mesozoico-terziarie, caratterizzanti l'antico Oceano della Tetide. Conseguentemente, l'Appennino Campano-Lucano può essere schematizzato come una complessa pila di falde embricate, costituite da alternanze di rocce carbonatiche e depositi terrigeni di facies tipicamente *flyschoidi*. Successivamente, la Catena Appenninica è stata sottoposta ad intense fasi di sollevamento che, dal Pleistocene, hanno condotto allo smembramento e dislocazione a più altezze delle pile precedentemente accavallate ed alla chiusura delle zone di bacino.

Questo processo di accavallamento, accentuato dalla continua deformazione del margine apulo-adriatico determina un generale orientamento della catena secondo la direttrice NO-SE e trova il suo fulcro nell'Avampaese Apulo.

Tali dinamiche crostali hanno determinato la formazione di una depressione tettono-strutturale posta al margine tirrenico dell'Appennino meridionale, la Piana Campana, sviluppatasi secondo un modello tipo *graben*, generato dalla tettonica distensiva tardo-Pliocenica (IPPOLITO *et alii*, 1973) o del Pleistocene inferiore (CINQUE *et alii*, 1987; 1997). Secondo questi ultimi autori, il *graben* è stato soggetto ad un ribassamento a gradinata verso il margine tirrenico lungo due direttrici principali orientate in direzione antiappenninica nel Pleistocene inferiore ed ap-

penninica nel Pleistocene superiore, coerentemente alle successioni carbonatiche che costituiscono l'Appennino meridionale. Tali successioni sono essenzialmente costituite da dolomie e calcari, con rare sovrapposizioni di formazioni terrigene sinorogene (calcareniti e flysch arenacei) deposte a partire dal Triassico e fino al Miocene per uno spessore di alcune migliaia di metri, e rappresentano il substrato dei depositi quaternari che hanno colmato la Piana.

La Piana Campana è limitata a SE dalla dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina, a NNE dai Monti di Caserta, dalla dorsale del Partenio e dai margini occidentali dei Monti Picentini, a NO dalla dorsale di M. Massico; è stata progressivamente colmata da depositi marini, alluvionali e palustri, dai prodotti dei Campi Flegrei e da quelli del complesso Somma-Vesuvio. Gli spessori di tali depositi sono stati stimati attraverso analisi geofisiche e gravimetriche in almeno 4500 m (CINQUE *et alii*, 1987).

In superficie, ai margini della Piana, sono ben visibili le faglie dirette appenniniche ed antiappenniniche che hanno determinato, in almeno due fasi quaternarie, lo sprofondamento della Piana, come pure sono state individuate le strutture mioceniche legate ai processi compressivi che hanno interessato i depositi triassico-miocenici. Queste ultime sono costituite da una serie di monoclinali orientate pressappoco E-O, immergenti a nord e delimitate a sud da faglie dirette (DI NOCERA *et alii*, 1976).

In particolare il vulcanismo flegreo è impostato lungo un alto strutturale che, secondo la direttrice SO-NE, parte da Ischia e procede, attraverso l'isola di Procida ed i Campi Flegrei, in direzione di Caserta. Tale pilastro tettonico verso SE si connette attraverso un *graben all'horst* sopra il quale si imposta il complesso vulcanico Somma-Vesuvio.

1.3. - ELEMENTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

La complessità degli eventi vulcanici e tettonici che hanno investito l'area di studio per tutto il Quaternario, unitamente alla intensa attività di modellamento antropico del paesaggio che interessa l'area sin da tempi storici, ha reso necessario un inquadramento dei processi morfoevolutivi suddiviso per aree pressoché omogenee ed in particolare: i Campi Flegrei (CF) e l'Area occidentale di Napoli, la Città di Napoli e le Zone costiere orientali e di Piana.

1.3.1. - I Campi Flegrei e l'area occidentale di Napoli

Le caratteristiche morfologiche attuali dell'area Flegrea sono il prodotto dell'attività di agenti morfogenetici connessi al vulcanismo ed al magmatismo,

che nel tempo hanno interagito con agenti morfogenetici esogeni ed eventi deformativi legati alla tettonica regionale e alla vulcano-tettonica. Agli agenti endogeni si deve la formazione di differenti edifici vulcanici e la messa in posto delle rocce vulcaniche ad essi associate, mentre agli agenti esogeni sono collegate le varie forme erosionali quali versanti regolarizzati e terrazzi, le forme legate a fenomeni gravitativi di trasposto in massa e le falesie. L'attività tettonica e vulcano-tettonica ha contribuito a modificare l'aspetto dell'area flegrea, generando faglie e fratture ed edifici vulcanici che hanno dislocato e modificato in vari momenti le forme preesistenti.

Nella caldera dei CF sono riconoscibili diverse generazioni di forme vulcaniche. Le più antiche di queste forme spesso sono sepolte sotto i prodotti emessi da vulcani più recenti e/o distrutte dall'attività esogena e tettonica e non sono facilmente identificabili. Quelle più recenti sono invece costituite da apparati vulcanici generalmente monogenici, che conservano pressoché integra la propria forma. La zona occidentale e sud-occidentale dei CF è caratterizzata morfologicamente dall'allineamento dei centri vulcanici di Capo Miseno-Bellavista-Baia-Averno, mentre la parte centrale presenta una morfologia molto articolata delineatasi in seguito alla formazione di numerosi apparati vulcanici. Tra questi, l'edificio vulcanico del Gauro, nonostante le modificazioni della sua forma originaria, rappresenta il cono di tufo morfologicamente meglio conservato ed il rilievo più elevato all'interno della Caldera dei Campi Flegrei (M. Barbaro, 335 m s.l.m.). Altri edifici vulcanici, pur essendo più recenti del Gauro, sono solo parzialmente conservati come forme arcuate, probabilmente derivate dall'arretramento per erosione da parte del mare (Montagna Spaccata, San Martino, Pisani, Pigna San Nicola, Monte Sant'Angelo, Costa San Domenico); talvolta sono visibili solo alcune forme relitte (Torre Cappella, Via Campana, Paleoastroni). Alcuni degli edifici più recenti presentano invece una forma pressoché integra, come Fondi di Cigliano, Solfatara, Accademia, Astroni, Averno e M. Nuovo. La forma originaria dei crateri di Senga non è più visibile a causa dell'intervento antropico e, ad oggi, sono individuabili solo alcuni lembi dei tre crateri concentrici che formavano l'edificio (DE LORENZO & SIMOTOMAI, 1914). Altre morfologie di estensione limitata strettamente legate all'attività vulcanica sono i duomi lavici di M. Olibano e La Caprara, ed i coni di scorie di Rotondella e Pagliarone ed il cono di cenere di Colle Imperatrice. Edifici vulcanici come Capo Miseno, Punta Pennata, Nisida, La Pietra, Santa Teresa sono stati parzialmente o quasi totalmente smantellati dall'azione erosiva del mare.

Gli edifici vulcanici sopra citati presentano versanti interni ripidi con profilo concavo, e versanti esterni meno acclivi con profilo concavo rettilineo; sono solcati in genere da profonde incisioni di tipo susseguente con evidente controllo strutturale e con *patterns* idrografici radiali centripeti nei versanti interni degli edifici vulcanici e centrifughi in quelli esterni, che spesso presentano reticolo

rettangolare legato all'intervento di lineamenti strutturali. Tali corsi d'acqua presentano un regime tipicamente torrentizio; all'interno di tali impluvi è possibile riconoscere forme di tipo sia erosionale che deposizionale, quali solchi da ruscellamento concentrato, orli di scarpata, vallecole a fondo concavo, soglie di valle sospesa, lembi di depositi fluviali terrazzati. Nelle fasce di raccordo versante-fondovalle si riconoscono settori di *glacis* di accumulo alluvio-colluviale e grossi apparati di conoidi detritico-alluvionali recenti, in particolare a ridosso dei contrafforti sudoccidentali dei Camaldoli, nelle piane di Pianura e Soccavo e nel settore meridionale della Piana di Quarto; i depositi epiclastici che li costituiscono sono sovente frammisti ai depositi piroclastici dell'attività recente flegrea o a depositi legati a movimenti in massa o flussi iperconcentrati, che obliterano parzialmente le morfologie citate.

Le forme di versante relative a fenomeni gravitativi sono riconducibili essenzialmente a fenomeni di crollo nelle pareti tufacee subverticali delle aree di cave e delle falesie ed a fenomeni franosi rapidi di tipo colata o complessi, di tipo scorrimento-colata, che interessano le coltri di copertura piroclastica. Tali fenomeni sono in genere superficiali e coinvolgono modesti volumi di rocce, ma trattandosi di frane di tipo rapido rappresentano intrinsecamente un rischio elevato, considerata anche l'intensa urbanizzazione dell'area.

Tra gli edifici vulcanici si riconoscono aree subpianeggianti ubicate a varie quote che rappresentano delle vere e proprie conche endoreiche. Le piane di Quarto (40 m s.l.m.), Pianura (160 m s.l.m.) e Soccavo (80 m s.l.m.) sono delimitate a N da ripide scarpate, probabilmente formatesi in risposta ad eventi deformativi tettonici e vulcano-tettonici. Due ripide scarpate separano inoltre le piane di Pianura e di Soccavo dalla collina dei Camaldoli, delineandone i fianchi occidentale e meridionale. La piana di Toiano (20 m s.l.m.) è compresa tra gli edifici vulcanici del Gauro, Averno e Monte Nuovo mentre quella di Agnano (5 m s.l.m.) è situata tra gli edifici vulcanici di Astroni, Solfatara e i vari edifici che costituiscono la cinta di Agnano. La piana di San Vito (55 m s.l.m.) è delimitata dagli edifici del Gauro, Montagna Spaccata, Senga e Cigliano. Nella parte più occidentale dei Campi Flegrei, si sviluppa una piana litorale da cui emergono i due alti morfologici di Monte di Procida e Cuma.

Le variazioni relative tra il livello del mare e la superficie terrestre nel tempo hanno contribuito alla formazione delle varie morfologie relitte oggi osservabili, quali paleofalesie, terrazzi marini e piane costiere. I laghi costieri di Fusaro, Lucrino e Patria rappresentano ulteriori testimonianze di tali variazioni.

Anche l'edificio vulcanico del Gauro, nonostante la sua attuale ubicazione lontano dalla linea di costa, presenta evidenze di modificazione dei suoi versanti ad opera dell'azione del mare: i suoi contrafforti occidentale e orientale, sono difatti stati regolarizzati dall'azione del mare che vi ha modellato una forma arcuata. Scarpate, riconducibili a falesie attualmente inattive, sono riconoscibili nell'a-

rea compresa tra Baia e la Piana di Toiano. Queste si sono formate in seguito alla regolarizzazione dei fianchi nord-orientale e meridionale dell'edificio vulcanico di Mofete e del fianco settentrionale di Fondi di Baia. Anche la ripida scarpata che delimita ad ovest la collina di Posillipo mostra evidenze dell'azione erosiva del mare, che ha notevolmente contribuito al suo arretramento. Allo stesso modo, anche il fianco sud-orientale dell'edificio vulcanico di Costa San Domenico è stato interessato dai fenomeni erosivi del mare ed è identificabile come una falesia fossile. Questi elementi morfologici indicano che anche nell'area orientale della caldera del TGN ci sono evidenze di modificazioni delle forme originarie legate all'azione del mare.

Un altro elemento morfologico ben evidente è localizzato a S della parte centrale dei Campi Flegrei ed è costituito da una scarpata che rappresenta una falesia attualmente inattiva. L'orlo di tale scarpata delimita a sud il terrazzo marino de La Starza. Esso si estende da Arco Felice ad O sino a ridosso del Monte Olibano a E. Il terrazzo si trova ad una quota di circa 40 m s.l.m. e l'altezza della falesia che delimita verso mare la superficie terrazzata diventa progressivamente minore verso ovest fin quasi a raccordarsi, senza nette rotture di pendenza, alla piana di Toiano. A monte di tale superficie terrazzata si riconoscono altre superfici subpianeggianti, nella zona del Cimitero di Pozzuoli a O ed in quella di Celle ad E. Tali aree erano già state inquadrate morfologicamente in precedenti lavori (CINQUE *et alii*, 1985; CINQUE *et alii*, 1997) ed attribuite in maniera non precisa dal punto di vista cronostratigrafico a depositi marini più antichi. Alla luce delle importanti novità stratigrafiche riguardanti le fasi recenti di deposizione marina de La Starza (ISAIA *et alii*, 2009) evidenziate anche nel presente lavoro, si può ipotizzare con ragionevole fondamento che tali morfologie relitte siano legate alle fasi più recenti di ingressione marina. Nella zona delle Celle romane, in particolare, il ripiano morfologico risulta bruscamente interrotto da una forra notevolmente incisa, che drena le acque di un grosso impluvio con sviluppo di diverse centinaia di metri. Tale impluvio, che si estende in direzione SO-NE, non è riuscito però a disseccare il ripiano morfologico, a causa di un probabile repentino sollevamento di tale superficie subpianeggiante. Ha così intercettato un lineamento strutturale ad andamento appenninico, piegando bruscamente verso ovest. Ciò rappresenta una testimonianza sia del carattere susseguente del corso d'acqua, influenzato in maniera evidente da lineamenti strutturali, sia dell'elevato grado di sollevamento, di probabile origine bradisimica, che ha interessato l'area. Una ulteriore prova di tale fenomeno è rappresentata dalla presenza di una scarpata di faglia ad andamento appenninico con rigetto superiore ai 10 m che disloca poco più a monte i depositi di Agnano - M. Spina ed Astroni.

Superfici terrazzate di origine marina sono ascrivibili al terrazzo morfologico di Fuorigrotta ed alla piana costiera di Bagnoli. Si tratta in entrambi i casi di terrazzi deposizionali, generati in seguito all'aggradazione di sedimenti marini e piroclastici, poi sollevati lungo lineamenti vulcano-tettonici. I contrafforti sudo-

rientali della collina di Posillipo, individuati da imponenti strutture, hanno funto da falesia nei periodi di ingressione marina.

Le coste flegree sono state interessate da fenomeni di ingressione marina legate non solo a variazioni glacio-eustatiche ma soprattutto a fenomeni bradisismici; sin da epoche storiche sono state condizionate da interventi antropici di varia natura, sia di bonifica che di colmata per difesa costiera ed insediamenti portuali e di industria pesante. Il litorale presenta quindi depositi eterogenei, prevalentemente sabbiosi di origine piroclastica nelle coste basse ed all'interno delle opere di difesa costiera (pennelli, dighe), prevalentemente antropici o rocciosi nelle coste a ridosso delle aree urbanizzate. Tali depositi si intercalano a depositi limno-palustri ed antropici in prossimità dei laghi costieri di Lucrino, Fusaro e Patria. A partire da quest'ultimo, sino a Monte di Procida, si estende un doppio sistema di cordoni dunari di età storica alimentati nella porzione esterna dagli apporti terrigeni del fiume Volturno. La fascia retrodunare è stata oggetto di bonifiche sin dall'epoca borbonica.

Risulta altresì evidente come l'opera dell'uomo abbia apportato ulteriori profonde modifiche alla superficie fisica dell'area sia per la intensa urbanizzazione, sia soprattutto a causa dell'intensa attività estrattiva di materiali utilizzati sin da tempi storici nell'edilizia, come il Tufo Giallo Napoletano litoide e la sua litofacies incoerente, la cosiddetta "Pozzolana". Tali attività si sono esplicate non solo nella realizzazione di imponenti cave a cielo aperto e discariche controllate di rifiuti, ma anche modificando il naturale corso degli impluvi incisi in materiale utile alle attività edilizie.

1.3.2. - *La città di Napoli*

L'area urbana di Napoli è compresa tra i contrafforti nordorientali dei Camaldoli a N, la collina di Posillipo ad O e le piane del Volla e del Sebeto ad E (Fig. 4). I versanti dei Camaldoli degradano con debole pendenza verso N e verso E, ma sono intersecati da profonde incisioni a carattere susseguente come la Cupa S. Croce, il vallone San Rocco, il Cavone di Miano che trovavano recapito nella zona dell'Arenaccia. Tali impluvi si sono impostati su lineamenti vulcano-tettonici orientati in direzione antiappenninica ed E-O, ma hanno subito, sin da epoche storiche, profonde modificazioni antropiche legate all'estrazione dei prodotti del Tufo Giallo Napoletano. Anche i rilievi isolati della zona dei Ponti Rossi sono in realtà testimoni dell'estrazione della facies incoerente del succitato deposito, la cosiddetta "Pozzolana". Sul margine orientale le acque dell'alto morfologico dei Camaldoli sono drenate da un'altra incisione susseguente, La Pigna, che rappresenta il collegamento con l'ampio ripiano morfologico rappresentato dalla collina del Vomero. I limiti di tale superficie terrazzata sono rappresentati in genere da versanti strutturali ad elevata pendenza solcati da profonde incisioni susseguenti:



Fig. 4 - Napoli, 1790: “Pianta della Città” di Napoli come esiste nel presente anno MDCCXC” realizzata da RIZZI ZANNONI & GUERRA (1790).

a S, l'alveo torrentizio di S. Maria Apparente, oggi coperto, limitava la conca di Chiaia; a SE i contrafforti meridionali di S. Martino (249 m s.l.m.) ed il C.so Vittorio Emanuele fungono da raccordo con la parte bassa dell'abitato; a N ed ad E i Valloni dell'Arenella e di Gerolomini drenavano le acque verso la zona del Museo archeologico e delle Fontanelle. In tale area, come pure in quella di Capodimonte, la morfologia originaria è stata pesantemente influenzata sin da epoche storiche dall'estrazione del tufo, e, come nel resto della città, in epoche più recenti dalla ricostruzione post-bellica e dalla speculazione edilizia, che hanno completamente obliterato gli originari lineamenti morfologici. Nella zona del centro storico, infatti, unicamente ricostruzioni di tipo geo-archeologico o storico-urbanistico consentono di inquadrare dal punto di vista morfologico il nucleo dei primi insediamenti antropici partenopei, risalenti all'età del Bronzo.

Il centro storico di Napoli si sviluppa su una superficie subpianeggiante (Pendino) che degrada in direzione sud-est sino a raccordarsi con il mare. L'alto morfologico della città antica era rappresentato dalla zona di S. Aniello a Caponapoli, posta ad una quota topografica di 68 m s.l.m., limitato a S da una scarpata che si estendeva in direzione circa antiappenninica nelle zone di S. Giovanni Maggiore, di Montero-

ne e di S. Agostino alla Zecca. Tale morfologia è stata interpretata in recenti lavori (AMATO *et alii*, 2009; CARSANA *et alii*, 2009) come una scarpata legata ad un sistema di faglie ribassanti verso mare, come quella che si estende tra S. Agostino alla Zecca e S. Maria La Nova, individuata nell'Olocene iniziale ed evoluta in falesia nel tardo Olocene. Una fase progradazionale ancora più recente avrebbe generato una stretta piana costiera. Il confine settentrionale del ripiano morfologico sul quale si è insediato il nucleo abitativo antico era determinato dal fossato dell'attuale Piazza Cavour, quello nord-orientale dal solco d'erosione dell'Arena alla Sanità. Il corso dell'arena risulta oggi totalmente ricoperto ed è rappresentato da via Sanità, via Arena alla Sanità e via Vergini. All'altezza di via San Carlo all'Arena il corso d'acqua creava un gomito verso sud-ovest in corrispondenza dell'attuale Piazza Cavour e proseguiva poi per via Foria fino a raggiungere via Carbonara e il Lavinaio, sfociando a mare in prossimità di piazza Mercato.

1.3.3. - Zone costiere orientali e di Piana

L'elemento morfologico principale della zona orientale del Foglio è rappresentato dalla piana costiera del Sebeto, che comprende, a propria volta, la depressione strutturale di Volla. Tale superficie si estende per circa 8 Km, con orientazione di tipo antiappenninico, dalla zona di Lufrano sino alla costa, nei pressi di Napoli e S. Giovanni a Teduccio. E' individuata a NO da una scarpata di faglia principale ad andamento antiappenninico, ubicata sull'allineamento Posillipo-Ponti Rossi, dissecata da una scarpata di faglia secondaria con orientamento E-O, in prossimità di S. Maria del Pianto (BELLUCCI, 1994). Una faglia parallela alla principale individua il *graben* nel settore orientale. Tali aree sono state oggetto di bonifica e regimazione artificiale dei corsi d'acqua superficiali sin dal periodo borbonico e per tale motivo, come pure nel resto del Foglio, è difficile trovare un impluvio che non abbia subito interventi antropici di tipo idraulico (Regi Lagni) o legati ad attività estrattive (es. Fosso del Carmine presso Marano). Nel resto della piana sono da segnalare gli alti morfologici relativi legati all'affioramento dei depositi del TGC e, nel settore settentrionale del Foglio, le deboli quanto estese concavità morfologiche, sede di processi eluvio-colluviali.

2. - AREE SOMMERSE

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL GOLFO DI NAPOLI ED ASSETTO TETTONO-STRATIGRAFICO DEI GOLFI DI NAPOLI E POZZUOLI

Il Golfo di Napoli, situato lungo il margine occidentale dell'Appennino meri-

dionale, occupa parte di una depressione tettonica di cui la Piana Campana costituisce la zona emersa a nord. Questa depressione forma una delle principali aree bacinali nella fascia peritirrenica (BARTOLE *et alii*, 1984), individuatesi a seguito della tettonica distensiva che ha interessato le zone interne della catena appenninica a partire dal Miocene superiore (PATACCA *et alii*, 1990). Il *graben* della Piana Campana (cfr. Cap. III, 1.2) è colmato da circa 3000 metri di depositi epiclastici e vulcanici; questi ultimi costituiscono prevalentemente i prodotti dell'attività intensa dei Campi Flegrei, sia dei settori continentali che di quelli insulari e del complesso Somma-Vesuvio (CARRARA *et alii*, 1974; APRILE & ORTOLANI 1978; ORTOLANI & APRILE 1979).

Il Golfo di Napoli è limitato a sud dall'allineamento penisola Sorrentina-Isola di Capri che forma un alto morfostrutturale con direzione OSO-ENE, interposto tra il *graben* del Golfo di Napoli-Piana Campana a nord ed il Golfo di Salerno-Piana del Sele a sud (FUSI & GARDUNO, 1992). La Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri sono caratterizzate dalla presenza di un basamento carbonatico mesozoico ricoperto da depositi silicoclastici miocenici e piroclastiti più recenti di origine flegrea e vesuviana (SCANDONE & SGROSSO, 1965; DE BLASIO *et alii*, 1981; PERRONE, 1992).

Tre sistemi principali di faglie con direzione NE-SO, NO-SE ed E-O, individuano il Golfo e costituiscono i lineamenti tettonici che controllano l'ubicazione dei banchi vulcanici di Nisida e di Penta Palummo (MILIA, 2010) e dei banchi minori dell'*offshore* di Pozzuoli. Il lineamento ubicato in corrispondenza del braccio nord-occidentale del *canyon* Dohrn (MILIA, 2000; AIELLO *et alii*, 2001; BRUNO *et alii*, 2002; SECOMANDI *et alii*, 2003), separa il settore nord occidentale da quello sud orientale distinguendo l'area in cui vi è una predominanza delle unità vulcaniche a NO, da quella a SE dove prevalgono unità di natura clastica e terrigena. Tale lineamento tettonico rappresenta un percorso preferenziale per la risalita in superficie di masse magmatiche nel Golfo di Napoli (SCANDONE *et alii*, 1991; SCARPATI *et alii*, 1993).

L'architettura delle successioni sedimentarie di piattaforma continentale del Golfo di Napoli è il risultato delle complesse relazioni che intercorrono tra tettonica, sedimentazione e vulcanismo (MILIA *et alii*, 2006). Lo studio di dati geofisici in chiave sismostratigrafica ha permesso di distinguere unità sismiche di natura epiclastica e vulcanica. L'impilamento di tali coltri caratterizza l'assetto stratigrafico del Golfo di Napoli con sequenze deposizionali correlate alle oscillazioni eustatiche quaternarie (MILIA, 1996; 1999). Queste sequenze sono organizzate in geometrie aggradanti e progradanti limitate da superfici di discontinuità (Fig. 5, settore 1); l'unità sismo-stratigrafica più bassa riconosciuta nel Golfo di Napoli corrisponde ai depositi carbonatici meso-cenozoici che affiorano in Penisola Sorrentina e all'Isola di Capri (FUSI *et alii*, 1991; MILIA, 1996; 1999). Tale unità presenta un assetto omoclinale che immerge verso ONO con un'inclinazione

media di 10° e con una superficie sommitale dall'andamento piuttosto regolare (FINETTI & MORELLI, 1974; FUSI *et alii*, 1991). Al di sopra del basamento carbonatico si riconosce un'unità acustica correlabile (unità b in Fig. 5 del settore 1) ai depositi del Pleistocene inferiore (MILIA, 1996; 1999); si riconoscono importanti superfici erosionali ed un *gap* stratigrafico regionale, che include almeno il Miocene superiore e tutto il Pliocene (MARIANI & PRATO, 1988; SACCHI *et alii*, 1994; MILIA, 1999) dimostrando quindi l'assenza nel Golfo di Napoli di una facies sedimentaria evaporitica messiniana. Seguono poi le sequenze deposizionali medio pleistoceniche, che formano un ciclo trasgressivo-regressivo e che includono sistemi deposizionali di piattaforma e di scarpata continentale. L'ultima sequenza deposizionale riconosciuta, comprende depositi del Pleistocene superiore ascrivibili al prisma di stazionamento basso dell'ultimo ciclo eustatico (*Lowstand Systems Tract*), su cui poggiano i depositi del Tufo Giallo Napoletano (~15 ka; DEINO *et alii*, 2004), ed infine i depositi olocenici di trasgressione e stazionamento alto (rispettivamente *Transgressive Systems Tract* ed *Highstand Systems Tract*) (Fig. 5, settore 2).

L'interpretazione dei dati sismici, ha rivelato la presenza diffusa di unità vulcaniche che rappresentano una parte sostanziale della successione Tardo Quaternaria dalla Baia di Napoli fino all'*offshore* Vesuviano; le unità sismoacustiche principali e più diffuse sono correlabili a due unità vulcaniche principali parzialmente sovrapposte correlabili rispettivamente all'Ignimbrite Campana *Auctt.* (ed i depositi precedenti all'evento, definiti "pre-ignimbriti") ed al Tufo Giallo Napoletano (MILIA *et alii*, 1998a, MILIA & TORRENTE, 2007) (Fig. 5, settore 2).

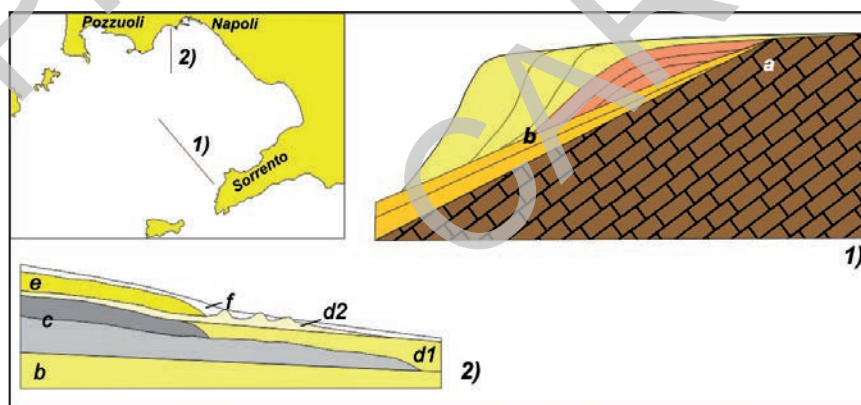


Fig. 5 - Sezioni schematiche del Golfo di Napoli:

1) margine sorrentino: a) substrato mesocenoico; b) depositi marini pleistocenici.

2) margine napoletano: b) depositi marini del Pleistocene medio; c) Unità pre-Ignimbrite Campana ed Ignimbrite Campana *Auctt.*; d1) e d2) depositi marini, e) Tufo Giallo Napoletano; f) depositi marini olocenici (da MILIA & TORRENTE, 1999 e BELLUCCI *et alii*, 2006, semplificato).

A sud della Baia di Napoli in corrispondenza dell'area denominata "Banco della Montagna" è stato riconosciuto un corpo acustico che forma al fondo una morfologia ondulata (AIELLO *et alii*, 2001; AIELLO *et alii*, 2004). I depositi di questa unità, costituiti prevalentemente da vulcanoclastiti sono stati oggetto di studio ed interpretati in differenti modi. Secondo SACCHI *et alii* (2001) questi depositi risalgono localmente probabilmente per diapirismo post-deposizionale, attraverso gli strati più recenti rappresentati prevalentemente da depositi marini; tali processi sarebbero legati a fattori quali il contrasto di densità esistente tra il materiale vulcanoclastico ed i depositi sovrastanti e alla spinta attiva esercitata dal carico litostatico dei depositi sovrastanti in condizioni sature. Un'altra ipotesi relativa alla messa in posto di questi sedimenti è data da MILIA & TORRENTE (1999) e successivamente da BELLUCCI *et alii* (2006) che li interpretano come messi in posto da un fenomeno gravitativo e successivamente ricoperti dai prodotti del TGN (Fig. 5, cfr. Cap VIII, 3.). Le analisi di tipo petrochimico del materiale vulcanico campionato in alcuni carotaggi (INSINGA, 2003), hanno consentito di riconoscere per questi depositi un'affinità composizionale con i prodotti flegrei.

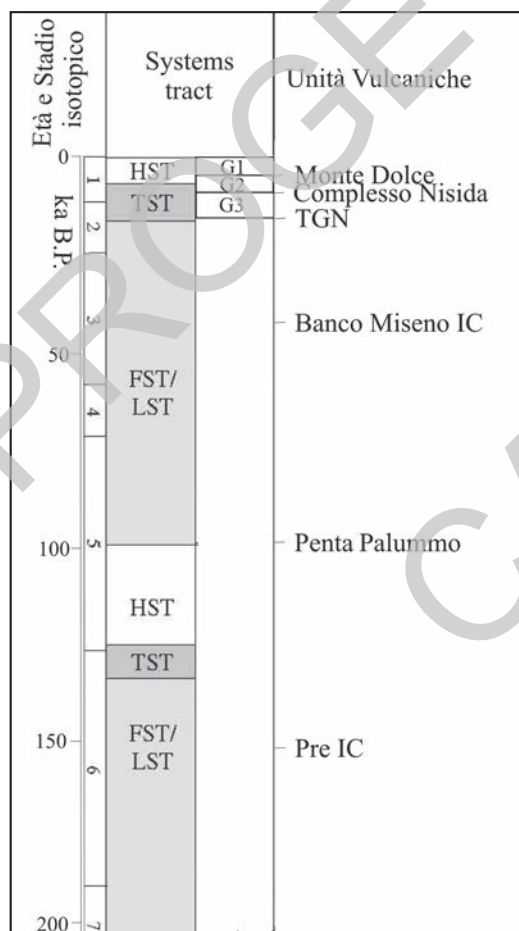
Vari livelli piroclastici correlabili all'attività olocenica del Complesso Somma-Vesuvio e del distretto dei Campi Flegrei si ritrovano diffusi in tutto il Golfo di Napoli dove rappresentano dei *marker* cronostratigrafici all'interno della sequenza Tardo-Quaternaria (INSINGA, 2003; SACCHI *et alii*, 2005; INSINGA *et alii*, 2007; INSINGA *et alii*, 2008; MILIA *et alii*, 2008).

Nel complesso della struttura del Golfo di Napoli merita approfondimento particolare il Golfo di Pozzuoli, che rappresenta una depressione vulcano-tettonica (COLANTONI *et alii*, 1972; PENNETTA *et alii*, 1984; COCCO *et alii*, 1988) direttamente collegata all'area emersa dei Campi Flegrei.

Il Golfo di Pozzuoli è caratterizzato da un'area ribassata strutturalmente nel suo centro da lineamenti prevalentemente olocenici, ad andamento NE-SO, E-O e NO-SE collocati a sud del terrazzo costiero di Pozzuoli e del Capo Miseno. Posizione ed orientazione di tali strutture sono concordi tra i vari autori in letteratura, sebbene l'entità dei dislocamenti, i meccanismi ed i periodi di attività sono ancora dibattuti (PESCATORE *et alii*, 1984; MILIA & TORRENTE, 2000; SECOMANDI *et alii*, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004, MILIA, 2010). Nel settore centrale del Golfo MILIA & TORRENTE (2000, 2003) riconoscono un sistema deformativo costituito da pieghe che va da Pozzuoli a capo Miseno (cfr. Cap. XIII. 3.).

PESCATORE *et alii* (1984) e D'ARGENIO *et alii* (2004) riportano solo lineamenti E-O e NO-SE ad andamento subverticale che localizzano al centro del Golfo una depressione strutturale, motivando così il dislocamento dell'area costiera. I lineamenti principali collocati a sud in corrispondenza dei banchi, hanno andamento NO-SE e NE-SO e sono considerati come strutture di alimentazione degli apparati di Penta Palummo, Monte Dolce, Banco Nisida e Miseno (MILIA & TORRENTE, 2000; D'ARGENIO *et alii*, 2004, MILIA, 2010). Le geometrie delle strutture profonde concordano con quelle rilevate in superficie ad andamento NO-SE e NE-SO che dislocano l'area costiera di Pozzuoli (SECOMANDI *et alii*, 2003).

L'evoluzione sedimentaria del Golfo di Pozzuoli è influenzata dall'elevata mobilità tettonica che ha controllato l'area dal Pleistocene superiore ad oggi; le unità sedimentarie e vulcaniche sono state interpretate in chiave sismo-stratigrafica e correlate con le unità terrestri. Le unità più antiche sono state riconosciute a sud del Golfo al di sotto dei banchi di Penta Palummo e Miseno e sono collocate nell'ambito del Pleistocene medio. La formazione dei tre principali apparati monogenici del Golfo e degli altri apparati minori è alternata alla deposizione di successioni marine e dei due principali eventi ignimbrici dei Campi Flegrei (Ignimbrite Campana *Auctt.* e Tufo Giallo Napoletano) a partire dai circa 100 ka ad oggi (MILIA, 2010) (Fig. 6). Tre unità deposizionali epiclastiche caratterizzano la successione olocenica del Golfo secondo MILIA *et alii* (2000): G3, G2 e G1



(Fig. 7). L'unità G3 si deposita in tutta l'area del Golfo di Pozzuoli durante la risalita del livello marino avvenuta nel corso dell'Olocene. Tale unità è caratterizzata da riflettori continui piano paralleli e, soprattutto, spessori elevati (circa 50 m) dovuti probabilmente alla presenza, nell'area emersa, di rocce vulcaniche facilmente erodibili e, conseguentemente, all'apporto di considerevoli volumi di sedimenti in mare. Le due unità più recenti, G2 e G1, sono rappresentate da depositi di origine clastica che formano corpi sedimentari cuneiformi, caratterizzati al loro interno da riflettori convergenti e migrazione degli *onlap* verso terra. Lo studio tefrostratigrafico di questi depositi in cui si ritrovano intercalati prodotti dell'atti-

Fig. 6 - Schema stratigrafico delle unità vulcaniche ed epiclastiche riconosciute nel Golfo di Pozzuoli.

vità eruttiva del *tuff cone* di Capo Miseno (INSINGA *et alii*, 2006), ha consentito, in particolare, di stimare per l'unità G1 un'età più recente di circa 5 ka. Durante la deposizione delle unità G2 e G1 si verificano una serie di deformazioni plicative che contribuiscono in maniera non trascurabile al raggiungimento dell'assetto morfologico attuale del Golfo di Pozzuoli (MILIA, 1998). In questa fase si registra anche il sollevamento fino alle quote attuali del terrazzo marino de "La Starza" presso Pozzuoli. L'analisi stratigrafica della sezione affiorante lungo la scarpata d'erosione che borda questo terrazzo morfologico (CINQUE *et alii*, 1985; BARRA *et alii*, 1992) mette in rilievo come depositi marini di ambiente litorale depositi a profondità di circa -50 m, correlati da MILIA & TORRENTE (2000) all'unità G2, siano ricoperti bruscamente da depositi di spiaggia (corrispondenti ai depositi dell'unità G1 (Fig. 7).

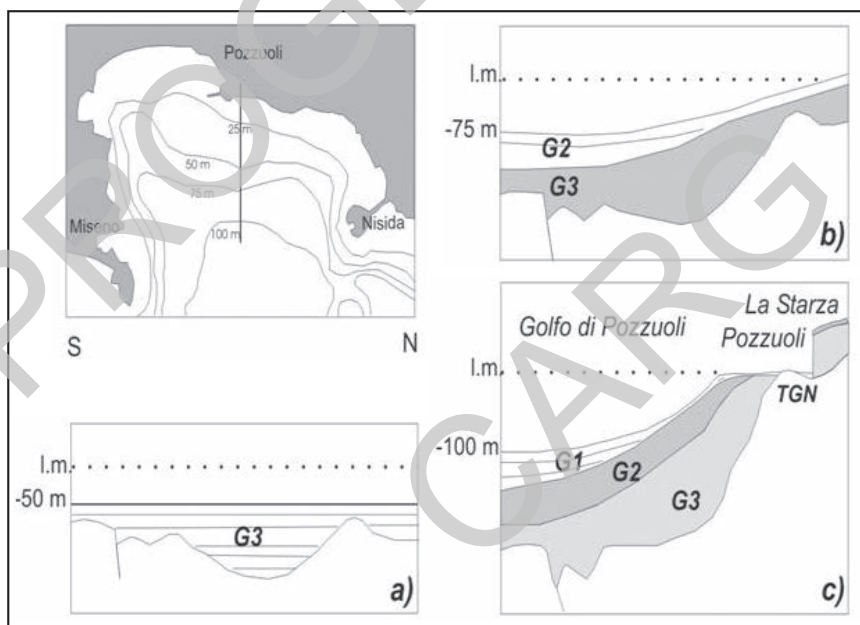


Fig. 7 - Sezioni schematiche che mostrano i tre stadi dell'evoluzione tettono-sedimentaria del Golfo di Pozzuoli durante gli ultimi 15.000 anni. a) Faglie dirette ribassano il settore settentrionale che viene colmato dai depositi dell'unità G3; b) Primo stadio del piegamento responsabile del sollevamento nell'area settentrionale dell'unità G3 e della contemporanea deposizione dell'unità G2; c) Secondo stadio del piegamento che produce il sollevamento al di sopra del livello del mare della cresta dell'anticlinale e del terrazzo marino de "La Starza" fino all'attuale quota. Contemporaneamente i materiali erosi si depongono a formare l'unità G1 in un golfo che risulta più stretto e profondo. Da MILIA (1998) e MILIA & TORRENTE (2000).

IV - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

1. - PREMESSA

Nel Foglio “Napoli” le unità litostratigrafiche e litosomatiche affioranti appartengono prevalentemente al campo vulcanico attivo dei Campi Flegrei ed hanno età compresa tra il Pleistocene superiore e l’Olocene.

La descrizione delle singole unità ha tenuto conto oltre che delle principali caratteristiche litologiche e petrografiche dei depositi, anche della loro variabilità verticale e laterale di litofacies come ulteriore elemento distintivo delle varie unità rappresentate nei diversi settori del Foglio. Singole unità vulcaniche sono state accorpate all’interno di unità litostratigrafiche per permetterne la loro rappresentazione nella scala adottata. Molte unità vulcaniche distinte sono caratterizzate da una dispersione areale dei depositi limitata, ma che allo stesso tempo definiscono una morfologia unitaria/unica, come ad es. un cono di scorie, un duomo di lava etc., prodotta da una successione di depositi associati cronologicamente e geneticamente. Queste unità, rappresentate come unità litosomatiche, sono generalmente delimitate da superfici ben delineate e permettono di identificare eventi significativi per la ricostruzione della successione stratigrafica, alla scala dei tempi di evoluzione del vulcano. La ristrettezza dell’areale di esposizione e l’esiguità degli spessori dei depositi non ha permesso di cartografare il contatto in sovrapposizione di alcune unità che invece sono state ben identificate e correlate stratigraficamente attraverso analisi sia di campagna che - laddove disponibili

- attraverso dati geocronologici o geochimici. Come esempio in Fig. 8 alcune sezioni stratigrafiche misurate nell'area della Solfatara e la loro correlazione stratigrafica, mostrano bene come la diminuzione dello spessore nell'arco di alcune centinaia di metri nonché la limitata distribuzione areale dei depositi di unità tipo Santa Maria delle Grazie, Solfatara e Accademia ha reso impossibile rappresentare cartograficamente alla scala 1:50.000 i loro rapporti stratigrafici, che sono invece evidenziati nella legenda della carta.

I depositi di eruzioni più antiche spesso sono esposti in pochi affioramenti rendendo difficile la loro correlazione con depositi di sequenze piroclastiche in aree distali. Queste sequenze anche se di spessore consistente sono composte da più unità vulcaniche che però in carta sono raggruppate in una unica unità litostratigrafica o sintemica. Anche per sequenze di età più giovane, laddove gli spessori delle singole unità vulcaniche non permettevano la loro rappresentazione come singole unità, sono state accorpate prendendo il nome dall'unità più alta stratigraficamente riconosciuta e/o datata. Così ad esempio l'unità di Agnano - Monte Spina (**GNP**) nella zona centrale della caldera rappresenta il deposito legato all'eruzione omonima, nell'area collinare dei Camaldoli comprende anche alcune unità vulcaniche ad essa sottostanti, mentre in aree più distali dove i suoi spessori si riducono fortemente (circa 1 m), essa è stata cartografata nell'ambito del subsystema di Contrada Romano (**VEF₁₂**) indistinto, insieme ai depositi di spessore decimetrico delle unità vulcaniche più recenti. In sintesi, lo spessore dei depositi affioranti ha talora reso necessario accorpate più unità vulcaniche (legate ad eventi eruttivi diversi) in una singola unità litostratigrafica o sintemica. Inoltre le unità vulcaniche, rappresentative dell'attività eruttiva di un singolo vulcano, possono essere a loro volta suddivise in unità eruttive, che rappresentano invece fasi distinte dell'eruzione (es. flussi piroclastici, scorie da caduta, pomice da caduta pliniane etc.). Tali unità, riconosciute sul terreno, non sono direttamente utilizzate in carta.

La storia eruttiva dei Campi Flegrei è stata ricostruita attraverso tecniche stratigrafiche di terreno di correlazione di strati di ceneri vulcaniche (tefro-stratigrafia) affiancate da datazioni radiometriche ¹⁴C eseguite su residui carboniosi intrappolati nei depositi vulcanici e in modo subordinato da datazioni su gusci di conchiglie contenute in sedimenti marini intercalati ai depositi vulcanici. A partire dagli anni 2000 la tecnica di datazione radiometrica ⁴⁰Ar/³⁹Ar, ben applicabile alle rocce dei Campi Flegrei grazie al loro contenuto di minerali di potassio come la biotite e il sanidino, ha permesso un ulteriore miglioramento della ricostruzione della storia vulcanica. Attualmente l'elevato numero di datazioni ¹⁴C e ⁴⁰Ar/³⁹Ar consente di disporre per alcuni depositi di due cronologie parallele che mostrano tra loro ottime congruenze e qualche differenza (DI VITO *et alii*, 1999; INSINGA *et alii*, 2006; DI RENZO *et alii*, 2011; FEDELE *et alii*, 2011; ISAIA *et alii*, 2012). Per rendere confrontabili i risultati ottenuti con metodologie diverse,

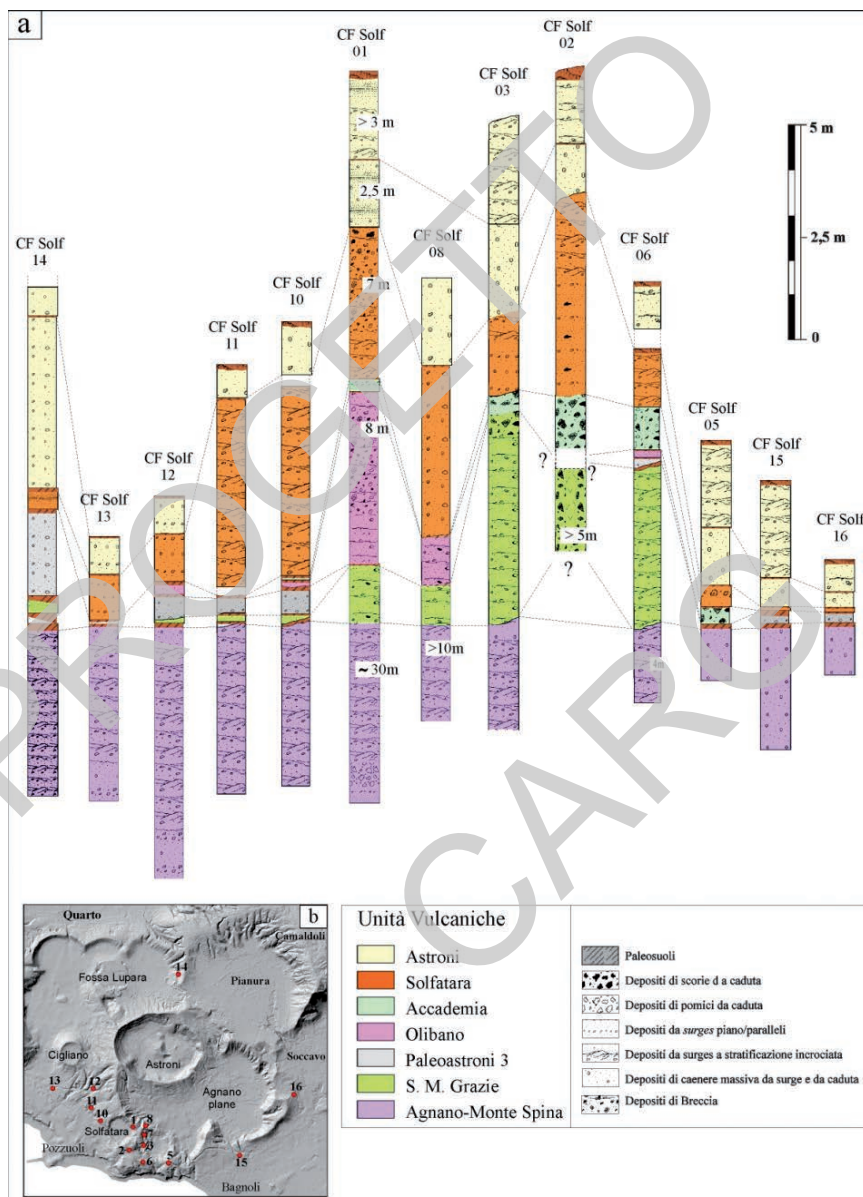


Fig. 8 - (a) sezioni stratigrafiche selezionate e loro correlazione; (b) ubicazione delle sezioni studiate.

bisogna effettuare la calibrazione dei dati ottenuti con il metodo ^{14}C , e inoltre laddove possibile, attraverso modelli statistici che includono i dati geocronologici e stratigrafici, ottenere l'età più probabile per un determinato deposito (con il 95% di confidenza; SMITH *et alii*, 2011). Ad esempio, per alcuni vulcani recenti dei Campi Flegrei il dato geocronologico, seppur ottenuto con la stessa metodologia, mostra delle differenze (DI RENZO *et alii*, 2011; FEDELE *et alii*, 2011; cfr Foglio "Isola di Procida") e in taluni casi delle discrepanze con le evidenze stratigrafiche di terreno (SMITH *et alii*, 2011; vedi discussione in ISAIA *et alii*, 2012), come per i vulcani di Bacoli e Porto Miseno. Nelle aree crateriche dei vulcani di Bacoli e Porto Miseno, infatti, al di sopra di **TCF** e **TPT** si rilevano sequenze di depositi piroclastici alternati a paleosuoli ben sviluppati. In tali sequenze, i depositi piroclastici più bassi stratigraficamente sono formati da alcuni livelli prevalentemente cineritici correlabili nell'area ai Tufo di Fondi di Baia (**TBF**) e sono sormontati da uno spesso paleosuolo e dalla tipica sequenza di unità del subsistema di C. Romano. Questi rapporti stratigrafici indicano che Bacoli e Porto Miseno sono più antichi di quanto mostrino le età pubblicate in FEDELE *et alii* (2011) e nel Foglio 465 "Isola di Procida", dove la loro posizione stratigrafica risulta invertita rispetto a quella di **TBF** e invece mostrano una maggiore concordanza con le età in DI RENZO *et alii* (2011).

Tra le unità litostratigrafiche composte da depositi vulcanici, che rappresentano la quasi totalità delle rocce esposte nel Foglio "Napoli", sono stati riconosciuti sedimenti di origine marina sia in affioramento che in sondaggio e sedimenti continentali di origine non vulcanica (es. limno-palustri, torbosi, etc.). Questi sedimenti datati in prevalenza Olocene Recente - Attuale sono localizzati nelle aree di piana costiera, ma sono stati anche rinvenuti intercalati a sequenze di depositi piroclastici di differente età. Sedimenti marini sono stati carotati a varie altezze stratigrafiche non solo nei settori costieri ma su ampi settori della città di Napoli. Nella zona centrale della caldera dei Campi Flegrei lungo la paleo-falesia che delimita a sud il terrazzo marino de La Starza sono visibili in affioramento depositi di origine marina di spessore anche decametrico. Nell'ambito della sequenza che forma il terrazzo marino, sono state cartografate due unità (**RZA** e **ZZU**) caratterizzate da una differente posizione stratigrafica e da differenze sedimentologiche dei depositi. Queste unità visibili in maniera discontinua, e soprattutto per quanto riguarda l'unità **ZZU** con spessori talora abbastanza esigui, testimoniano però momenti importanti nell'evoluzione e nella dinamica della caldera, perché ci danno chiare indicazioni sulle variazioni relative tra il livello del mare e quello del suolo in ampi settori del vulcano. In particolare la posizione stratigrafica e la distribuzione dell'unità **ZZU**, definita per la prima volta nell'ambito di questo lavoro, indica chiaramente come il settore centrale della caldera sia stato interessato da fenomeni di subsidenza del suolo subito dopo l'eruzione di Agnano-Monte

Spina e da un successivo sollevamento del suolo con una nuova emersione del terrazzo de La Starza fino a più di 40 m s.l.m. avvenuto durante circa due secoli che hanno preceduto la messa in posto dell'unità **SGZ**.

I dati stratigrafici ottenuti dai rilevamenti geologici effettuati alla scala 1:5.000 e dalla interpretazione di numerose stratigrafie di sondaggi insieme ai dati geocronologici, geochimici e paleontologici sia di letteratura che originali di questo lavoro hanno permesso di ricostruire uno schema cronostratigrafico dell'attività vulcanica dell'area, di caratterizzare le singole unità litostratigrafiche riconosciute e rappresentare in carta le variazioni verticali e laterali delle litofacies in esse individuate. Tenendo presente l'organizzazione stratigrafica a limiti inconformi sono stati identificati raggruppamenti/pacchi di rocce delimitati da superfici con diverso ordine gerarchico, corrispondente generalmente ad una diversa estensione areale. Tutte le unità litostratigrafiche e litosomatiche sono state inserite, seguendo l'organizzazione stratigrafica delle UBSU, all'interno di supersintemi, di sintemi e di subsintemi (Fig. 9). Soltanto alcune UBSU di rango inferiore (subsintemi) sono state rappresentate direttamente in carta.

2. - AREA DEI CAMPI FLEGREI

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

Comprende le unità sedimentarie, vulcaniche ed epiclastiche che formano il riempimento del *graben* della Piana Campana. E' delimitato alla base dalla superficie strutturale presente a tetto delle unità sedimentarie plioceniche e più antiche coinvolte nella formazione del *graben*. A tetto è delimitato dalla superficie erosiva (all'esterno della caldera flegrea) e tettonica (all'interno della caldera) presente regionalmente a tetto del Tufo Grigio Campano.

2.2. - TUFI DI PROCIDA *p.p.* (**TBP**) (cfr. Foglio n. 465 "Isola di Procida")

Comprende i depositi piroclastici dei centri eruttivi di Vitafumo e Miliscola e i prodotti scoriacei e lavici dell'isola di San Martino. Le sequenze piroclastiche sono costituite principalmente da alternanze di livelli pomicei grossolani e livelli cineritici, con facies di prossimalità ai centri vulcanici; le lave sono massive e coperte da strati di scorie grossolane talora parzialmente agglutinate. La composizione dei prodotti è prevalentemente trachitica. Età superiore ai 75 ka (cfr. Foglio 465 "Isola di Procida").

2.2.1. - *Litosoma Isola di S. Martino* (**IMT**)

Strati di scorie saldate e lave trachitiche africane di San Martino. Formano il centro eruttivo omonimo che raggiunge il massimo spessore di circa 15 m di fronte all'isolotto di San Martino. Le lave affiorano in continuità per alcuni metri alla base della falesia che dal porto di S. Maria raggiunge Torregaveta dove formano l'unità inferiore della sequenza piroclastica del Monte di Procida (Fig. 10); sono state attraversate dalla galleria che attraversa il Monte di Procida raggiungendo l'isolotto di San Martino.

Le lave e le scorie saldate sono ricoperte dai tefra pomicei distali della Formazione di Pignatiello *Auctt.* (Fig. 11) e dalle sovrastanti ignimbriti cineritiche saldate di Pietra Bianca (**PBC**; Fig. 12) appartenenti con la Formazione di Pignatiello al sistema del Rifugio di San Nicola (cfr. Foglio 464 "Isola d'Ischia"). L'età dei depositi di **IMT** determinata con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è di $76,8 \pm 3,9$ ka (Foglio n. 465 "Isola di Procida").

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.2.2. - *Litosoma Vitafumo* (**LVF**)

Deposito cineritico stratificato. La frazione juvenile è costituita principalmente da pomici dalle dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche. Gli elementi litici sono principalmente di natura lavica (tufi gialli in subordine), anche questi di dimensioni piuttosto variabili. Uno spesso deposito di pomici alterate di colore rossastro, pedogenizzato alla sommità, chiude la sequenza. Lo spessore complessivo è pari a circa 50 m. La composizione degli elementi juvenili è costantemente trachitica. I depositi sono visibili lungo la parte meridionale di Monte di Procida nei pressi di Miliscola.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.2.3. - *Litosoma Miliscola* (**LMI**)

La sequenza del vulcano di Miliscola è costituita nella parte bassa da un deposito cineritico grigio scuro seguito da un deposito cineritico biancastro, un deposito cineritico con dispersi clasti pomicei ed una successione stratificata di livelli cineritici e livelli di pomici e ceneri. La parte superiore della sequenza mostra una stratificazione continua piano parallela, formata da strati massivi e ben sortiti di lapilli pomicei e da più rari livelli cineritici. Lo spessore complessivo è pari a circa 35 m. La frazione juvenile mostra una composizione trachitica. I depositi sono esposti lungo la parte meridionale di Monte di Procida nei pressi di Miliscola.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

	supersintema	sintema	Area dei Campi Flegrei			Edificio Somma Vesuvio		Aree Perivulcaniche
			subsintemi	Litosomi	U. Litostratigrafiche	subsintemi	U. Litostratigraf.	subsintemi
Olocene p.p. (Parte Recente)	Vesuviano-Flegreo VEF		Contrada Romano VEF ₁₂	MVU		Molara VEF ₆	PMX	Agro Nocerino Sarnese VEF ₂
Olocene p.p. (Parte Media)				TNI			SGZ	
				FLP			ZZU	
				ATN			GNP	
				AER; LEA				
				DEI				
				OLB				
				IGI			MLV	
				TCM				
Olocene p.p. (Parte Antica)				Agnano - Soccavo VEF ₁₁			ERG	
	ISN							
	CSD							
	TBF							
	TOP							
	OAB							
	NCO							
	NCC							
	GCT							
	TPT		ISA					
	TCF		MOP					
Pleistocene Sup. p.p. (Tardo Glaciale)	Napoli VEF ₁₀		TEA		TGN			
			LVE					
			GUO					
			MTF					
Pleistocene Sup. p.p. (Ult. Max. Glaciale)	Pianura VEF ₉		CIH		TVD			
			TTR		PTV			
					TMS			
Pleistocene Sup. p.p. (PRE LGM)	Flegreo-Ischitano FI	Quarto QTO	ISNL	Ignimbrite Campana o Tufo Grigio Campano (TGC)				
				TEC		RAC		
				UNT		PBC		
				LMI				
	LVF	IMT						

Fig. 9 - Schema dei rapporti stratigrafici del Foglio n. 446-447 secondo l'organizzazione stratigrafica delle UBSU.

PROGETTO

CARGO



Fig. 10 - Lave del litosoma Isola di San Martino; falesia in prossimità di Torregaveta.



Fig. 11 - Strati massivi di pomice pliniane di caduta della Formazione di Pignatiello (sintema del Rifugio di San Nicola, cfr. Foglio n. 464 "Isola d'Ischia"); falesia tra S. Martino e Torregaveta. Alla base scorie del litosoma dell'Isola di San Martino; a tetto cineriti e scorie di caduta di Fiumicello (cfr. Foglio n. 465 "Isola di Procida").



Fig. 12 - *Isolotto di San Martino. Alla base Ignimbriti di Pietra Bianca (sintema del Rifugio di San Nicola). Segue il TGC_p, membro della Breccia Museo. Seguono a tetto le piroclastiti di Torregaveta, le piroclastiti di Solchiaro e livelli di tefra pre-TGN.*

2.3. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)

Il sintema del Rifugio di S. Nicola (cfr. Foglio n. 464, Isola d'Ischia) è delimitato da disconformità a carattere regionale ben individuabili sull'isola di Procida, Ischia e nei Campi Flegrei continentali. Il sintema è delimitato alla base da una discordanza erosiva/strutturale sulle unità di Ischia Antica (cfr. Foglio n. 464, Isola d'Ischia), su una disconformità erosiva con i prodotti del gruppo del Ciraccio ed i litosomi dei tufi di Procida (cfr. Foglio n. 465 "Isola di Procida"). A tetto la discontinuità è di origine vulcano-tettonica associata al Tufo Grigio Campano. Il sintema del Rifugio di S. Nicola comprende le sequenze piroclastiche delle eruzioni a più alta energia dell'Isola di Ischia che includono principalmente depositi da caduta pliniani e corpi ignimbritici. Gli strati di lapilli pomicei da caduta appartengono alla Formazione di Pignatiello *Auctt.* (membro della Baia di Porticello, **PPA**₁ cfr. Foglio n. 464, Isola d'Ischia) e sono composti da pomici grigie angolose e litici lavici e ossidianacei. Gli strati pomicei sono separati da paleosuoli o discordanze angolari e i clasti juvenili hanno composizione trachitica-fonolitica. Depositi cineritici massivi, di colore grigio, saldati, con fiamme laviche e scorie molto porfiriche per sanidino e biotite sono invece inseriti nell'unità delle Ignimbriti di Pietra Bianca (**PBC**, Foglio n. 464 "Isola d'Ischia"). I depositi contengono abbondanti litici di rocce subvulcaniche, sieniti e lave idrotermalizzate e lenti di

breccie ricche in litici e pomici. Età compresa tra 75 e 60 ka (Foglio n. 464, Isola d'Ischia).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.3.1. - ignimbriti di Pietra Bianca (PBC)

Depositi cineritici massivi, di colore grigio, saldati con fiamme laviche e scorie molto porfiriche con cristalli di sanidino e biotite (Fig. 13). Il deposito contiene abbondanti litici di rocce subvulcaniche, sieniti e lave idrotermalizzate. Alla base della sequenza si rileva un livello decimetrico di pomici, clasto sostenuto, di caduta. L'intera sequenza contiene lenti di breccie ricche in litici e pomici. Età >60 ky B.P. (cfr. Foglio n. 464 "Isola d'Ischia"). In questa unità sono stati anche cartografati i tefra pomicei distali della Formazione di Pignatiello *Auctt.* (cfr. Foglio 464 "Isola d'Ischia"). La Formazione di Pignatiello è formata da livelli massivi decimetrici e metrici clastosostenuti di pomici trachitiche, da caduta, biancastre, con paleosuoli intercalati.

Questi depositi affiorano con continuità dall'isolotto di San Martino (Fig. 14), dove formano la base della successione a partire dal livello mare, alla falesia del Monte di Procida sino a Torregaveta. Spessore massimo circa 10 m. Composizione trachitica.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)



Fig. 13 - Particolare delle ignimbriti del sistema del Rifugio di San Nicola.



Fig. 14 - Ignimbriti di Pietra Bianca (sintema del Rifugio di San Nicola, Ischia). Affioramento di Monte di Procida tra San Martino e Torregaveta.

2.4. - SINTEMA DI QUARTO (QTO)

È delimitato a tetto dalla discordanza erosiva e tettonica sulla quale poggia il Tufo Grigio Campano visibile nelle esposizioni di Monte di Procida, Punta Marmolite, Cuma, San Severino, Trefola, Torre di Franco. Alla base è delimitato dalla discordanza evidenziata dai pozzi profondi perforati nella caldera flegrea. Comprende le unità legate ai centri eruttivi antichi che costituivano il vasto campo vulcanico flegreo prima della eruzione *caldera-forming* del Tufo Grigio Campano.

2.4.1. - tufi di Castel dell'Ovo (OVO)

Tufi gialli cineritici esposti in affioramenti discontinui alla base dei depositi del Tufo Grigio Campano. Essi sono formati da tufi giallo-marroni con diverso grado di litificazione, caratterizzati prevalentemente da una fitta stratificazione da incrociata a piano-parallela. I depositi sono ricchi in scorie nerastre e frammenti litici che spesso deformano gli strati di cenere sottostanti. Inoltre depositi di questa unità, che formano la morfostruttura antica della Città di Napoli, sono localizzati lungo Corso V. Emanuele, San Sepolcro e alla base dell'alto di Capodimonte, M. Echia. Nell'affioramento di Castel dell'Ovo una superficie di discordanza fortemente immergente ad ovest li separa dai sovrastanti depositi del Tufo Giallo Napoletano (Fig. 15). Lo spessore massimo è pari a circa 60 m. Una

unità nella parte inferiore della successione ha dato un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $78,3 \pm 0,4$ ka (SCARPATI *et alii*, 2012).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.4.2. - piroclastiti di Torre di Franco (RAC)

Depositi piroclastici formati da strati da decimetrici a metrici ben classati, clasto sostenuti, di pomice da bianche a grigie subafriche fono-trachitiche, di caduta, con intercalati paleosuoli di colore ocra. I depositi contengono prevalentemente litici lavici e sono stati messi in posto per caduta e subordinatamente da flusso e *surge* piroclastico. Affiorano nelle esposizioni di Torre di Franco, Vigna San Martino (zona urbana di Napoli) e Punta Marmolite; livelli analoghi nella stessa posizione stratigrafica sono esposti a Trefola. Si tratta di depositi di eruzioni pliniane eruttate nell'area flegrea prima dell'Ignimbrite Campana. Lo spessore massimo è di circa 35 m.

Una unità nella parte bassa della successione ha fornito un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $59,9 \pm 0,16$ ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)



Fig. 15 - Tufi di Castel dell'Ovo (Napoli). Si osservano strutture duniformi da surge piroclastico. Sono ricoperti in forte discordanza dal Tufo Giallo Napoletano.

2.4.3. - lave di Punta Marmolite (UNT)

Lave grigie massive subafiriche a composizione trachitica. Formano il duomo omonimo. Le lave affioranti per circa 15 m (Fig. 16), sono ricoperte in discordanza da banchi di pomici pliniane (**RAC**) separate da paleosuoli e seguite da depositi del Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana *Auctt.*).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.4.4. - lave del Monte di Cuma (TEC)

Lave grigie fono-trachitiche ricche di cristalli di feldespato intensamente fratturate per raffreddamento e con un carapace scoriaceo nella parte alta. Formano il duomo di Cuma. Sono esposte sulla parte occidentale del rilievo mentre sulla parte orientale le lave, fagliate, sono coperte dai depositi del Tufo Grigio Campano e successivamente mantellate dal Tufo Giallo Napoletano. Spessore massimo circa 40 m. Età K/Ar $36.8-36.7 \pm 1.5$ ka (CASSIGNOL & GILLOT, 1982). Questa età non è in accordo con la posizione stratigrafica e l'età del **TGC** di circa 40.0 ka, ottenuta più recentemente anche attraverso metodologie distinte.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.5. - TUFO GRIGIO CAMPANO (**TGC**) (“Ignimbrite Campana” *Auctt.*)

La formazione del Tufo Grigio Campano, o “Ignimbrite Campana” *Auctt.*, è la formazione più importante dei Campi Flegrei continentali. E' presente in superficie e sottosuolo nell'intera area della Piana Campana e si estende per centinaia di km² nelle aree continentali e marine limitrofe. Questa formazione è costituita esclusivamente da piroclastiti, in grande prevalenza depositi ignimbrici, ed è legata alla eruzione dell'Ignimbrite Campana avvenuta intorno a 40.000 anni fa. Questa eruzione ha profondamente modificato la paleogeografia del campo vulcanico flegreo provocando la formazione di una caldera di collasso oggi occupata in parte dal mare (Golfo di Pozzuoli) e colmando con decine di metri di depositi cineritici e tufacei la Piana Campana. I depositi originati da questa super-eruzione (si stima un volume di magma eruttato di almeno 300 km³ di magma trachitico) presentano diverse facies sedimentarie. L'eruzione ha avuto inizio con una fase esplosiva pliniana che ha messo in posto uno spesso deposito di caduta pomiceo i cui primi affioramenti sono presenti nella città di Napoli; questa fase è stata seguita dalla deposizione di colate piroclastiche estremamente mobili legate ad un meccanismo di fontane collassanti che hanno portato all'accumulo di decine di metri di tufi saldati e tufi cineritici distribuiti per decine di km. Lo svuotamento seppur parziale della enorme camera



Fig. 16 - *Duomo delle lave di Punta Marmolite (loc. Quarto).*

magmatica che alimentava l'eruzione ha indotto l'inizio del collasso della caldera flegrea con la conseguente variazione della dinamica della eruzione e la messa in posto di breccie ricche in litici disperse anch'esse su un areale molto vasto.

Banchi di tufi saldati massivi, formati da fiamme grigie e grigio scure iso-orientate da decimetriche a centimetriche contenute in matrice cineritica saldata di colore grigio chiaro (Piperno *Auctt.*, **TGC_a**), sono esposti alla base della parete strutturale della caldera a Pianura (cava del Piperno, Fig. 17), a Soccavo (Valle del Verdolino, Fig. 18) e a Vigna San Martino (Fig. 19). Nella località tipo, cava del Piperno a Pianura, sono esposti più strati plurimetrici, densamente saldati aventi giacitura a reggipoggio separati da superfici di discontinuità nette ed aventi diverse granulometrie legati ad aggradazione da più correnti di densità piroclastica.

Gli strati densamente saldati sono stati coltivati intensamente anche in galleria per la costruzione degli edifici nobili della città di Napoli sin dal 1400. Verso l'alto diminuisce il grado di saldatura ed aumenta la componente litica.

A Vigna San Martino (Napoli) alla base del Piperno è presente un livello di pomici di caduta, clasto sostenuto, di spessore > 1m, della fase pliniana di apertura della eruzione (Fig. 19).

In aree prossimali il **TGC** comprende breccie plurimetriche (Membro della Breccia Museo **TGC₁**, Figg. 20, 21) da massive a grossolanamente stratificate ric-



Fig. 17 - Tufo Grigio Campano. Facies densamente saldata ("Piperno" *Auctt.*, **TGC_a**). Ingresso cava di Piperno, Masseria del Monte, Pianura (Napoli).



Fig. 18 - Tufo Grigio Campano in località Valle del Verdolino (Soccavo-Napoli).



Fig. 19 - Tufo Grigio Campano sequenza di Vigna San Martino, Napoli. Alla base strato di pomice di caduta pliniana. Segue verso l'alto TGC_a ("Piperno" Auct.). A tetto Breccia Museo TGC_r .



Fig. 20 - Breccia Museo (TGC₁) in località Valle del Verdolino (Soccavo-Napoli).



Fig. 21 - Breccia Museo (TGC₁) a Torregaveta (Bacoli).

che in clasti litici eterogenei, composti da lave da trachitiche a trachibasaltiche, rocce subvulcaniche sienitiche, rocce idrotermalizzate e termometamorfiche varicolori, tufi e tufi epiclastici; la matrice pressoché priva di cenere, contiene abbondanti lapilli e bombe pomicee trachitiche da africane a porfiriche di composizione trachitica, blocchi densi vitrofirici ricchi in cristalli di sanidino, ossidianacei, e frammenti di ossidiane. I depositi di breccia formano strutture duniformi a lunghezza d'onda molto elevata. Spesso alla base della Breccia Museo sono presenti lenti anche plurimetriche di scorie trachitiche porfiriche a sanidino con bordo vetroso nero da decimetriche a metriche con matrice cineritica presente in quantità variabile o assente.

Oltre il bordo della caldera flegrea nella Piana Campana e sui rilievi circostanti si sviluppa lateralmente alla facies saldata ricca in fiamme laviche e scoriacee prossimale alla zona di emissione, la facies cineritica grigia ricca in matrice, variamente saldata; questa contiene pomice e bombe pomicee grigio piombo trachitiche subafricane a vescicolarità elevatissima. In sondaggio nelle aree di pianura comunemente si intercalano alla facies cineritica (Tufo Grigio *Auctt.*) livelli e lenti molto saldati con fiamme laviche (Piperno). Nel complesso il TGC raggiunge spessori di oltre 70 m. Nelle aree marine circostanti i Campi Flegrei le linee sismiche evidenziano la presenza di un esteso *plateau* ignimbrítico che si sviluppa dal sottocosta di Posillipo e di Napoli sino alla costiera Sorrentina. Le stesse unità si rinvencono ad occidente dei Campi Flegrei.

Il TGC in aree più distali comprende tufi cineritici ricchi in scorie nere appiattite e pomice grigie di colore giallo. Presenti spesso in sondaggio, questi tufi si sono formati in seguito a processi di zeolitizzazione, che comunemente interessano le ignimbriti durante il raffreddamento di unità particolarmente spesse o per la deposizione in ambienti ricchi in acqua o umidi.

La Breccia Museo comprende a tetto depositi pomicee da metrici a plurimetrici ricchi in matrice cineritica a composizione trachitico-latitica grigio-rosati che chiudono la successione del Tufo Grigio Campano in varie località. Età $39,28 \pm 0.11$ ka (De Vivo *et alii*, 2001).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (pre-LGM)

2.6. - SINTEMA VESUVIANO FLEGREO (VEF)

Successione di depositi prevalentemente piroclastici costituiti da livelli cineritici e pomicee stratificati con intercalazione di paleosuoli e in subordine da prodotti di rimaneggiamento e da sedimenti di origine marina e palustri/lacustri. Tali depositi sono legati alla attività prevalentemente esplosiva di centri eruttivi (coni di cenere e coni di tufo che formano almeno 20 litosomi) distribuiti quasi esclusivamente all'interno della caldera flegrea. L'unità sintemica è delimitata inferiormente da una discordanza erosiva e vulcano-tettonica a tetto del Tufo Grigio Campano. Localmente la superficie di erosione è caratterizzata da sviluppo di

orizzonti humificati. Il sistema include sia unità sub-sintemiche, sia litosomatiche, sia litostratigrafiche. Subsistemi da 1 a 8 sono stati definiti nell'area dell'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio (cfr. Foglio n. 448 "Ercolano"). I depositi lavici affiorano in pochi punti nell'area centrale dei Campi Flegrei. La superficie superiore dell'unità coincide con l'attuale superficie topografica.

2.7. - SUBSISTEMA DI PIANURA (VEF₉)

Comprende depositi piroclastici da *surge* e da caduta emessi da centri eruttivi localizzati prevalentemente lungo strutture pericalderiche. È delimitato a tetto da discordanze erosive e tettoniche che precedono la messa in posto del Tufo Giallo Napoletano e a letto dalla superficie erosiva (all'esterno della caldera flegrea) e tettonica (all'interno della caldera) presente regionalmente a tetto del Tufo Grigio Campano. Nel sottosuolo questa unità comprende depositi epiclastici fossiliferi litificati e idrotermalizzati.

2.7.1. - tufi di Masseria del Monte (TMS)

Sono formati da piroclastiti cineritiche e pomicee trachitiche bianche stratificate sciolte e tufi biancastri-giallastri a stratificazione incrociata costituiti da livelli di tufi cineritici e livelli di tufi contenenti lapilli pomicei e litici. Le pomici sono grigio-biancastre, e porfiriche per feldspato e biotite. Le cineriti bianche alternate a lenti di pomici alla base della unità ricoprono con una discordanza di 90° i depositi del Tufo Grigio Campano (Fig. 22), membri del Piperno e della Breccia Museo negli affioramenti di Pianura. I depositi formano un corpo piroclastico lentiforme di spessore massimo circa 50 m lungo la parete occidentale della collina dei Camal-



Fig. 22 - Contatto tra i Tufi di Masseria del Monte e il Tufo Grigio Campano ("Piperno" Auct. (TGC_a), località Pianura (Napoli).

doli, legato alla attività esplosiva idromagmatica di un cono di tufo ubicato nell'area di Pianura-Soccavo (CALCATERRA *et alii*, 2007).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (LGM)

2.7.2. - piroclastiti di Torregaveta (PTV)

Depositi piroclastici formati da tufi e tufi breccia ricchi in livelli di scorie nere e bombe scoriacee di composizione latitica ed abbondanti litici di colore giallo nerastro. Lateralmente i tufi passano gradualmente a livelli di lapilli scoriacei prevalenti e litici subordinati, clasto sostenuti, da caduta che formano un livello continuo. L'unità cartografata con spessore massimo di circa 15 m, comprende a tetto un livelletto di lapilli scoriacei dell'unità del Tufo di Solchiaro (**SHI**, Campo vulcanico di Ischia, cfr. Foglio n. 465 "Isola di Procida"; età circa 22ka) mentre alla base poggia su tefra di origine indefinita, che a loro volta coprono il **TGC**.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (LGM)

2.7.3. - tufi di Trentaremi (TTR)

I tufi, stratificati, mostrano un grado di litificazione variabile, sono grossolani, formati da strati decimetrici e metrici di lapilli e bombe pomicee a composizione trachitica. I depositi affiorano alla base della parete strutturale di Bagnoli-Posillipo e di Coroglio al disotto del Tufo Giallo Napoletano. Le falesie marine tra Trentaremi e Coroglio espongono il cratere arcuato del vulcano di Trentaremi visibile in Figura 23.

La parte bassa della formazione è formata da un tufo giallo sottilmente stratificato con frequenti stratificazioni incrociate, dune e piccoli canali erosivi (Fig. 24). A tetto di una superficie erosiva affiora una successione formata da livelli decimetrici da massivi a poco stratificati con pomici e blocchi balistici.

Nella unità di Trentaremi sono comprese piroclastiti esposte alla base della paleofalesia di Bagnoli-Posillipo (Fig. 25). Si tratta di depositi di vari eventi eruttivi separati da paleosuoli e superfici erosive. La parte basale di queste piroclastiti è formata da livelli di pomici bianco grigiastre a composizione trachitica, clasto-sostenuti con alternati livelli cineritici di diversi metri di spessore. Questi sono seguiti da cineriti massive con indizi di rimaneggiamento, strutture trattive e livelli alterati. La parte alta della sequenza comprende strati di lapilli pomicee clasto-sostenuti ben classati con ceneri humificate intercalate. Localmente sono presenti depositi epiclastici siltosi di probabile decantazione di ambiente lacustre.

L'unità di Trentaremi è coperta dai depositi del **TGN** (Fig. 23). Alla terminazione meridionale della collina di Posillipo si rileva uno spessore massimo di



Fig. 23 - *Contatto discordante tra TGN e tufi di Trentaremi (Napoli).*



Fig. 24 - *Cratere di Trentaremi, porzione meridionale.*



Fig. 25 – Depositi pomicei grossolani correlabili con i tufi di Trentaremi, alla base del versante orientale della piana di Bagnoli (Napoli).

circa 60 m. I prodotti juvenili mostrano composizione trachitica. L'età di messa in posto è di 22.3 ± 0.239 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; cfr. Foglio 465 - Isola di Procida).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (LGM)

2.7.4. - tufi del Verdolino (TVD)

Tufi da gialli a biancastri a ocra per lo più cineritici fittamente stratificati e depositi cineritici incoerenti o debolmente induriti (parte basale della sequenza) con intercalati livelli discontinui di pomice. La stratificazione varia da piano-parallela a incrociata. Le pomice sono sia angolari che sub-arrotondate, di colore grigio di composizione fonolitica-trachitica e porfiriche per cristalli di feldspato e subordinati pirosseno e biotite. I frammenti litici sono in prevalenza composti da lave. Si intercalano tra i tufi di Masseria del Monte e il TGN. Potrebbero derivare da attività esplosiva di un cono di tufo ubicato nell'area di Soccavo (CALCATERRA *et alii*, 2007). Spessore massimo circa 50m.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (LGM)

2.7.5. - tufi di Chiarano (CIH)

Depositi piroclastici del cono di tufo di Monticelli ubicato sul bordo nord della caldera flegrea (bordo settentrionale della piana di Quarto), esposti per uno spessore massimo di circa 5m. Sono formati da una alternanza di livelli clasto-sostenuti di scorie e pomici di colore grigio scuro, con intercalati livelli cineritici. I clasti juvenili, trachitici, sono porfirici per feldspato e biotite. I frammenti litici sono composti da lave e tufi. La base della sequenza non è esposta mentre l'unità è confinata dal TGN o dalle piroclastiti di Contrada Romano.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)

2.8. - SUBSISTEMA DI NAPOLI (VEF₁₀)

Comprende i depositi di tufo giallo e pozzolana che caratterizzano l'intera area urbana di Napoli in superficie ed in sottosuolo, vaste aree delle piane che circondano i Campi Flegrei oltre a numerose zone interne alla caldera flegrea. E' delimitato a tetto da una importante superficie erosiva che si sviluppa in una fase di livello marino basso, alla base da discordanze tettoniche nell'area calderica flegrea e da discordanze erosive e tettoniche nelle aree di pianura. Inoltre include unità litosomatiche di cono di tufo parzialmente conservati nell'area centro-occidentale della caldera.

2.8.1. - Tufo Giallo Napoletano (TGN)

E' formato da depositi giallastri, massivi e litificati nelle zone prossimali (TGN_a) che fanno transizione in verticale e lateralmente a depositi sciolti di colore grigio chiaro nelle aree distali (TGN_b) (Fig. 26). Diversi autori (ORSI *et alii*, 1992; SCARPATI *et alii*, 1993; COLE & SCARPATI 1993; WHOLETZ *et alii*, 1995) hanno suddiviso la sequenza del TGN in due membri separati da variazioni sedimentologiche e tessiturali dei depositi o dalla presenza di una discordanza angolare, ma in questo Foglio non cartografati singolarmente, mentre è stata messa in evidenza la distribuzione delle litofacies. Una breccia grossolana lentiforme ricca in scorie nere, lave e tufi si intercala tra i due membri lungo la scarpata strutturale di Bagnoli-Posillipo (Fig. 27). Il membro inferiore è stratificato ed è formato da alternanze di tufi cineritici e tufi ricchi in lapilli con strutture duniformi (Fig. 28), piano parallele ed a laminazione incrociata nelle aree medio prossimali, mentre in aree più distali esso è formato prevalentemente da una alternanza di livelli pomicei e cineritici da caduta. Questi depositi sono ampiamente dispersi nella Piana Campana fino ai contrafforti Appenninici, intorno all'area di Caserta, con spesso-



Fig. 26 - TGN (Trentaremi, Napoli). Alla base facies litoide (TGN_a) e, a tetto, facies incoerente (Pozzolana - TGN_b).



Fig. 27 - Depositi del TGN in area prossimale, paleofalesia di Bagnoli (Napoli).



Fig. 28 - Strutture a dune nel Tufo Giallo Napoletano, La Gaiola - Napoli.

re metrico, mentre in aree prossimali raggiungono spessori massimi dell'ordine di circa 20 m. Il membro superiore è formato da strati generalmente massivi e molto spessi di tufi cineritici e pomicei da flusso e *surge*. Questo membro ha una minore dispersione areale rispetto a quello inferiore, ma raggiunge spessori anche dell'ordine dei 100 m. Nella parte alta della successione sono comuni i livelli ricchi in lapilli accrezionari anche di dimensioni centimetriche. I tufi contengono abbondanti litici di tufi verdi e tufi epiclastici, lave grigie e idrotermalizzate. I clasti juvenili sono composti da pomici quasi africane grigio chiare e clasti vetrosi neri.

Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali del Tufo Giallo Napoletano non sono molto variabili: nell'area napoletano-flegrea affiorano prevalentemente depositi del membro superiore costituiti da alternanze di livelli di ceneri a differente granulometria, da massivi a laminati, con pomici e frammenti litici dispersi, caratterizzati generalmente da un elevato grado di litificazione per zeolitizzazione (TGN_a - Fig. 29). Nelle aree più periferiche verso la Piana Campana sia a nord che ad est i depositi affioranti sono sempre costituiti in prevalenza dal membro superiore e composti da ceneri laminate, generalmente fini, da scarsamente zeolitizzate a non zeolitizzate (TGN_b).

I depositi del TGN sono confinati a tetto dai depositi piroclastici del subsistema di Soccavo (VEF_{11}) e del subsistema di Contrada Romano (VEF_{12}), mentre poggiano su depositi piroclastici del subsistema di Pianura (VEF_9) e sul TGC .



Fig. 29 - Tufo Giallo Napoletano presso il rione Sanità (Napoli centro storico).

Una datazione effettuata con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha fornito un'età di 14.9 ± 0.4 ka (DEINO *et alii*, 2004) per i depositi del TGN.

Depositi cineritici distali di questa unità sono stati rilevati in carote di pozzi perforati in bacini lacustri dalla zona Alpina a quella centromeridionale fino in Albania e in sondaggi effettuati nel Mare Adriatico.

L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano è la seconda per volumi di magmi emessi (circa 40 km^3) dopo quella che ha generato il Tufo Grigio Campano, e ad essa molti autori associano la formazione di una caldera con margini interni a quella generata dal Tufo Grigio Campano (cfr Cap. IX.1). Il margine morfologico visibile di tale collasso calderico è rappresentato solamente dal versante occidentale, ad alto angolo, della collina di Posillipo, poi parzialmente modificato ad opera dell'erosione marina, mentre il perimetro complessivo è stato dedotto principalmente sulla base di dati geofisici.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)

2.8.2. - litosoma di Mofete (MTF)

Sequenza di depositi piroclastici completamente zeolitizzati, costituiti prevalentemente da livelli di cenere fine, contenenti pomici grossolane disperse o disposte in lenti (Fig. 30). I depositi hanno strutture da piano parallele ad ondulate ed incrociate

ed un colore giallastro. I frammenti juvenili sono sia pomici, completamente alterate per idrotermalizzazione di colore caratteristicamente bianco-rosato, che scorie scure, poco vescicolate, e a minore grado di alterazione. Essi sono generalmente mascherati dai prodotti dell'attività successiva al di sotto dei quali immergono con angoli dell'ordine di 30 gradi, per cui sono riconoscibili solo sui tagli che interessano direttamente l'edificio vulcanico. Le caratteristiche morfologiche dell'edificio e quelle dei depositi indicano che questo centro eruttivo è un cono di tufo. La parte prevalente dell'orlo craterico e dei fianchi esterni dell'apparato sono ben individuabili. Il cratere, invece, è parzialmente colmato dai depositi di Fondi di Baia, come è ben evidente lungo le falesie che bordano a nord-nordest il Golfo di Baia, dove la parte sud-orientale dell'apparato è stata smantellata. A Punta dell'Epitaffio le opposte immersioni degli strati ne evidenziano l'orlo craterico in sezione.

L'edificio vulcanico di Mofete è localizzato lungo l'allineamento Averno-Capo Miseno, a nord di Baia. La base dei depositi non è esposta. Lo spessore è di circa 50 m. I depositi sono confinati a tetto da quelli del Gauro (GUO) ($14,300 \pm 0.9$ ka; Di RENZO *et alii*, (2011) o Baia-Fondi di Baia (TBF), dai quali sono separati da una discordanza angolare o un livello umificato.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)



Fig. 30 - Tufo Giallo stratificato di Mofete. Punta dell'Epitaffio (Baia).

2.8.3. - *litosoma del Gauro* (GUO)

L'unità litosomatica del Gauro è formata da depositi piroclastici quasi completamente zeolitizzati e costituiti da cineriti, da fini a grossolane con pomici disperse o concentrate in livelli lentiformi. I depositi hanno strutture da piano-parallele ad ondulate. A varie altezze sono stati riconosciuti livelli cineritici contenenti lapilli accrezionali. I frammenti juvenili hanno differente grado di vescicolazione e variano in colore da nerastro a grigio chiaro. Essi sono porfirici per cristalli di feldspato, biotite e subordinato pirosseno. Nella parte alta sono prevalenti i frammenti poco vescicolati, scuri o bandati, ed aumenta la percentuale di cristalli in essi contenuta. I litici sono scarsi e costituiti da lave e tufi verdi. Lo spessore massimo visibile è di circa 50 m.

L'edificio vulcanico del Gauro, localizzato a nord-ovest dell'abitato di Pozzuoli, è il più alto all'interno della caldera dei Campi Flegrei (circa 330 m a Monte Barbaro). Dell'edificio sono meglio conservati i settori settentrionale e meridionale dove è ben individuabile l'orlo craterico. I fianchi orientale e occidentale, invece, sono stati completamente distrutti a causa di eventi deformativi e dell'azione erosiva del mare. Le caratteristiche morfologiche dell'edificio e quelle dei prodotti evidenziano che il vulcano del Gauro è costituito da un cono di tufo.

La base dei prodotti del Gauro è esposta solo a contatto con i tufi di Mofete a nella zona delle "Stufe di Nerone" mentre nei dintorni dell'edificio i depositi immergono rapidamente al di sotto dei depositi dell'attività più recente (VEF₁₁) ben esposti sul versante settentrionale del vulcano. All'interno di questa successione è stata ottenuta un'età di 10720±50 anni (Di Vito *et alii*, 1999), su un campione di resti vegetali carbonizzati contenuti in un paleosuolo alla base di un deposito cineritico parzialmente zeolitizzato, che non rappresenta l'unità stratigraficamente più bassa affiorante sui prodotti del Gauro. Un'età di 14.3±0.9 ka ottenuta con il metodo ⁴⁰Ar/³⁹Ar sui tufi del Gauro da Di Renzo *et alii* (2011) indica, insieme ai dati di campagna, che i depositi del Gauro potrebbero essere stati messi in posto da attività più o meno contemporanea a quella del TGN, emessi dal settore orientale della caldera.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)

2.8.4 - *litosoma di Bellavista* (LVE)

I depositi del vulcano di Bellavista affiorano sul fianco interno del cratere più meridionale di Fondi di Baia, e nelle numerose cave aperte sui fianchi orientali e meridionali dell'edificio, tra il Castello di Baia e Bacoli. Essi raggiungono uno spessore massimo in affioramento di circa 40 m e sono costituiti da una successione monotona di cineriti da fini a grossolane, contenenti lenti di pomici con lami-

nazione da ondulata ad incrociata da *surge* ad ampia lunghezza d'onda. La parte prevalente di tali depositi è zeolitizzata. I frammenti juvenili hanno differente grado di vescicolazione e variano in colore, da grigio scuro a nerastro fino a vetri densi. Essi sono poco porfirici per presenza di feldspato. La parte settentrionale dell'edificio vulcanico è stata interessata da un'intensa attività vulcano-tettonica che ha profondamente modificato l'assetto originario. L'edificio è limitato a nord dal vulcano più recente di Fondi di Baia, mentre è ben conservato nella sua parte meridionale, dove i fianchi degradano in modo radiale e sono fortemente incisi da un drenaggio di tipo esoreico. I lineamenti morfologici ed i tipi di prodotti emessi indicano che questo centro ha i caratteri di un cono di tufo. La base dei depositi non è esposta, mentre essi sono ricoperti generalmente dai prodotti di Fondi di Baia (8.6 ka). Tra i depositi di queste due unità in alcuni siti si rileva una intercalazione di paleosuoli e diversi sottili livelli cineritici fini, tra cui uno correlabile ai depositi dell'unità di Agnano-Pomici Principali.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)

2.9. - SUBSISTEMA DI AGNANO - SOCCAVO (VEF₁₁)

Successione di depositi piroclastici finemente stratificati da *surge* con intercalati livelli grossolani da caduta. La successione a tetto è confinata da uno spesso paleosuolo ocraceo ampiamente distribuito, mentre un secondo paleosuolo intercalato nella parte medio-alta della successione, nelle aree esterne della caldera diventa coalescente con il paleosuolo che si sviluppa a tetto. Alla base la successione poggia sui depositi di tufo del subsistema di Napoli (VEF₁₀). I depositi sono composti da alternanze di ceneri grigie e verdastre da fini a grossolane con lenti di lapilli pomicei e da cineriti giallastre con livelli e lenti di scorie nere. I depositi delle unità litosomatiche o litostratigrafiche sono separati da superfici erosive, paleosuoli o sedimenti continentali non vulcanici, e talora poggiano su depositi marini. L'unità subsistemica comprende inoltre i relitti di duomi di lava localizzati nel settore meridionale della piana di Agnano e nel cratere della Solfatara e depositi di tufi giallastri. Alcune sequenze piroclastiche, in relazione agli esigui spessori affioranti o alla esiguità delle esposizioni, non sono state cartografate singolarmente e sono state cartografate come subsistema indistinto. Il subsistema include inoltre altre unità non specificate in legenda e contiene anche l'unità de "La Starza", che comprende la sequenza dell'omonimo terrazzo marino costituito da sedimenti di origine marina con intercalati livelli piroclastici.

2.9.1. - tufi di Santa Teresa (TEA)

I depositi piroclastici del vulcano di Santa Teresa sono completamente zeolitizzati e caratterizzati da strutture ondulate e a laminazione incrociata. Essi sono costituiti da livelli cineritici da fini a grossolani contenenti numerose lenti costituite da grosse scorie e subordinate pomici e frammenti di vetro denso. Le scorie di colore nerastro sono ben vescicolate, contengono pochi cristalli di pirosseno e biotite e raggiungono dimensioni massime di 130 cm. Le pomici, di colore beige-marrone, sono ben vescicolate e porfiriche per pirosseno e biotite. I frammenti litici sono scarsi e costituiti da lave sia fresche che idrotermalizzate. Le caratteristiche dei depositi e la loro giacitura fanno ipotizzare che questo piccolo alto morfologico rappresenti parte del centro di emissione successivamente smantellato sia ad opera della attività vulcano-tettonica che per effetto dell'erosione marina. Essi affiorano solo nella piana di Bagnoli per uno spessore massimo di circa 10 m.

La base dei depositi non è esposta, mentre essi sono sormontati da una sequenza di depositi piroclastici dell'unità di Agnano-“Pomici Principali” Aucutt..

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)

2.9.2. - unità de “La Starza” (RZA)

Successione di depositi sedimentari di origine marina con intercalazioni di depositi vulcanici e vulcanoclastici. I sedimenti marini sono composti da livelli a granulometria variabile dalle sabbie grossolane alle ceneri fini (Fig. 31). Le cineriti generalmente a tessitura massiva contengono abbondanti gusci di fossili (es. *Ostrea*, *Pecten*, *Venus*, *Chlamys*, *Turritella communis risso*, foraminiferi bentonici; AMORE *et alii*, 1988), talvolta concentrati in livelli. Le sabbie, da massive a laminate, includono ciottoli lavici e clasti molto arrotondati di pomici e scorie che spesso sono interessati da una



Fig. 31 - Sedimenti marini nel settore orientale del terrazzo marino de La Starza (Pozzuoli).

patina di alterazione e ossidazione. La facies dei depositi marini varia, in funzione dell'area di affioramento, da est verso ovest, con una generale tendenza all'aumento del materiale a granulometria più fine (cineriti) nell'area occidentale della caldera. L'intera successione è suddivisibile in almeno due distinte sequenze di depositi marini, separate da una superficie erosionale marcata da un deposito di colore da ocra a marrone chiaro formatosi per ossidazione e/o debole umificazione e da sedimentazione di materiale piroclastico sia in giacitura primaria che rimaneggiato. L'intera sequenza è coperta da depositi piroclastici in deposizione subaerea primaria. La base dell'unità non è esposta; i depositi più bassi hanno un'età ^{14}C di circa 10,5 ka (ROSI & SBRANA, 1987; GIUDICEPIETRO, 1993), mentre i sedimenti subito a tetto del paleosuolo che divide le sequenze hanno un'età ^{14}C di circa 8 ka (GIUDICEPIETRO, 1993). Resti fossili di *Pecten* inclusi nella parte alta della successione sono stati datati a circa 5,5 ka ^{14}C (ROSI & SBRANA, 1987), mentre la successione è confinata dai depositi piroclastici più bassi stratigraficamente dell'unità di Monte Oliveto (MLV), che hanno un'età di circa 4.8 ka (DI VITO *et alii*, 1999).

I depositi marini inferiori hanno uno spessore massimo visibile di 11 m, mentre i depositi più alti hanno uno spessore molto variabile da circa 3 m a 13 m per erosione del tetto.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale) - OLOCENE p.p. (parte media)

2.9.3. - *piroclastiti di Agnano ("Pomici Principali" Auctt.) (GPP)*

Unità litostratigrafica costituita da una sequenza complessa di depositi piroclastici separati da sottili livelli umificati o superfici erosionali. La sequenza di depositi principale da cui prende il nome l'intera unità è costituita da una successione di livelli di pomici e subordinati livelli cineritici, ampiamente distribuiti. Dal basso si rileva un deposito cineritico fine, osservabile in molte delle sezioni studiate che, caratteristicamente, contiene un livello sabbioso di colore violaceo. Tale deposito è massivo e contiene lapilli accrezionari. Segue un'alternanza di livelli di pomici grossolane e sottili livelli cineritici, che costituiscono i livelli da caduta ad ampia distribuzione areale, corrispondenti ai livelli a, b1, b2, b3, b, g, d, definiti da SCHERILLO (1953). I livelli grossolani hanno buon *sorting*, sono costituiti da pomici di colore grigio-rosato e frammenti litici. Le pomici sono angolari, hanno vescicole allungate, sono poco porfiriche per pirosseno, biotite e raro feldspato. I frammenti litici sono costituiti da lave fresche ed idrotermalizzate che, nella parte medio-alta aumentano in proporzione. I livelli cineritici, generalmente massivi, da centimetrici a decimetrici, contengono lapilli accrezionari, pomici e frammenti litici dispersi. In aree prossimali, alcuni livelli cineritici hanno strutture laminate da ondulate ad incrociate. La parte alta della sequenza è quasi esclusivamente costituita da ceneri da fini a grossolane, laminate, con strut-

ture da ondulate ad incrociate ed è chiusa in alto da cineriti fini a diverso grado di coesione, vescicolate e ricchissime di lapilli accrezionari.

I depositi sono stati riconosciuti nell'area sia interna che esterna alla caldera flegrea e, verso est, fino ai primi contrafforti appenninici (tra Cancellò ed Avella). Lo spessore massimo è stato rilevato nei valloni a nord-ovest di Pianura dove l'unità raggiunge spessori decametrici, mentre mantiene spessori di poco inferiori ai 5 m nell'area di Soccavo-Vomero e Camaldoli.

Il livello cineritico basale è stato rilevato nella quasi totalità delle sezioni misurate associato alla sequenza di livelli grossolani e fini da caduta che sono a maggiore distribuzione areale, con spessori di circa 25 cm a 40 km verso est dal probabile centro di emissione. La parte alta cineritica della sequenza è distribuita sia all'interno che all'esterno della caldera CF, ed è caratterizzata da variazioni di facies, da massiva a laminazione ondulata, in relazione alla topografia preesistente. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano forti variazioni durante la dinamica di tale eruzione con un meccanismo di deposizione per caduta prevalente rispetto a quello da flusso e *surge* piroclastico. L'andamento delle isopache dei depositi da caduta, le dimensioni dei frammenti e la distribuzione dei depositi da flusso suggeriscono una o più bocche eruttive localizzate nell'area Astroni-Pianura. I depositi di questa unità sono tra quelli a più ampia distribuzione areale, prodotti durante l'attività vulcanica recente della caldera dei campi Flegrei; ceneri fini di questa unità sono stati rilevate in carote di pozzi perforati in bacini lacustri dell'Italia centromeridionale e Albania e nel Mare Adriatico. L'età, determinata con il metodo AMS ^{14}C su legni carbonizzati prelevati dal paleosuolo sottostante i depositi di questa sequenza, è di 10.320 ± 50 anni dal presente (DI VITO *et alii*, 1999) e un'età calibrata di 11,915 - 12,158 ka (SMITH *et alii*, 2011).

L'unità **GPP** è comprensiva di depositi piroclastici di altre unità eruttive non cartografabili alla scala della carta. In particolare centri eruttivi localizzati nell'area di Soccavo hanno generato queste sequenze piroclastiche composte da alternanze di livelli grossolani pomicei da caduta e livelli cineriti da caduta e da *surge* (Soccavo 1, Paradiso, Minopoli, La Pigna; ISAIA, 1998) (Fig. 32), mentre per altri depositi costituiti da livelli di ceneri fini distali o strati da caduta grossolani localmente distribuiti è difficile ipotizzare l'area sorgente (es. Gaiola Tefra; ISAIA, 1998). Tra queste, l'unità di Soccavo 1, costituita prevalentemente da depositi piroclastici cineritici da flusso e *surge*, è ampiamente distribuita oltre i margini della caldera (Marano, Chiaiano, Posillipo) mentre le altre hanno una distribuzione areale più limitata. L'unità di La Pigna è stata datata con il metodo AMS ^{14}C a 11.060 ± 60 anni dal presente (DI VITO *et alii*, 1999). Le successioni più complete dei depositi piroclastici dell'unità di Agnano sono localizzate nel settore tra Pianura e il Vomero. L'unità poggia prevalentemente sui depositi del Tufo Giallo Napoletano dalle quali è separata sia da superfici erosionali che da un paleosuolo ed è sormontata dall'unità di Minopoli (**MOP**).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale)



Fig. 32 - Successione di depositi piroclastici dell'unità **GPP**, località Chiaiano (Napoli).

2.9.4. - tufo di Bacoli (TCF)

Tufo stratificato costituito da cineriti da fini a grossolane con intercalati livelli di piccole pomice e litici lavici, discontinui lateralmente. La parte bassa del deposito si presenta maggiormente litificata, di colore giallo per effetto di processi di zeolitizzazione. I depositi del vulcano di Bacoli contengono frammenti juvenili costituiti da pomice a differente grado di vescicolazione (fino a vetro denso), spesso con bordi vetrosi. Questi frammenti sono porfirici per biotite, feldspato e pirosseno. L'unità è associata al cono di tufo di origine freatomagmatica di Bacoli. La composizione chimica della frazione juvenile varia da trachite a fonolite. Lo spessore massimo osservato è pari a circa 20 m. Età ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) di $8,6 \pm 0,6$ ka (FEDELE *et alii*, 2011) o $12,8 \pm 0,9$ ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale) - OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.5. - tufo di Porto Miseno (TPT)

Deposit piroclastici costituiti da due distinte facies. La facies inferiore, che forma gran parte dell'intera successione affiorante, è costituita da un tufo giallo litificato molto ricco in pomice grigie e subordinate scorie e litici lavici. La facies superiore è costituita da un deposito cineritico grigio incoerente, con pomice e litici di dimensioni e quantità inferiori rispetto a quelle della facies inferiore. Entrambe le facies presentano una evidente stratificazione, da planare ad ondulata. Questa formazione è associata all'anello di tufo di origine freatomagmatica esplosiva di Porto Miseno (Fig. 33). I prodotti juvenili mostrano una composizio-



Fig. 33 - Depositi di tufo del cratere di Porto Miseno (Bacoli).

ne trachitica piuttosto omogenea. Lo spessore massimo osservato è di circa 30 m. Età ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) di $6,490 \pm 0.51$ ka (INSINGA *et alii*, 2006) o $11,8 \pm 0,7$ ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. (Tardoglaciale) - OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.6. - piroclastiti di Minopoli (MOP)

Unità litostратigrafica costituita da una sequenza complessa di depositi piroclastici separati da sottili livelli umificati o superfici erosionali. La sequenza di depositi principale da cui prende il nome l'unità è costituita da una fitta alternanza di livelli grossolani di scorie e sottili livelli cineritici di colore grigio-giallastro, a cui segue una successione di livelli cineritici da fini a grossolani contenenti frammenti sia dispersi che concentrati in lenti (Fig. 34). La parte alta contiene un livello di scorie dense e pomici grossolane ed un livello cineritico massivo. I livelli di cenere sono massivi, contengono lapilli accrezionari, talvolta armati, frammenti di scorie e litici a spigoli vivi, mentre i livelli di cenere della parte alta sono finemente laminati, con lamine che hanno strutture da ondulate ad incrociate. I frammenti juvenili sono costituiti da scorie a differente grado di vescicolazione, da dense, di colore nerastro, a vescicolate, di colore grigio scuro e sono porfirici per pirosseno, biotite e piccoli cristalli di olivina. I frammenti litici sono costituiti da lave fresche, idrotermalizzate e tufo. Nell'area di Casalesio, sono state misurate le dimensioni massime dei frammenti juvenili e lo spessore massimo di circa 20 m. Le impronte da impatto dei numerosi clasti balistici di tufo giallo, che deformano i livelli sottostanti, indicano

una direzione di provenienza dai quadranti occidentali (località Minopoli). L'unità è stata riconosciuta con spessori decimetrici nelle aree a nord della caldera dei Campi Flegrei (Marano, Chiaiano), e verso est nella città di Napoli, con spessori dell'ordine del metro. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano che l'eruzione è stata caratterizzata da prevalenti fasi magmatiche e minori fasi idromagmatiche, con meccanismi deposizionali da caduta e da *surge*.

L'unità di Minopoli è comprensiva di depositi piroclastici appartenenti a distinte unità eruttive che non sono cartografabili per l'esiguo spessore dei depositi e per la discontinuità degli affioramenti. In particolare centri eruttivi dell'area di Soccavo hanno generato sequenze piroclastiche con alternanze di livelli grossolani pomicei da caduta e livelli cineriti da caduta e da *surge* (Soccavo 2, 3 e 4; ISAIA, 1998) e centri dell'area Pianura-Pisani (Paleopisani 1 e 2; ORSI *et alii*, 2004). Tra queste l'unità eruttiva di Soccavo 4 è stata riconosciuta anche nel centro della città di Napoli e quella di Paleopisani 2 nell'area nordorientale di Napoli fino a Chiaiano e Secondigliano.

L'unità di Minopoli poggia su quella delle Pomici Principali *Auctt.* (GPP) datata a 10.3 ka (Di Viro *et alii*, 1999) generalmente attraverso una superficie erosionale o con l'interposizione di depositi rimaneggiati di origine fluviale ed è sormontata dalle piroclastiti di Pisani (ISA).

OLOCENE p.p. (parte inferiore)



Fig. 34 - Alternanza di livelli di scorie e ceneri da caduta dell'unità **MOP** (Via Pigna-Napoli).

2.9.7. - piroclastiti di Pisani (ISA)

L'unità di Pisani è costituita da una sequenza complessa di depositi piroclastici separati da sottili livelli umificati o superfici erosionali. I depositi principali attribuiti a questa unità (Pisani 1, Pisani 2) affiorano per spessori di circa 40 m nelle valli e cave limitrofe alla morfologia semicircolare conica di Pisani, localizzata tra le piane di Quarto ed il cratere di Astroni. I depositi sono costituiti prevalentemente da livelli grossolani e subordinati livelli di ceneri a differente granulometria. I livelli grossolani sono prevalenti nella parte medio bassa delle sequenze, mentre quelli cineritici sono prevalenti nella restante parte. I livelli grossolani sono formati da frammenti juvenili a differente grado di vescicolazione, da scorie a pomici a vetri densi, e variano in colore da grigio scuro a nerastro, con composizione prevalentemente latitica. Essi sono porfirici per cristalli di pirosseno e subordinati cristalli di biotite e feldspato. All'interno della sequenza sono evidenti grosse bombe con superficie a crosta di pane e aloni di degassazione rossastri. I frammenti litici sono costituiti da tufo giallo e lave idrotermalizzate. I livelli cineritici sono sia fini che grossolani ed hanno strutture da piano-parallele, ad ondulate ad incrociate. Essi hanno diverso grado di coesione, contengono abbondanti lapilli accrezionali e frammenti grossolani sia dispersi che concentrati in lenti. I depositi costituiti da ceneri fini a laminazione da piano-parallela ad ondulata sono dispersi nell'area di Quarto o sui versanti sud occidentali di Pianura e sono fortemente influenzati dalle morfologie circostanti l'area sorgente. I depositi da caduta distali, sono massivi o debolmente laminati per contrasti granulometrici



Fig. 35 - Deposito di scorie da caduta dell'unità ISA (Loc. Marano di Napoli).

(Fig. 35), e sono ampiamente distribuiti verso N (Pisani 1 Tefra) e NE (Pisani 2 Tefra), con spessori di circa 20 cm nella parte settentrionale della città di Napoli a circa 11 km dal centro eruttivo. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali da caduta e subordinatamente da *surge*.

L'unità è confinata a letto dall'unità di Minopoli, dalla quale è separata da una superficie erosionale senza interposizione di paleosuolo, e in alto dai depositi piroclastici di Pisani 3 datati con il metodo AMS ^{14}C a $9,54 \pm 50$ ka da Di Vro *et alii* (1999) e un'età calibrata di 10,516-10,755 ka da Smith *et alii* (2011).

Nell'unità sono inclusi anche depositi non cartografabili singolarmente (Soccavo 5; ISAIA, 1998), che, laddove esposti, hanno spessori massimi che non superano i 2 m.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.8. - litosoma di Montagna Spaccata (GCT)

L'unità di Montagna Spaccata è costituita da un'alternanza di livelli di scorie molto grossolane, di colore nerastro e subordinati livelli cineritici massivi di colore grigio. La parte alta della sequenza è costituita da ceneri grossolane di colore grigio chiaro, che hanno strutture da ondulate a piano-parallele. I livelli grossolani sono costituiti da scorie nerastre da caduta a differente grado di vescicolazione e poco porfiriche per biotite e scarso pirosseno. I frammenti nelle aree prossimali sono localmente saldati, di colore rossastro e talvolta superano i 50 cm di diametro (Fig. 36). I frammenti litici, più abbondanti nella parte bassa della sequenza, sono costituiti da tufo giallo e lave idrotermalizzate. Le ceneri laminate concentrate nella parte alta della sequenza sono vescicolate e contengono lapilli accrezionari, pomici grigie e litici tufacei dispersi, che talvolta deformano per impatto i livelli sottostanti. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano che l'eruzione è stata caratterizzata prevalentemente da fasi magmatiche stromboliane e intercalate fasi freato-magmatiche, con deposizione di scorie grossolane e ceneri da caduta, e subordinatamente, da *surge* nelle aree più prossimali. Lo spessore massimo dell'intera sequenza (circa 30 m) è stato misurato in località Castagnaro. Sul versante nordoccidentale del Gauro, l'unità di Montagna Spaccata ha una rapida diminuzione sia di spessore che di granulometria media dei frammenti ed affiorano solo i depositi da caduta. I depositi da flusso sono confinati sull'area limitrofa al centro di emissione.

I depositi di Montagna Spaccata sono confinati a letto da depositi piroclastici datati del litosoma di Pisani (ISA), dalla quale sono separati da depositi fluviali debolmente umificati e passano in alto senza interposizione di paleosuolo all'unità di Fondo Riccio. L'edificio vulcanico è parzialmente conservato nella sua porzione settentrionale.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)



Fig. 36 - Deposito di scorie da caduta dell'unità GCT (Via Campana, Quarto).

2.9.9. - litosoma di Concola (NCC)

I depositi dell'unità di Concola sono costituiti da una successione di livelli di scorie molto grossolane a composizione latitica, con intercalati alcuni sottili livelli di cenere grossolana di colore giallastro a tessitura massiva. I livelli grossolani sono costituiti da scorie nerastre angolari a differente grado di vescicolazione, pomice grigio scure e litici. I frammenti juvenili sono poco porfirici per pirosseno prevalente su feldspato e biotite, e raggiungono una dimensione massima di 30 cm. I frammenti litici sono costituiti prevalentemente da tufo giallo sia fresco che alterato ed in subordine da lave fresche e alterate. La distribuzione areale dei depositi è limitata intorno al centro di emissione. Lo spessore massimo visibile è di circa 2 metri. La morfologia dell'edificio vulcanico, solo parzialmente conser-

vato, e le caratteristiche dei prodotti emessi suggeriscono che il vulcano è di tipo cono di scorie. I caratteri sedimentologici del deposito indicano che l'eruzione è stata caratterizzata prevalentemente da fasi magmatiche stromboliane con deposizione di scorie grossolane e ceneri da caduta.

L'unità di Concola è stata inserita alla stessa altezza stratigrafica dei depositi del vulcano di Fondo Riccio. Infatti pur riconoscendo la base e il tetto dei depositi legati all'attività di questi due vulcani molto vicini tra loro, non si è osservato alcun affioramento in cui essi siano sovrapposti. I due vulcani sono allineati lungo una struttura ad andamento NE-SO che disloca il fianco esterno nord-occidentale del vulcano del Gauro.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.10. - *litosoma di Fondo Riccio (NCO)*

L'unità di Fondo Riccio è costituita da una successione di livelli di scorie molto grossolane con subordinati livelli di cenere grossolana. I frammenti juvenili sono costituiti da scorie nerastre angolari a differente grado di vescicolazione. Esse sono poco porfiriche per feldspato, biotite, pirosseno ed olivina e raggiungono un diametro massimo di 80 cm. Le scorie hanno composizione latitica e sono spesso molto alterate e localmente saldate. I frammenti litici sono costituiti prevalentemente da tufo idrotermalizzato e sono molto abbondanti. L'area di dispersione dei depositi di Fondo Riccio è limitata intorno al centro di emissione. La morfologia dell'edificio vulcanico e le caratteristiche dei prodotti emessi suggeriscono che il vulcano è di tipo cono di scorie. I caratteri sedimentologici del deposito indicano che l'eruzione è stata caratterizzata da fasi magmatiche stromboliane con deposizione di scorie grossolane da caduta. Lo spessore massimo dell'intera sequenza visibile è di circa 20 m. L'unità di Fondo Riccio poggia, senza interposizione di paleosuolo, sui prodotti del litosoma di Montagna Spaccata (**GCT**) sul quale è sovrapposta la sequenza di depositi dell'unità eruttiva di Pisani 3 Tefra $9,54 \pm 50$ ka (Di Vito *et alii*, 1999) o $10,516-10,755$ ka (età calibrata da Smith *et alii* (2011). Questi ultimi non essendo cartografabili sono stati accorpati all'unità delle Piroclastiti di Pisani (**ISA**).

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.11. - *litosoma di Bagnoli (OAB)*

I depositi di questa unità, relativi all'attività del vulcano di La Pietra sono ben visibili solo lungo la linea di costa compresa tra il centro abitato di Bagnoli e di Pozzuoli (Fig. 37). Essi sono costituiti prevalentemente da cineriti fini e grossolane contenenti lenti di pomici e dispersi frammenti densi, vetri neri e litici.

Le pomici sono quasi sempre alterate ed assumono una colorazione biancastra. I clasti densi sono di colore marrone, poco vescicolati con fenocristalli di biotite e sanidino. I frammenti litici sono composti da tufo verde e lave idrotermalizzate. I depositi sono caratterizzati da strutture a laminazione da ondulata a piano-parallela e sono quasi del tutto interessati da fenomeni di zeolitizzazione. Lo spessore massimo è di circa 20 m. Le caratteristiche dei depositi e la loro giacitura indicano che il centro di emissione non doveva essere molto distante dall'attuale linea di costa. L'edificio vulcanico è stato intensamente eroso ad opera dell'azione del mare che ha probabilmente determinato la formazione di una falesia. I depositi relativi a tale fase sono stati rilevati a quote più elevate rispetto all'attuale livello del mare anche di alcune decine di metri.

La base dei depositi dei tufi di La Pietra non è esposta, mentre al tetto sono confinati dai prodotti di unità eruttiva di Agnano 1 e/o 3 (MLV) attraverso l'interposizione di una superficie di erosione o nelle parti più alte dell'edificio da uno spesso paleosuolo. Inoltre, depositi di spiaggia dell'unità de La Starza, formati probabilmente tra 8.0 e 4.8 ka, si intercalano tra i tufi di questa unità e le piroclastiti di Monte Oliveto.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)



Fig. 37 - Tufi del litosoma di Bagnoli in località La Pietra (Napoli).

2.9.12. - *piroclastiti di Torre Cappella (TOP)*

Sequenza di depositi piroclastici ben stratificati e completamente zeolitizzati. I depositi sono costituiti da cineriti da fini a grossolane con livelli di pomici intercalati e discontinui lateralmente ed hanno strutture da piano-parallele ad ondulate. I frammenti juvenili sono costituiti da pomici a differente grado di vescicolazione (fino a scorie e vetro denso). Sono porfirici per biotite, sanidino e pirosseno. I frammenti litici sono costituiti da tufo giallastro e verdastro e clasti idrotermalizzati.

Tali depositi, spessi circa 5 metri e la cui base non è esposta, sono quasi completamente ricoperti dai depositi di Fondi di Baia. Tra i due depositi si rileva un paleosuolo con intercalati sottili livelli cineritici datato 9.0 ± 150 ka (SCANDONE *et alii*, 1991). In località Torre Cappella, a sud del lago Fusaro si rileva una morfologia cupoliforme, con fianchi che degradano in modo radiale. I lineamenti morfologici ed i tipi di prodotti rilevati indicano che la morfologia cupoliforme di Torre Cappella è probabilmente il relitto di un piccolo cono di tufo.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.13. - *tufi di Baia e Fondi di Baia (TBF)*

L'unità è costituita da una successione di livelli cineritici e livelli grossolani prevalentemente concentrati nella parte bassa della sequenza. I livelli fini sono composti da cenere da fine e grossolana, hanno strutture da ondulate ad incrociate e contengono frammenti grossolani dispersi o disposti in lenti (Fig. 38). Essi sono coesivi e contengono lapilli accrezionari e vescicole. I frammenti juvenili sono costituiti da pomici a composizione trachitica a differente grado di vescicolazione, spesso bandate. Esse hanno vescicole da tondeggianti ad allungate e sono poco porfiriche per cristalli di feldspato. I frammenti più grossolani, spesso, determinano impronte da impatto sui livelli cineritici. I frammenti litici sono costituiti da tufi e lave. I depositi in aree prossimali sono parzialmente zeolitizzati. Nella parte basale della sequenza si riconosce un livello da caduta che è distribuito su un'ampia area compresa tra lago Patria, Marano e Napoli. Esso è costituito da pomici angolari non gradate di colore biancastro, microvescicolate con rari cristalli di feldspato. I frammenti litici sono rari e costituiti da lave fresche ed alterate. Questo deposito ha distribuzione relativamente simmetrica intorno al centro di emissione. Le aree più distali nelle quali affiora sono Posillipo (10 cm, a circa 11 km dal centro di emissione) e lago Patria (10 cm, a circa 13 km dal centro di emissione). I depositi da corrente piroclastica sono esposti fino ad una distanza di 4-5 km dal centro di emissione. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano che l'eruzione è stata caratterizzata prevalentemente da meccanismi deposizionali da *surge* e in subordine da caduta.



Fig. 38 - Deposito piroclastico da surge dell'unità **TBF** (loc. Baia-Bacoli).

La sequenza nelle aree prossime al centro eruttivo raggiunge spessori di circa 20 m.

I crateri di Baia e Fondi di Baia sono ben visibili nell'area occidentale dei Campi Flegrei, allineati lungo una struttura ad andamento circa N-S. I depositi di Baia e Fondi di Baia poggiano su uno spesso paleosuolo che si sviluppa su terreni diversi in relazione all'area di affioramento. I depositi stratigraficamente più alti, rilevabili al di sotto dell'unità di Fondi di Baia sono quelli dell'unità di Pisani, mentre generalmente a tetto è confinata da un paleosuolo ben sviluppato su cui poggiano i depositi dell'unità eruttiva di Sartania 1 (**CSD**) (ISAIA, 1998). Il paleosuolo sottostante, datato con il metodo AMS ^{14}C , ha un'età di $8,56 \pm 70$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) o un'età calibrata 9,525-9,695 ka (SMITH *et alii*, 2011).

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.14. - lave di Monte Spina (**LMP**)

Le lave di Monte Spina sono state riconosciute con uno spessore massimo visibile di circa 7 m, in località Monte Spina, dove sono sormontate, in modo molto

discontinuo dai depositi dell'unità di Costa San Domenico. La lava è molto alterata, fratturata e localmente brecciata. Essa presenta strutture fluitali evidenziate da parti a differente vescicolazione ed è poco porfirica per feldspato e biotite. La parte basale della lava non è esposta. Esse rappresentano un relitto di un duomo lavico successivamente smantellato durante l'attività più recente, ed in particolare in seguito al collasso vulcano-tettonico verificatosi durante l'eruzione di Agnano Monte Spina.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.15. - *litosoma di Costa San Domenico (CSD)*

L'unità è costituita da una successione di livelli di cenere da fine a grossolana con intercalati livelli pomicei grossolani. I livelli cineritici variano in colore da grigio-verdastro a giallastro e contengono abbondanti lapilli accrezionali. I livelli grossolani contengono lapilli di pomice e litici e raggiungono spessori massimi nell'ordine del decimetro. Le pomici sono da grigio scuro a grigio rosato, poco porfiriche con cristalli di biotite prevalenti su pirosseno e minore feldspato. Alcuni livelli mostrano un arricchimento di clasti densi e vetrosi di colore nero. I litici sono prevalentemente composti da frammenti lavici idrotermalizzati di colore rossastro-arancio e minori pezzi di tufo e lave grigie. I depositi hanno una struttura da ondulata a piano-parallela. I caratteri sedimentologici e stratimetrici dei depositi indicano che l'eruzione è stata caratterizzata prevalentemente da meccanismi deposizionali da *surge* e subordinatamente da caduta.

L'unità nei pressi della località Grotta del Cane ad Agnano raggiunge lo spessore massimo visibile in affioramento di circa 6 m e forma l'ossatura della morfologia semicircolare di Costa San Domenico. I rapporti geometrici dei depositi nell'area lungo i versanti sud-orientali che delimitano la Piana di Agnano indicano che la morfologia di costa San Domenico rappresenta parte del fianco interno di un edificio vulcanico, successivamente quasi totalmente demolito e mantellato dai prodotti più recenti. L'unità ha uno spessore di alcuni metri lungo il versante occidentale di Monte Spina e circa 1 metro in località Pignatiello (Pianura).

L'unità di Costa San Domenico contiene anche i depositi piroclastici dell'unità eruttiva di Sartania 1 dai quali sono separati da un paleosuolo. I depositi di Sartania 1, non cartografabili per l'esiguo spessore affiorante, sono costituiti da una successione di lamine di ceneri fini, di colore da giallo ad arancione, e contenenti pomici e litici dispersi o in sottilissimi livelli. Le lamine sono da piano-parallele ad ondulate, e sono sempre molto coesive. Le pomici e i litici sono millimetrici, di colore grigio chiaro, con vescicole allungate e sono poco porfiriche per feldspato e subordinati biotite e pirosseno. I litici sono lave fresche ed alterate, e frammenti di tufo. I depositi dell'unità Sartania 1 (ISAIA, 1998) sono stati datati $8,63 \pm 50$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) o con un'età calibrata di 9,525-9,695 ka (SMITH *et alii*, 2011).

L'unità di Costa San Domenico poggia sulle lave di Monte Spina (**LMP**) o su uno spesso paleosuolo, mentre a tetto è confinata dai depositi dell'unità di Pigna San Nicola (**ISN**).

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.16. - *litosoma di Pigna San Nicola (ISN)*

L'unità è costituita da una successione di livelli di lapilli pomicei e subordinatamente cineritici nella parte medio-bassa, mentre nella parte alta della sequenza prevalgono i livelli di cenere da fine a grossolana. I livelli sono piano-paralleli, nella parte medio-bassa e debolmente ondulati nella parte alta. I frammenti juvenili della parte bassa, con composizione da shoshonitica e trachitica, sono costituiti da pomici chiare, bandate e scure. Nella parte intermedia sono quasi esclusivamente costituiti da vetri densi, mentre nella parte alta prevalgono quelli di colore scuro, sia densi che vescicolati. Le pomici chiare hanno vescicole allungate e sono porfiriche per feldspato e biotite. Le pomici scure sono poco vescicolate e porfiriche per pirosseno, biotite, feldspato ed olivina. I frammenti litici sono costituiti da lave fresche e idrotermalizzate e sono presenti in percentuale variabile tra il 10 e 20%. I livelli di cenere sono massivi, contengono clasti pomicei e litici dispersi, e variano in colore da arancione a giallastro a grigio-beige.

I depositi affiorano lungo il versante meridionale della morfologia semicircolare di Pigna San Nicola, dove sono i più bassi stratigraficamente ed hanno uno spessore massimo visibile di circa 8 m. Inoltre essi sono esposti nell'area a nord-est di Pigna San Nicola tra Pignatiello, Casalesio e via Pigna, dove gli spessori si riducono a circa 75 cm. La sezione più distale è ubicata al centro della città di Napoli, dove i depositi sono costituiti solo dalla loro parte medio-bassa per uno spessore di circa 15 cm. I depositi sono stati messi in posto principalmente per caduta e subordinatamente da *surge*.

Questa unità poggia sui depositi dell'unità di Costa San Domenico, dai quali è separata da un paleosuolo contenente frammenti di carbone, ed è sormontata dai depositi dell'unità eruttiva di Sartania 2 (compresa in **ERG**), dai quali è separata da una superficie di erosione articolata, marcata da un sottile livello debolmente umificato. SCANDONE *et alii* (1991) ne hanno definito un'età di $8,27 \pm 140$ ka, ottenuta con il metodo ^{14}C sul paleosuolo sottostante, abbastanza in accordo con la sua posizione stratigrafica relativa, mentre SMITH *et alii* (2011) forniscono una età calibrata di 9,201-9,533 ka.

Un settore dell'edificio vulcanico costituisce uno dei versanti settentrionali che bordano la piana di Agnano ed ha una morfologia semicircolare. Questo è stato smantellato principalmente a causa del collasso vulcano tettonico avvenuto durante l'eruzione di Agnano-Monte Spina ed è bordato a sud da strutture ad andamento NO-SE.

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.9.17. - *litosoma di Masseria D'Angelo (ERG)*

La sequenza eruttiva del litosoma di Masseria D'Angelo ha generato un cono di tufo a morfologia semicircolare localizzato tra le località di Pisani e Montagna Spaccata, che risulta conservato solo nella sua porzione settentrionale. La parte bassa della sequenza è costituita da un'alternanza di livelli grossolani e di livelli sottili subordinati di cenere massiva, mentre la parte medio-alta è caratterizzata da una alternanza di livelli cineritici da fini a grossolani, contenenti frammenti pomicei sia dispersi che costituenti sottili livelli e lenti. I livelli cineritici della parte alta, in aree prossimali, hanno strutture da piano-parallele ad ondulate, mentre nelle aree più distali sono esclusivamente piano-paralleli. Essi contengono lapilli accrezionari armati, e localmente sono vescicolati e coesivi. I livelli grossolani sono massivi e contengono pomice di colore da grigio chiaro a grigio scuro, a differente grado di vescicolazione e litici. I frammenti scuri sono stati riconosciuti solo nella parte basale. I lapilli di pomice più grossolani mostrano superfici a crosta di pane e sono porfirici per feldspato, biotite e pirosseno. I frammenti litici sono costituiti da lave fresche ed alterate e, subordinatamente, da tufo. Le dimensioni massime dei frammenti sia pomicei che litici sono state misurate sui versanti a nord della morfologia di Torre Poerio e di Montagna Spaccata (50-80 cm) (Fig. 39), mentre nell'area di Pisani essi hanno dimensioni inferiori. Inoltre alcuni elasti balistici formano impronte da impatto rilevate nell'area di Pisani che indicano direzioni di provenienza da O-SO. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali principalmente da caduta rispetto a quelli da *surge*. I depositi da caduta sono distribuiti verso NO. Il deposito più distale è stato riconosciuto in località Lago Patria (spessore < 10 cm), mentre la sequenza negli affioramenti più prossimali raggiunge circa 10 m di spessore.

L'unità di Masseria D'Angelo contiene anche i depositi piroclastici dell'unità eruttiva di Sartania 2 (ISAIA, 1998; DI VITO *et alii*, 1999) dai quali sono separati da un paleosuolo ricco di frammenti di carbone nella parte alta. I depositi di Sartania 2, non cartografabili per l'esiguo spessore affiorante, sono costituiti da un'alternanza di livelli cineritici fini e pomicei grossolani. I livelli hanno una laminazione da ondulata ad incrociata e contengono prevalentemente lapilli accrezionari armati. Alcuni livelli hanno maggiore grado di coesione e sono vescicolati. I livelli fini sono di colore da giallo ad arancione e azzurro-grigio e contengono disperse pomice arrotondate e frammenti litici. I livelli grossolani sono costituiti da pomice ed abbondanti frammenti litici. Le pomice sono angolose, di colore grigio chiaro, ben vescicolate, con vescicole da tondeggianti ad allungate. Esse sono porfiriche per pirosseno, biotite e feldspato. I litici sono costituiti da frammenti idrotermalizzati e lave fresche.

L'unità di Masseria D'Angelo è sormontata da uno spesso paleosuolo di colore ocra-marrone, riconoscibile con colori simili in tutta la caldera dei Campi Flegrei e nelle aree circostanti. La composizione chimica varia da trachitica a lati-



Fig. 39 - Deposito pomiceo grossolano da caduta basale dell'unità **ERG** (località Castagnaro, Quarto).

tica. L'età AMS ^{14}C , ottenuta su carboni inglobati nel livello pomiceo grossolano da caduta, è di $8,25 \pm 50$ ka (DI VITO *et alii*, 1999); età calibrata 9,026-9,370 ka (SMITH *et alii*, 2011).

OLOCENE p.p. (parte inferiore)

2.10. - SUBSISTEMA DI CONTRADA ROMANO (VEF₁₂) (cfr CCU "unità di Casalnuovo-Casoria" p.p. del Foglio n. 448 "Ercolano")

Successione di depositi prevalentemente cineritici finemente stratificati con intercalati livelli di lapilli pomicei da caduta. I depositi poggiano su di uno spesso paleosuolo ocraceo ampiamente diffuso sia nei settori interni che esterni alla caldera flegrea, nelle aree di piana circostanti, fino ai contrafforti appenninici o, a luoghi, su depositi marini. La superficie superiore del sub-sistema coincide con l'attuale piano campagna. L'intera successione comprende depositi di eruzioni avvenute nell'area centrale flegrea e in subordine nel settore occidentale (tra circa 5 e 3.8 ka) e l'eruzione di età storica del Monte Nuovo (1538 AD). Nell'area orientale del foglio tra la città di Napoli e Casoria-Afragola, la parte alta della sequenza comprende depositi piroclastici dell'eruzione vesuviana di Avellino (3945 ± 10 cal ka; SEVINK *et alii*, 2011). Tutte le sequenze delle unità litosomatiche

o litostratigrafiche sono separate da superfici erosive o paleosuoli. Porzioni di duomi di lava sono riconoscibili nel settore centrale della caldera. Alcune sequenze piroclastiche, in relazione agli esigui spessori affioranti, non sono state cartografate singolarmente e sono state cartografate come subsintema indistinto. Tra le sequenze piroclastiche sono talora visibili depositi epiclastici legati a sedimentazione marina o lacustre-palustre.

2.10.1. - *tufo di Capo Miseno (TCM)*

I depositi sono costituiti da due facies distinte. La facies inferiore, che costituisce la parte principale della successione, è costituita da un tufo giallo litificato da poco stratificato a massivo, con abbondanti pomice e litici lavici. La facies superiore è rappresentata da un deposito cineritico grigio incoerente, stratificato, caratterizzato da un minor contenuto in pomice e litici rispetto a quello sottostante. Questa formazione è associata al cono di tufo di origine freatomagmatica esplosiva di Capo Miseno. Lo spessore massimo affiorante è pari a circa 160 m. Gli elementi juvenili hanno una composizione che varia da trachite a fonolite. Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 5,090±140 ka o di 3,70 ± 0.5 ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.2 - *piroclastiti del Monte Oliveto (MLV)*

Sequenza complessa di depositi piroclastici, separati da sottili paleosuoli e costituiti prevalentemente da livelli di ceneri a differente granulometria, con intercalati livelli pomice grossolani. I depositi cineritici sono caratterizzati dalla presenza di livelli di colore giallo-arancio e violaceo, contengono abbondanti lapilli accrezionali e spesso sono coesivi. I livelli grossolani spesso ad andamento lensoide, sono composti da frammenti pomice, talvolta vetri densi neri e clasti litici lavici spesso idrotermalizzati. Questa successione comprende depositi piroclastici, da *surge* e subordinatamente da caduta, formati da distinti eventi eruttivi avvenuti nell'area di Agnano-Astroni. La composizione della frazione juvenile è trachitica. Questi depositi che non sono cartografabili singolarmente appartengono (dal basso verso l'alto stratigraficamente) alle eruzioni di Agnano 1, 2, 3, Monte Sant'Angelo e PaleoAstroni 1 e 2 (ISAIA, 1998; DI VITO *et alii*, 1999). In particolare i depositi di queste eruzioni sono esposti per spessori massimi che generalmente non superano i 15 m (Fig. 40).

L'unità di Monte Oliveto poggia su uno spesso paleosuolo, ampiamente distribuito sia nella caldera flegrea che nelle aree circostanti, che separa il subsintema di Contrada Romano da quello di Soccavo.

La sequenza di **Agnano 1** è costituita da una parte cineritica basale lamina-

ta, ed una sommitale con livelli ricchi in frammenti di pomici centimetriche e frammenti litici, immersi in abbondante matrice. Le pomici sono di colore grigio scuro, subarrotondate e microvescicolate. Esse sono porfiriche per feldspato, pirosseno e biotite. I litici sono costituiti da lave fresche ed idrotermalizzate. I depositi hanno struttura da piano-parallela a massiva ed hanno spessore massimo di alcuni decimetri lungo i versanti della piana di Agnano. I depositi di Agnano 1 poggiano su uno spesso paleosuolo (paleosuolo B, Di Vito *et alii*, 1999) e sono sormontati dai depositi dell' unità di Agnano 2, dai quali sono separati da un sottile paleosuolo. Per questi depositi è stata ottenuta un'età AMS ^{14}C di $4,83 \pm 50$ ka (Di Vito *et alii*, 1999), su legni carbonizzati prelevati nel paleosuolo sottostante. L'età calibrata è di 5,266-5,628 ka (SMITH *et alii*, 2011).

La sequenza di **Agnano 2** è costituita da depositi cineritici da fini a grossolani, di colore da grigio chiaro nella parte bassa a violaceo in alto. Nelle sezioni distribuite sulla collina dei Camaldoli lo spessore varia da 20 a pochi cm, mentre lo



Fig. 40 - Alternanza di livelli cineritici e pomicei da caduta di PaleoAstroni 1 e 2 (Pianura-Napoli).

spessore massimo nell'area Agnano-Cavone degli Sbirri (80 cm). I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali da caduta e da *surge*. La distribuzione dei depositi da flusso e di quelli da caduta indica un centro di emissione probabilmente localizzato nell'area attualmente occupata dalla piana di Agnano. I depositi di Agnano 2 poggiano su quelli dell'unità Agnano 1, dai quali sono separati da un sottile paleosuolo (pochi centimetri), contenente frammenti di carbone, e sono sormontati dai depositi dell'unità Agnano 3, dai quali sono separati da un paleosuolo spesso alcuni centimetri.

I depositi di **Agnano 3** sono costituiti da una successione di livelli cineritici da fini a grossolani. Alcuni livelli cineritici sono coesivi e generalmente contengono abbondanti lapilli accrezionari di grosse dimensioni (max 2 cm). Nella parte medio-bassa si riconoscono alcuni livelli di pomici. Le pomici sono generalmente angolari, di colore grigio, sia microvescicolate che a vescicole ben sviluppate. Esse sono porfiriche per fenocristalli di feldspato, e cristalli di pirosseno e biotite. I frammenti litici sono costituiti da lave fresche.

I diversi livelli sono stati messi in posto da *surge* e da caduta. La dispersione dei depositi, gli spessori e i caratteri strutturali dei depositi suggeriscono un centro eruttivo ubicato nell'area attualmente occupata dalla Piana di Agnano. I depositi hanno spessore di pochi metri nell'area di Agnano e inferiori al metro nell'area esterna alla caldera. I depositi di Agnano 3 poggiano sull'unità di **Averno (AER)**, nell'area centro-occidentale della caldera, e sull'unità Agnano 2, nell'area nord-orientale della caldera. Essa è separata da entrambe da un sottile paleosuolo ed è sormontata dai depositi del litosoma di Cigliano (**IGL**), dai quali è separata da un sottile paleosuolo.

I depositi di **Monte Sant'Angelo** sono costituiti da una successione di livelli cineritici da fini a grossolani con intercalazioni di livelli di pomici nella parte medio-bassa. I livelli cineritici hanno un colore variabile da arancione a grigio a biancastro ed in alcuni casi sono molto coesivi. Tutti contengono abbondanti lapilli accrezionari, che raggiungono dimensioni max 2 cm. Le pomici sono generalmente angolari, di colore da grigio chiaro a grigio scuro, sia microvescicolate che a vescicole ben sviluppate. Esse sono porfiriche per fenocristalli di feldspato, e cristalli di pirosseno e biotite. I litici sono costituiti da frammenti idrotermalizzati ed in subordine da lave fresche.

Gli spessori massimi della sequenza (circa 6-7 m) sono stati misurati sui versanti nord e nord-orientale della piana di Agnano all'interno di alcune incisioni vallive, dove sono state misurate le dimensioni massime dei clasti pomicei e sono riconoscibili clasti balistici ed associate strutture da impatto. Lo spessore minimo (8 cm) è stato misurato a circa 7 km dall'area di emissione in direzione nord nei pressi dell'abitato di Marano. La dispersione del deposito da caduta è relativamente simmetrica rispetto ad un centro eruttivo ubicato nel settore settentrionale della Piana di Agnano. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali da *surge* e subordinatamente da caduta, generati prevalentemente-

mente da esplosioni freato-magmatiche e subordinate fasi magmatiche.

I depositi dell'unità eruttiva di Monte Sant'Angelo poggiano su quelli del litosoma di Cigliano (**IGL**) (Fig. 41), sui quali si sviluppa un sottile paleosuolo spesso arricchito di legni carbonizzati, e sono sormontati dall'unità di Paleoastroni 1. L'età ottenuta, con il metodo AMS ^{14}C , sui frammenti di carbone prelevati dal paleosuolo alla base dei depositi di Monte Sant'Angelo è di $4,44\pm 50$ e $4,34\pm 50$ ka (Di Virro *et alii*, 1999). L'età calibrata è di $4,832-5,010$ ka (SMITH *et alii*, 2011).

La sequenza di **PaleoAstroni 1** è costituita prevalentemente da livelli di cenere da fine a grossolana con intercalati a varie altezze dei sottili livelli grossolani di lapilli pomicei. I livelli cineritici sono di colore grigio e contengono piccoli lapilli accrezionari. Le pomici sono angolose, di colore grigio e ben vescicolate. Esse sono porfiriche per cristalli di feldspato, biotite e pirosseno. I litici sono costituiti da frammenti di lave fresche.

Lo spessore massimo dei depositi è stato misurato in località Torciolano (175 cm) mentre quello minimo a via Pigna (16 cm) a circa 6,5 km dalla probabile area di emissione localizzata nel settore centrale della caldera ora occupato dal vulcano di Astroni. La sequenza è stata messa in posto principalmente da correnti piroclastiche e minori fasi di caduta di particelle. I depositi di Paleoastroni 1 poggiano su quelli dell'unità eruttiva di Monte Sant'Angelo dai quali sono separati da un sottile paleosuolo contenente legni carbonizzati, mentre sono sormontati dai depositi di Paleoastroni 2 che a loro volta poggiano su un sottile paleosuolo contenente abbondanti resti vegetali carbonizzati. L'età calibrata è di $4,745-4,834$ ka (SMITH *et alii*, 2011).

I depositi di **PaleoAstroni 2** sono costituiti da un'alternanza di livelli pomicei grossolani e livelli cineritici. I livelli grossolani, laminati per deboli contrasti granulo-



Fig. 41 - Deposito piroclastico da surge del litosoma di Cigliano (Pozzuoli).

metrici, contengono pomici angolari di colore grigio chiaro, ben vesicolate con vescicole generalmente allungate. Esse sono porfiriche per fenocristalli di feldspato e subordinati cristalli di biotite e pirosseno. I litici sono costituiti prevalentemente da frammenti di lave fresche e minori tufi e clasti idrotermalizzati. La distribuzione dei livelli da caduta grossolani mostra un asse di dispersione orientato verso NO. I livelli cineritici da fini a grossolani, sono di colore grigio e contengono piccoli lapilli accrezionari. Lamine cineritiche a struttura da pianoparallela a massiva sono invece disperse verso nord fino a Gricignano d'Aversa, verso sud-ovest fino a Baia e verso est sulla collina di Posillipo con spessori intorno al decimetro. La parte sommitale della sequenza è formata da un livello di cenere grossolana di colore viola arricchita in vetri densi neri.

Lo spessore massimo della sequenza è stato misurato sui versanti sud-orientali del vulcano di Cigliano (280 cm), e lo spessore minimo (< di 10 cm) è stato misurato nella Piana Campana oltre 20 km dall'area di emissione, probabilmente localizzata nell'area attualmente occupata dal cratere degli Astroni. I depositi dell'unità Paleoastroni 2 poggiano su quelli dell'unità di Paleoastroni 1 e sono sormontati dalle piroclastiti di Agnano Monte Spina dalle quali sono separati o da una superficie di erosione o da un sottile paleosuolo ricco in resti vegetali carbonizzati. L'età ottenuta, con il metodo AMS ^{14}C , sui frammenti di carbone prelevati dal paleosuolo sottostante è di $4,18 \pm 50$ ka (DI VITO *et alii*, 1999). L'età calibrata è di 4,712-4,757 ka (SMITH *et alii*, 2011).

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.3. - *litosoma di Cigliano (IGL)*

Unità litosomatica del vulcano di Cigliano *Auctt.* (RITTMAN, 1950). Sequenza di depositi composti prevalentemente da livelli di cenere da fine a grossa con intercalati livelli pomicei grossolani spesso ad andamento lensoide. I livelli cineritici contengono lapilli accrezionari. Le pomici sono angolose, di colore grigio-chiaro e ben vesicolate. Esse sono porfiriche per fenocristalli di feldspato e cristalli di biotite e pirosseno. I litici sono costituiti da frammenti di lave fresche. I depositi contengono a varie altezze clasti balistici juvenili composti da pomici, scorie e frammenti ossidianacei molti porfirici con grossi cristalli di feldspato (> 2 cm). I livelli cineritici hanno strutture da ondulate ad incrociate nelle sezioni intorno al vulcano e fino alle pendici dell'alto di Contrada Romano (Fig. 41), mentre sono da piano-parallele a massive in aree più distali. Lo spessore massimo (di circa 10 metri) dei depositi è stato misurato in prossimità del cono di Fondi di Cigliano, mentre il deposito da caduta è distribuito verso NNE, con spessori minimi misurati a Marano (11 cm).

I depositi attribuiti al litosoma di Cigliano sono intercalati a quelli dell'unità di Monte Oliveto, ed in particolare poggiano sull'unità eruttiva di Agnano 3, dai

quali sono separati da un sottile paleosuolo, e sono sormontati dai depositi di Monte Sant'Angelo (4.4 ka), dai quali sono separati da un sottile paleosuolo. L'edificio vulcanico è formato da un cono di tufo ben conservato, visibile poco a nord dell'abitato di Pozzuoli.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.4. - piroclastiti di Agnano-Monte Spina (GNP)

Sequenza complessa di depositi piroclastici composti da una alternanza di livelli a differente granulometria. I livelli fini sono costituiti da ceneri da fini a grosse, di colore da grigio a giallastro nella parte bassa della sequenza, a rosa-rossa e giallo nella parte medio alta. Questi livelli generalmente contengono lapilli accrezionali e talvolta sono coesivi. I livelli grossolani, contengono frammenti juvenili composti da lapilli di pomice angolari, scorie e vetri densi neri. I clasti juvenili sono molto porfirici per fenocristalli di feldspato, pirosseno e biotite. I frammenti litici sono composti da lave fresche e idrotermalizzate e da tufi. I depositi in funzione della distanza dal centro di emissione hanno strutture variabili da laminazione incrociata con ampie lunghezza d'onda (Fig. 42), a piano-parallele e massive.

La sequenza contiene, nelle zone prossimali, livelli di breccie grossolane, contenenti blocchi litici lavici spesso alterati che raggiungono diametro metrico, minori frammenti pomicei e scarsa matrice di cenere grossolana. Questi livelli di breccie si sovrappongono a strati massivi di scorie con vario grado di saldatura. I livelli pomicei grossolani, presenti a varie altezze nella sequenza, mostrano variazioni tessiture con gradazione sia diretta che inversa e laminazioni per contrasti granulometrici e sono caratterizzati da differente distribuzione areale. Il contenuto litico aumenta nella parte alta della sequenza raggiungendo una percentuale del 40-50%.

L'intera sequenza è stata messa in posto da una alternanza di depositi da correnti piroclastiche e da caduta generati durante ripetute fasi freatomagmatiche e magmatiche (DE VITA *et alii*, 1999; DELLINO *et alii*, 2001; DELLINO *et alii*, 2004). I flussi piroclastici a più alta concentrazione sono confinati nelle valli incise sui versanti che bordano la Piana di Agnano, dove i depositi mostrano facies saldate. I flussi piroclastici più diluiti scavalcano i bordi della caldera e si disperdono nella piana circostante fino ad una distanza di 15 km. In seguito all'eruzione di Agnano - Monte Spina si è verificato un collasso vulcano-tettonico con la formazione dell'attuale piana di Agnano. Lungo i versanti della piana di Agnano e nell'area centro-orientale della caldera la sequenza di Agnano - Monte Spina raggiunge spessori di diverse decine di metri, mentre si riduce a 1-2 metri nell'area esterna alla caldera fino alla Piana Campana. Due livelli pomicei grossolani da caduta, generati durante fasi pliniane dell'eruzione, sono dispersi verso E e NE



Fig. 42 - Deposito piroclastico da surge di Agnano-Monte Spina in area prossimale (Agnano-Napoli).

con spessori decimetrici a circa 50 km dal centro di emissione. Livelli di ceneri fini associati all'eruzione di Agnano - Monte Spina sono stati ritrovati in diversi *record* stratigrafici marini e lacustri, dall'area appenninica centrale e meridionale, all'Adriatico, fino in Albania. I depositi dell'eruzione di Agnano - Monte Spina rappresentano un livello marker per la stratigrafia dell'area vulcanica napoletana, e sono i più rappresentativi, soprattutto in aree distali, nell'ambito del subsistema di Contrada Romano del foglio Napoli.

Per i depositi dell'eruzione di Agnano - Monte Spina un'età di $4,13 \pm 0.5$ ka è stata ottenuta da analisi geocronologiche con il metodo AMS ^{14}C (DE VITA *et alii*, 1999) e un'età calibrata di 4,482-4,625 ka (SMITH *et alii*, 2011). Le piroclastiti di Agnano - Monte Spina poggiano sull'unità eruttiva di Paleoastroni 2 e sono sormontate dai litosomi di Monte Olibano (**OLB**), Accademia (**DEI**), dall'unità di Pozzuoli (**ZZU**) o su un areale più ampio, dal litosoma de La Solfatara (**LFA**), dal

quale sono separate da un paleosuolo. L'edificio vulcanico non è più riconoscibile a causa del collasso vulcano-tettonico, anche se l'area sorgente di questa unità è individuata nella piana di Agnano, tenendo in considerazione le variazioni di facies dei depositi e la ricostruzione della distribuzione degli stessi. Lo spessore è di circa 40 metri.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.5. - unità di Pozzuoli (ZZU)

Sequenza di depositi sedimentari di origine marina, composti da livelli a granulometria variabile dalle sabbie grossolane alle sabbie fini. I depositi si presentano da massivi a laminati ed includono ciottoli lavici e clasti di pomice e scorie molto arrotondati. Nelle sezioni ad est di Pozzuoli, le uniche cartografabili, il deposito include grossi blocchi di tufo crollati dal fianco esterno del vulcano di La Pietra (Fig. 43). Nella matrice sabbiosa si rinvengono poriferi, spicole silicee non abrase e rari elementi carbonatici probabilmente derivanti da briozoi ed echi-



Fig. 43 - *Sedimenti marini grossolani di spiaggia dell'unità ZZU sovrapposti a quelli piroclastici di Agnano-Monte Spina (GNP) (via Napoli-Pozzuoli).*

noidi irregolari fortemente corrosi. La parte prevalente della matrice sabbiosa a grana maggiore di 1 mm è costituita da pomici, mentre i litici e, in subordine, il vetro e i microcristalli, costituiscono la frazione con $\emptyset < 1$ mm. Sia la facies che lo spessore dei sedimenti varia da poche decine di centimetri ad alcuni metri in relazione all'area di affioramento. L'età di **ZZU** è compresa tra 4,550 e 4,400 ka.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.6. - *piroclastiti di Santa Maria delle Grazie (SGZ)*

L'unità è costituita da una alternanza di livelli a differente granulometria depositi prevalentemente da correnti piroclastiche (Fig. 44). I livelli fini sono costituiti da ceneri da fini a grossolane, di colore da grigio a verde. I livelli grossolani, generalmente ad andamento lensoide contengono pomici, scorie e clasti litici. Le pomici sono di colore grigio scuro, angolose con vescicole ben sviluppate. Esse sono porfiriche per cristalli di biotite, e minori cristalli di feldspato e pirosseno, inoltre spesso non conservano i caratteri originali a causa di intensi fenomeni di alterazione. I litici sono costituiti da frammenti idrotermalizzati, tufi ed, in subordine, da lave fresche, e talvolta deformano gli strati di cenere sottostante per impatto. La composizione della frazione juvenile è latitica.

La parte alta della sequenza è costituita da un deposito grossolano di scorie da caduta. Queste sono ben vescicolate e contengono pochi fenocristalli di feldspato e pirosseno. I depositi di questa attività stromboliana hanno formato un cono di scorie localizzato tra il cratere della Solfatara e il duomo lavico dell'Accademia, mentre l'area sorgente dei depositi da *surge* è localizzato poco più ad est lungo il settore sudorientale dell'e-



Fig. 44 - *Deposito piroclastico da surge di Santa Maria delle Grazie (SGZ) (Agnano-Napoli).*

dificio vulcanico della Solfatara. L'intera sequenza ha dispersione areale limitata all'area limitrofa all'area sorgente, mentre un livello di pochi cm di cenere fine è stato riconosciuto in alcuni siti all'interno della caldera dei CF.

L'unità poggia sui prodotti piroclastici di Agnano Monte Spina ed è sormontata dai depositi piroclastici di Accademia (**DEI**) o del litosoma della Solfatara (**LFA**), dai quali è separata da un sottile paleosuolo contenente resti vegetali carbonizzati. L'età AMS ^{14}C , ottenuta su tali carboni, è di 3970 ± 60 ka (ISAIA *et alii*, 2009), mentre l'età calibrata è di 4,382-4,509 ka (SMITH *et alii*, 2011). Lungo la zona costiera tra l'abitato di Pozzuoli e Bagnoli, questi depositi poggiano su sedimenti marini di spiaggia dell'unità di Pozzuoli (**ZZU**). Lo spessore è di circa 6 m.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.7. - litosoma del Monte Olibano (lave e scorie di Monte Olibano Auctt. p.p.) (**OLB**)

I depositi appartenenti al litosoma del Monte Olibano (Lave e Scorie di Monte Olibano p. p. di DE LORENZO, 1904) sono costituite da lava di colore grigio scuro nerastro con pasta di fondo microcristallina e con poche vescicole (Fig. 45). Le lave sono molto fratturate e alterate, e porfiriche per abbondanti fenocristalli di feldspato (max 2 cm), subordinate biotiti e rari pirosseni. Il relitto dell'apparato vulcanico è visibile lungo la parete sud-orientale interna del cratere della Solfatara, mentre una colata lavica si è sviluppata per almeno 600 m in direzione SO rispetto al centro di emissione fino a località Gerolomini. I depositi di questa unità, con spessori di circa 30 m, poggiano sui prodotti piroclastici dell'unità di Agnano Mt. Spina (**GNP**) e giacciono al di sotto dei depositi dell'unità di Accademia (**DEI**) o Solfatara (**LFA**).

OLOCENE p.p. (parte media)



Fig. 45 - Lave del Monte Olibano, sormontate da depositi della Solfatara (**LFA**) (Solfatara-Pozzuoli).

2.10.8. - litosoma dell'Accademia (DEI)

Unità litosomatica del duomo lavico dell'Accademia è costituita da una sequenza di banchi massivi di scorie grossolane su cui poggia un duomo di lava. Le scorie grossolane hanno vario grado di vescicolarità e densità, colore dal nero al grigio, al rosso scuro e sono porfiriche per fenocristalli di feldspato e minore pirosseno e biotite (Fig. 46). I litici sono costituiti da clasti di tufo verde o rossastro e minori frammenti di lava grigia. Tra questi livelli grossolani con cattivo *sorting*, messi in posto per caduta, si rilevano alcuni sottili livelli di cenere grossolana massiva di colore grigio. La lava è molto compatta, grigia e porfirica per fenocristalli di feldspato (max 2 cm) e subordinati cristalli di pirosseno e rari cristalli di biotite (Fig. 47). Essa inoltre contiene sia alcuni aggregati cristallini che inclusioni di piccoli cristalli femici all'interno dei fenocristalli di feldspato.

Le lave dell'Accademia affiorano, con spessore metrico, nell'area tra la località Gerolomini (Pozzuoli) dove poggiano su una colata lavica del Monte Olibano, e tra Pozzuoli e La Pietra dove hanno spessore massimo di 70 m. I depositi di scorie sono distribuiti anche nell'area di Monte Olibano e Solfatara, dove poggiano sui depositi di Santa Maria delle Grazie ed hanno spessore massimo decimetrico. I depositi di questa unità sono comprese tra le unità di Santa Maria delle Grazie (SGZ) e Solfatara (LFA).

OLOCENE p.p. (parte media)



Fig. 46 - Banchi di scorie grossolane da caduta del litosoma dell'Accademia in via Napoli (Pozzuoli).



Fig. 47 - Lave del duomo lavico dell'Accademia in via Napoli (Pozzuoli).

2.10.9. - *litosoma de' La Solfatara (LFA)*

Unità litosomatica del Vulcano Solfatara. L'unità è costituita da una sequenza di depositi piroclastici composti da alternanze di livelli a differente granulometria. I livelli grossolani, generalmente ad andamento lensoide contengono pomici, scorie e abbondanti clasti litici ed hanno un cattivo *sorting*. Le pomici sono di colore grigio chiaro, angolari con vescicole ben sviluppate da tondeggianti ad allungate. Esse sono porfiriche per cristalli di biotite e scarsi cristalli di feldspato e pirosseno. I litici sono costituiti prevalentemente da frammenti lavici idrotermalizzati, tufi ed in subordine da lave fresche. Alcuni livelli grossolani sono ricchi in blocchi lavici freschi e alterati di origine balistica che nelle aree molto prossimali raggiungono dimensioni metriche. I livelli fini sono costituiti da cenere da fine a grossa, di colore da grigio a verde, e spesso contengono lapilli accrezionari. I depositi sono caratterizzati nell'area prossimale da strutture a laminazione incrociata e spessori fino a circa 10 m (Fig. 48), mentre a 2 km circa dal vulcano hanno spessori inferiori al metro e strutture da piano-parallela a massiva. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali quasi esclusivamente



Fig. 48 - *Deposito prossimale di surge piroclastici con lenti di materiale grossolano del Litosoma de' La Solfatara (LFA) (Solfatara- Pozzuoli).*

da correnti piroclastiche nella parte medio bassa, alternati a caduta di particelle nella parte alta. I depositi distali di questa unità, anche se non cartografabili, sono stati riconosciuti fino a circa 10 km dal centro eruttivo (Camaldoli). Essi sono di spessore decimetrico e costituiti da ceneri massive da fini a grossolane di colore da grigio a giallognolo con intercalati livelli di pomici millimetriche a volte disperse nel deposito. La sequenza dei depositi della Solfatara, sia all'interno che lungo i fianchi esterni del cratere, è soggetta a intensi fenomeni di alterazione idrotermale, che hanno fortemente modificato i caratteri originari della matrice e dello scheletro del depositi.

L'unità poggia sui prodotti lavici di Monte Olibano (**OLB**) e Accademia (**DEI**) ed è sormontata dai depositi piroclastici di Astroni dai quali è separata da un sottile paleosuolo contenente molti resti vegetali carbonizzati. L'età AMS ^{14}C , ottenuta su tali carboni, è di $3,815 \pm 55$ ka (ISAIA *et alii*, 2009), mentre l'età calibrata è di 4,181-4,386 ka (SMITH *et alii*, 2011). Il centro eruttivo è di tipo *maar* ed ha una forma irregolare (quadrangolare, 600×600 m circa) con i fianchi sviluppati a quote diverse, soprattutto a causa della dislocazione ad opera di strutture tettoniche attive a più riprese, principalmente ad andamento NO-SE e NE-SO.

L'unità litosomatica della Solfatara comprende anche depositi piroclastici formati da due eventi eruttivi più antichi avvenuti nell'area di Solfatara-Astroni. Questi depositi che non sono cartografabili singolarmente appartengono (dal basso verso l'alto stratigraficamente) alle unità eruttive di PaleoAstroni 3 e Olibano Tephra (ISAIA *et alii* 2009). In particolare i depositi sono esposti per spessori massimi inferiori a 2 m, ad eccezione di alcuni settori del cratere della Solfatara dove Olibano Tephra è esposto in maniera discontinua per spessori dell'ordine dei 6-7 m.

La sequenza di *Paleoastroni 3* è costituita principalmente da ceneri fini con struttura da massiva a piano-parallela. Nella parte bassa della sequenza sono intercalati livelli di cenere grossa o sottili livelli grossolani contenenti pomici grigie e clasti densi neri vetrosi. Le pomici raggiungono un diametro massimo centimetrico e contengono cristalli di feldspato, pirosseno e minore bio-



Fig. 49 - Deposito piroclastico proximale di Olibano Tefra (Solfatara-Pozzuoli).

tite. I livelli di cenere sono di colore da grigio a verdastro e contengono piccoli lapilli accrezionali. I depositi sono distribuiti nel settore centrale della caldera con spessore massimo inferiore a 2 m, a poche centinaia di metri a nord del cratere di Astroni, dove si localizza la possibile area sorgente.

La sequenza di *Olibano Tefra* comprende depositi di breccia litica molto grossolana con intercalati alcuni livelli di cenere fine massiva di colore giallo (Fig. 49). I livelli grossolani contengono principalmente blocchi lavici alterati di colore rossiccio-marrone, e subordinati clasti scoriacei arrotondati. I livelli di cenere sono debolmente coesivi con lapilli accrezionali e *mud lumps*. I depositi di breccia sono visibili esclusivamente lungo le pareti nord orientali del cratere della Solfatara, mentre i livelli di cenere, di spessore massimo decimetrico, sono stati rilevati per alcune centinaia di metri intorno all'area della Solfatara.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.10. - *litosoma di Averno* (AER)

Unità litosomatica del vulcano di Averno. Sequenza costituita da una alternanza di depositi piroclastici a differente granulometria, prevalentemente grossolani nella parte bassa (Fig. 50) e quasi esclusivamente cineritici nella parte medio alta della



Fig. 50 - Deposito di pomice da caduta del litosoma di Averno (loc. Baia-Bacoli).

successione. I depositi grossolani sono costituiti da strati di lapilli pomicei clasto-sostenuti contenenti anche frammenti di tufo e lave. Le pomici sono angolose di colore da grigio biancastro a grigio scuro-marrone, con vescicole sia tondeggianti che allungate e grado di densità variabile. Esse sono quasi afiriche con pochi cristalli di feldspato e rari pirosseni. La composizione delle pomici è trachitica. I litici sono costituiti da tufo giallo e verde e frammenti di lave alterate. Questa successione è rilevabile all'interno del cratere con spessori dell'ordine di 15-20 m che si riducono rapidamente verso nord ed è ampiamente distribuita verso SO. Nelle aree più prossimali a questi depositi si associano alcuni strati di breccie vulcaniche. I livelli cineritici, caratterizzati nell'area prossimale da strutture a laminazione incrociata, a cui si intercalano sottili livelli e lenti di lapilli pomicei, sono di colore da grigio, a giallo a rosa nella parte alta della successione, contengono lapilli accrezionari e talvolta sono coesivi e vescicolati. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano meccanismi deposizionali da caduta nella parte bassa della sequenza e quasi esclusivamente da correnti piroclastiche nella parte medio alta.

Un sottile livello da caduta di pomici di Averno si intercala ai depositi del litosoma de La Solfatara (**LFA**), indicando che i due vulcani hanno eruttato contemporaneamente. Un paleosuolo separa i depositi di Averno dai successivi depositi dell'unità di Astroni (**ATN**), mentre alla base l'unità poggia su depositi di età diversa in funzione dell'area di affioramento. Nell'area della piana di Toiano e de La Starza i depositi di Averno coprono con spessori non cartografabili depositi marini.

L'edificio vulcanico di Averno è un anello di tufo il cui fondo è ora occupato da un lago. L'edificio si è accresciuto durante le diverse fasi dell'eruzione che si sono succedute lungo un lineamento strutturale principale ad andamento NE-SO.

I depositi di Averno sono stati datati con il metodo ^{14}C a $3,75 \pm 50$ ka (ALESSIO et alii, 1971). La posizione stratigrafica al di sotto dei depositi di Astroni (età AMS ^{14}C $3,80 \pm 50$ ka, Di VITTO et alii, 1999) e l'età AMS ^{14}C dell'evento eruttivo contemporaneo della Solfatara di $3,815 \pm 55$ ka (ISAIA et alii, 2009) vincolano l'età dell'eruzione di Averno a circa 3.8 ka.

Nella maggior parte dell'area di affioramento e distribuzione dell'unità di Averno al di sotto di questa si rilevano pochi centimetri di tefra dei vulcani dell'area orientale della caldera e una sequenza di depositi piroclastici di spessore inferiore ai 2 m (Averno 1, età AMS ^{14}C $4,53 \pm 50$ ka; Di VITTO et alii, 1999). L'unità eruttiva di Averno 1 ha una distribuzione simile a quella dei depositi sopra descritti ed è costituita da livelli di cenere grigia da fine a grossa, con tessitura da piano-parallela a massiva. Alcuni livelli sono coesivi e vescicolari e contengono abbondanti lapilli accrezionari. L'unità litosomatica di Averno (**AER**) è rappresentativa in carta anche di questi depositi.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.11. - *litosoma di Astroni (ATN)*

Unità litosomatica del vulcano di Astroni. Sequenza complessa costituita da depositi piroclastici separati da sottili paleosuoli o superfici erosionali. I depositi sono costituiti prevalentemente da livelli di ceneri a differente granulometria e subordinati livelli grossolani. I livelli cineritici sono di colore grigio generalmente ricchi in lapilli accrezionali e spesso coesivi. I livelli grossolani, spesso ad andamento lensoide, contengono frammenti juvenili composti da lapilli di pomice, scorie e ossidiane e scarsi litici lavici e tufacei. Alcuni livelli grossolani sono ricchi di clasti scoriacei a vario grado di vescicolarità e frammenti di vetro denso nero (Fig. 51). Le pomici hanno vescicole ben sviluppate, sono di colore grigio con spigoli smussati e sono porfiriche per fenocristalli di feldspato, pirosseno e biotite ed hanno composizione chimica variabile da fonolite a trachite e latite. I depositi mostrano strutture ondulate o con stratificazione incrociata, visibili in un'area di circa 3 km intorno al vulcano, mentre in aree più distali hanno strutture piano-parallele o massive. Essi sono stati messi in posto prevalentemente mediante *surge* e subordinatamente per caduta. In particolare l'intera sequenza del vulcano di Astroni è stata messa in posto da almeno 7 eventi eruttivi (ISAIA *et alii*, 2004). Le differenti unità eruttive (denominate da 1 a 7 dalla base) sono caratterizzate da una prevalenza di livelli di cenere fine, mentre solo durante una eruzione (base unità eruttiva 6) si è formata una colonna subpliniana (12-14 km di altezza) che ha prodotto un deposito pomiceo grossolano da caduta distribuito ad E del vulcano (ISAIA *et alii*, 2004; COSTA *et alii*, 2009). Questo deposito mostra una debole laminazione per contrasti granulometrici e un contenuto litico inferiore al 10%.

Lo spessore dei depositi piroclastici varia da decine di metri nell'area prossima al cratere, a circa 1 metro all'interno della città di Napoli, a decine di centimetri nella Piana Campana e pochi cm sulle pendici del Somma-Vesuvio. Sottili livelli di tefra associati ad Astroni sono stati rilevati anche nel lago di Monticchio (Distretto del Vulture) e in alcune carote di sondaggi localizzati nel Mare Adriatico.

Il vulcano di Astroni, localizzato nella parte centrale della caldera dei Campi Flegrei, è uno degli edifici vulcanici meglio conservati nella caldera. Esso ha una forma ellittica con assi di circa 2 e 1,5 km e una massima elevazione di 253 m s.l.m.. Il vulcano si è accresciuto circa 3.800 anni fa nell'area nord-occidentale dell'attuale piana di Agnano. I depositi di questa eruzione poggiano su quelli del litosoma dé la Solfatara (**LFA**), dai quali sono separati da un sottile livello ricco di frammenti carbonizzati. L'età AMS ^{14}C , ottenuta su tali carboni, è di $3,82 \pm 50$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) mentre l'età calibrata è di 4,098-4,297 ka (SMITH *et alii*, 2011).

I depositi di questa unità sono ricoperti dai depositi del litosoma di Fossa Lupara (**FLP**) o dal suolo attuale, mentre nell'area orientale del foglio sono spesso sormontati dai depositi piroclastici dell'eruzione vesuviana di Avellino.

La formazione dell'anello di tufo di Astroni è avvenuta in seguito a 7 eruzioni di energia variabile, prevalentemente esplosive, di cui almeno due terminate con esplosioni di bassa energia e emissione di lave. La fase finale dell'attività del vulcano ha generato un piccolo cono di tufo (Colle Imperatrice) e alcuni coni di scorie (Rotondella e Pagliaroni, ATN_b) tuttora ben visibili nella zona centrale del fondo craterico. La sequenza degli eventi eruttivi include anche la formazione di un duomo lavico durante le fasi finali dell'eruzione che ha generato l'unità eruttiva 5. Il duomo lavico, noto come cupola lavica della Caprara (ATN_a), è stato parzialmente smantellato dalle esplosioni successive, e solo una parte di esso è attualmente visibile lungo la parete interna nord-orientale del cratere (Fig. 52). Queste lave sono compatte massive di colore grigio, con fessure da raffreddamento e prive di strutture fluitali. Esse sono porfiriche per fenocristalli di feldspato (>1 cm), pirosseno e biotite e contengono dispersi clasti scoriacei rossastri.

In base allo spessore dei depositi, alla variazione delle loro caratteristiche e alle dimensioni dei frammenti balistici ritrovati nella successione degli strati, sono stati localizzati i centri di emissione delle diverse eruzioni di Astroni. Questi nel tempo sono migrati da NO a SE all'interno dell'area dell'attuale cratere, probabilmente lungo una frattura eruttiva con andamento simile, su cui si è anche localizzato l'immediatamente successivo vulcano di Fossa Lupara.

OLOCENE p.p. (parte media)



Fig. 51 - Deposito piroclastico da surge e scorie violacee da caduta del litosoma di Astroni (loc. Sartania-Napoli).



Fig. 52 - Resti del duomo lavico della Caprara (ATN_a) (Loc. Astromni-Pozzuoli.).

2.10.12. - *Litosoma di Fossa Lupara* Auctt. (FLP)

Unità litosomatica del vulcano di Fossa Lupara Auctt. (DE LORENZO & SIMOTOMAI, 1914). Sequenza costituita da una alternanza di depositi piroclastici a differente granulometria. I depositi sono costituiti da livelli di cenere da fine a grossolana e livelli grossolani di lapilli pomicei. I livelli cineritici sono di colore da grigio a grigio scuro a violaceo e spesso contengono lapilli accrezionali. Essi mostrano strutture da massive a ondulate a debole stratificazione incrociata e sono prevalenti nella parte bassa della sequenza. I livelli grossolani contengono frammenti juvenili trachitici, composti da pomici, scorie e ossidiane, e litici costituiti da frammenti di tufo (di diametro fino a 20 cm), che talora deformano per impatto i livelli sottostanti e lave alterate. Le pomici sono da ben vescicolate, con vescicole tondeggianti, a microvescicolate, molto porfiriche per pirosseno, prevalente su feldspato, e scarsa biotite. Nella parte alta della sequenza i livelli grossolani sono composti quasi esclusivamente da clasti scoriacei a diverso grado di densità e sono intercalati a livelli di cenere grossolana. Le pomici hanno dimensioni da centimetriche nei livelli più bassi, fino a 25 cm nei livelli grossolani superiori.

Nell'area prossimale a NE del vulcano affiora un livello massivo di colore rosa, costituito da matrice cineritica fine con incluse scorie nere. Questo deposito, di spessore metrico, è debolmente saldato e messo in posto da un flusso piroclastico. La parte più alta della successione è costituita da un deposito pomiceo grossolano con scarsi frammenti litici, di colore giallastro, caratterizzato da cattivo *sorting*, debolmente laminato per l'intercalazione di sottilissimi livelli cineritici. L'intera sequenza è composta prevalentemente da livelli da caduta e subordinatamente da correnti piroclastiche ed è esposta nell'area craterica per uno spessore massimo di circa 25 m (Fig. 53).

Tutta l'unità è ben distribuita sui fianchi N e NO esterni dell'edificio vulcanico di Astroni e nell'area di Massa D'Angelo e Staz.ne di Pisani, dove tende a riempire canali incisi nei depositi sottostanti dell'unità di Astroni ed ha spessori superiori ai 2 m. Alcuni livelli pomicei da caduta affiorano in maniera discontinua su un'area più vasta tra Cigliano e Agnano con spessori decimetrici.

I depositi di questa eruzione poggiano su quelli dell'unità di Astroni, dai quali sono separati da un sottile livello ricco di frammenti carbonizzati. L'età AMS ^{14}C , ottenuta su tali carboni, è di $3,82 \pm 50$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) mentre l'età calibrata è di $3,978-4,192$ ka (SMITH *et alii*, 2011). I depositi di questa unità sono ricoperti dal suolo attuale.



Fig. 53 - Deposito piroclastico da surge e scorie da caduta di Fossa Lupara (via Campana-Pozzuoli).

Questo vulcano studiato da numerosi Autori fin dal secolo scorso (es. DE LORENZO & SIMOTOMAI, 1914), è formato da tre crateri pressoché concentrici, di diametro medio di 780 m, 460 m e 235 m. I depositi prossimali, così come i tre crateri, sono solo parzialmente visibili perché ricoperti da depositi antropici riferibili ad una discarica.

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.13. - tufo di Nisida (TNI)

Successione di livelli di tufo tipicamente gialli, massivi e con lapilli pomicei e litici lavici dispersi in abbondante matrice cineritica e cenere media (colore grigio, con evidente stratificazione) di spessore variabile da 1-2 m ad oltre 10 m. Entrambi i litotipi si ripetono più volte nella successione, caratterizzati da una transizione verticale netta o senza soluzioni di continuità. I livelli contengono abbondantissimi frammenti pomicei, scorie e vetri densi e hanno strutture da piano-parallele ad ondulate. I frammenti juvenili sono concentrati in livelli e lenti discontinue e sono porfirici per grossi cristalli di feldspato, biotite e pirosseno. All'interno della successione di Nisida si rinvencono clasti balistici che raggiungono un diametro massimo di 60 cm che deformano i livelli sottostanti. I frammenti litici sono scarsi frammenti di tufo giallo e verde. L'intera sequenza è composta prevalentemente da depositi da correnti legati ad un'eruzione freatomagmatica. La composizione chimica degli elementi juvenili varia da latite a fonolite. L'età di messa in posto è di $3,92 \pm 0.09$ ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (cfr. F. 465 "Isola di Procida") o di $3,98 \pm 0.53$ ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

OLOCENE p.p. (parte media)

2.10.14. - litosoma di Monte Nuovo (MVU)

Unità litosomatica del vulcano di Monte Nuovo. L'eruzione del Monte Nuovo è avvenuta nel 1538 d.C. I depositi di questo vulcano sono costituiti prevalentemente da depositi cineritici di colore grigio chiaro e nella parte più alta da livelli di scorie nerastre (Fig. 54). I livelli di cenere, da fine a grossolana, contengono grosse pomici e scorie disperse o distribuite in lenti. Le pomici sono poco porfiriche, con diverso grado di vescicolarità e densità e composizione è fonolitica. I frammenti litici sono composti prevalentemente da frammenti di tufo giallo e subordinatamente da lave grigie. I depositi della parte bassa della sequenza sono caratterizzati da strutture a stratificazione ondulata e incrociata ed hanno costruito in circa due giorni la parte prevalente del cono. Questi livelli sono stati messi in posto da correnti piroclastiche tipo *base surge*. La parte alta della sequenza è

formata da livelli di scorie grossolane, debolmente laminati per contrasto granulometrico, che ricoprono con spessori di 2-3 m il bordo craterico e di meno di un metro la base del cono. Tali scorie sono di colore nerastro e angolose, sono state deposte durante l'attività stromboliana finale dell'eruzione. Lo spessore massimo visibile è di circa 20 m. I depositi del Monte Nuovo poggiano sui depositi del litosoma di Averno a NO e del litosoma di Astroni a NE; hanno una limitata dispersione areale. I depositi più distali riconosciuti sono composti rispettivamente da livelli cineritici da *surge* e livelli di scorie da caduta, per uno spessore massimo dell'ordine del metro, che poggiano su strutture e manufatti di epoca romana e medioevale, nell'area dell'abitato di Pozzuoli e di Baia. In seguito all'eruzione del Monte Nuovo si è formato un cono di tufo alto circa 100 m, ben visibile ad ovest dell'abitato di Pozzuoli.

OLOCENE p.p. (parte recente)



Fig. 54 - Deposito piroclastico da surge e scorie da caduta del Monte Nuovo (Monte Nuovo-Pozzuoli).

3. - EDIFICIO SOMMA-VESUVIO

3.1. - SUBSISTEMA DI MOLARA (**VEF₈**)

Il subsistema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente alla base dei depositi dell'eruzione Pliniana di Pompei 79 d.C. e la superficie topografica. Nell'area dell'adiacente Foglio n. 448 "Ercolano" il subsistema contiene cinque formazioni vulcaniche (Lave e Piroclastiti del Vesuvio, **LPV**, Piroclastiti di San Giuseppe Vesuviano, **PMX**, Lave e Piroclastiti di Villa Inglese -San Pietro, **LVI**, Piroclastiti di Pollena, **PNA**, Piroclastiti di Pompei, **PPM**) e l'unità vulcano-sedimentaria di Pomigliano (**UGL**) che contiene i depositi superficiali dell'apron del Somma-Vesuvio. Nell'area del Foglio affiorano solo le piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (**PMX**). Esso include anche i depositi piroclastici del ciclo di Santa Maria (79 d.C. - 472 d.C.), non cartografabili.

OLOCENE p.p.(79 d.c.) - ATTUALE

3.1.1. - piroclastiti di San Giuseppe Vesuviano (piroclastiti del 1631 Auctt.) (**PMX**)

Banchi massivi di spessore metrico, a matrice cineritica grossolana ricca in cristalli di leucite e biotite, di colore grigio-rosato, contenente lapilli scoriacei fortemente porfirici a leucite, sanidino e biotite e abbondanti litici lavici, riferibile alla deposizione di colate piroclastiche. Nel settore orientale del vulcano è riconoscibile un banco di spessore pluridecimetrico di lapilli scoriacei, porfirici a leucite, di colore grigio chiaro alla base e grigio scuro al tetto, con abbondanti litici lavici, carbonatici, di *skarn* e di cumuliti (deposito piroclastico da caduta a dispersione regionale che costituisce un *marker* stratigrafico). Composizione da tefritica a tefri-fonolitica. Età 1631 d. C.

OLOCENE p.p. (parte recente)

4. - AREE PERIVULCANICHE

4.1. - SUBSISTEMA DELL'AGRO NOCERINO-SARNESE (**VEF₂**)

Il subsistema è compreso tra una superficie di erosione o di non deposizione che interessa il tetto del sottostante subsistema di Scanzano, definito nei Fogli "Sorrento" ed "Ercolano" e la superficie topografica. Al suo interno sono riconoscibili i depositi piroclastici distali, medio distali e vulcano-sedimentari presenti nelle parti esterne dell'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio ed i depositi fluviali di piana di esondazione, di fondovalle, di conca endoreica e di conoide ad alimentazione mista

sia carbonatica che vulcanoclastica (VEF_{2b}). Nel Foglio 446-447 “Napoli” sono stati inoltre distinti limi sabbiosi palustri con livelli torbosi della piana del Volla e del Sebeto, sabbie e limi di colmata e delle bonifiche di Licola, Patria, Regi Lagni. Si rinvengono a luoghi limi argillosi lagunari e lacustri (VEF_{2e3}); questi ultimi depositi si presentano marcatamente eteropici e con spessori variabili anche a causa della loro messa in posto, in parte legata a processi naturali ed in parte antropici. Come evidenziato da SERRAGLIO (2006), dopo le bonifiche preunitarie, condotte soprattutto in età borbonica e precedute da significativi interventi nei periodi aragonese e vicereale, nei primi anni del secolo scorso si abbandonò il poco efficace sistema della colmata idraulica per passare a quello più efficace del prosciugamento a mezzo del sollevamento meccanico delle acque esuberanti, quindi all’installazione di idrovore. Alla fine della Prima Guerra Mondiale, difatti, venne costituita l’Opera Nazionale Combattenti (O.N.C.), un ente assistenziale che si occupò di bonificare e risanare aree paludose e malsane. Tali aree, una volta urbanizzate e rese coltivabili, furono destinate agli ex combattenti anche ai fini di un loro reinserimento sociale.

OLOCENE - ATTUALE

5. - UNITÀ UBIQUITARIE

5.1. - DEPOSITI EOLICI (d)

Sabbie limose debolmente addensate e suoli d’interduna di cordoni dunari di sbarramento di lagune e laghi costieri. ORTOLANI & PAGLIUCA (2007) (Fig. 55) in base a dati geoarcheologici e paleoclimatici attribuiscono la formazione di tali depositi a periodi caldi relativi all’età Romana (100-300 d.C. circa) ed al Medioevo (1000-1300) che avrebbero determinato desertificazione lungo le aree costiere del Mediterraneo (fino a circa 41°-42°N), con relativo accumulo di notevoli volumi di sabbie eoliche che, invadendo le zone costiere, avrebbero ricoperto i suoli occupati dall’uomo in periodi climaticamente favorevoli al loro insediamento.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

5.2. - DEPOSITI LACUSTRI E PALUSTRI (e)

Tali depositi, spesso eteropici, sono costituiti da limi sabbiosi palustri con livelli torbosi, limi argillosi lagunari e lacustri con intercalati a luoghi livelli sabbiosi marini. Come evidenziato in Figura 56, alcuni specchi d’acqua lacustri, oggi inglobati nel tessuto urbano, risultavano allo stato naturale in alcuni casi sino ai primi decenni del XX secolo (Lago di Agnano).

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

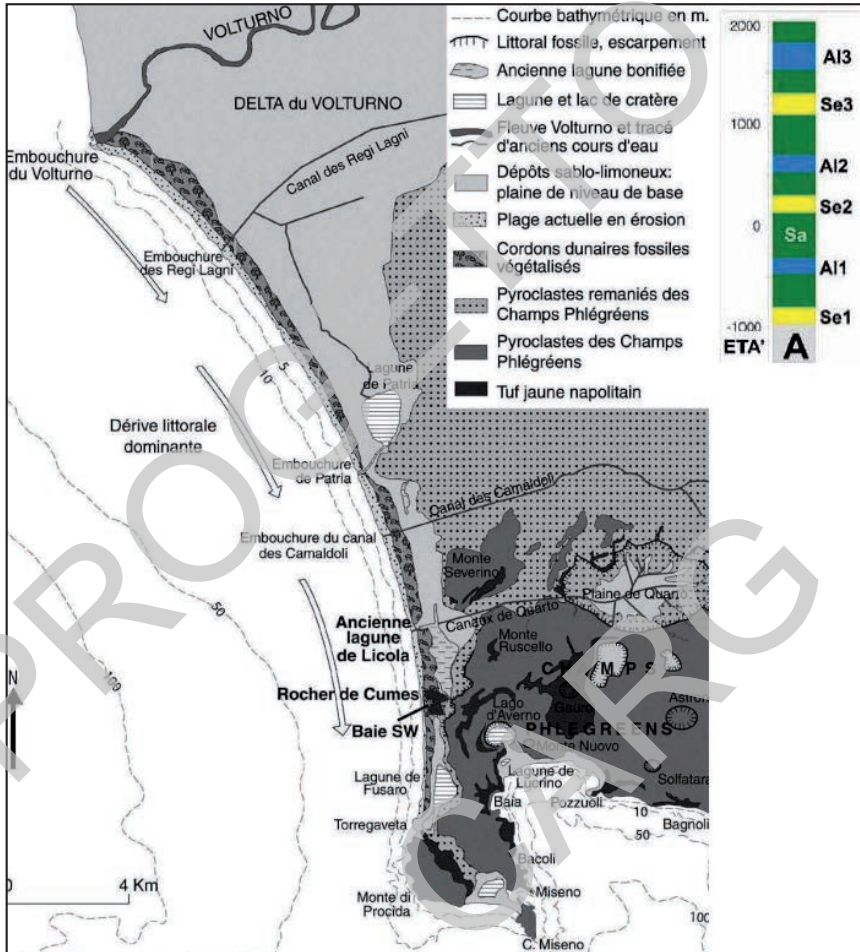


Fig. 55 - A sinistra estensione dei cordoni dunari del litorale Flegreo-Domito dell'Olocene recente in STEFANIUK et alii, (2004); a destra colonne stratigrafiche geoarcheologico-ambientali ricostruite nelle pianure alluvionali dell'Italia meridionale (A, a sud di 42°N). Se1, Se2, Se3: rispettivamente sabbie eoliche arcaiche, romane, medievali. A11, A12, A13: rispettivamente sedimenti alluvionali del Periodo freddo-umido arcaico, altomedievale e della Piccola Età Glaciale. Sa: superfici antropizzate caratterizzate da stabilità ambientale e da condizioni favorevoli alle attività umane, da ORTOLANI & PAGLUCA (2007).



Fig. 56 - Nel riquadro il lago di Agnano (ora bonificato) in una stampa del XVII sec. Estratto da Russo (1960).

5.3. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (**b**₂)

Sabbie e limi argillosi talora pedogenizzati derivanti dall'alterazione di piroclastiti e tufi, talora contenenti lapilli pomicei e scoriacei accumulati in posto o dopo un breve trasporto per ruscellamento. Ricoprono con spessori di poco superiori al metro i settori di piana e di conca endoreica flegrei (es. S. Vito, Toiano, Cappella), unitamente al fondo delle principali strutture vulcaniche (Gauro, Cigliano, Astroni). Affiorano estesamente nel settore Nordorientale del Foglio.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

5.4. - DEPOSITO DI VERSANTE (**a**)

Detrito eterometrico sciolto da minuto a grossolano in matrice prevalentemente limo-argillosa e sabbiosa o totalmente clasto-sostenuto; il deposito si presenta talora addensato e/o debolmente coesivo in ragione della percentuale della componente argillosa. A luoghi è presente una copertura di debole spessore pedogenizzata. Localmente contiene blocchi metrici di tufi e lave e si presenta clasto-sostenuto. Si rinviene in spessori di alcuni metri al piede dei versanti interni dei *Tuff Cones* e *Tuff Rings* di Solfatara, Astroni ed Averno.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

5.5. - DEPOSITI DI SPIAGGIA ATTUALE E RECENTE (**g**₂)

Sabbie da medio fini a grossolane di origine piroclastica essenzialmente pumicee e scoriacee con ciottoli litici e lavici, ghiaie sabbiose con ciottoli lavici e blocchi prevalentemente tufacei in prossimità delle falesie. Nei litorali flegreo e partenopeo tali sedimenti si presentano a luoghi intercalati a depositi di origine antropica.

I depositi costieri, nelle zone urbanizzate orientali del Foglio, da S. Giovanni a Teduccio sino a Mergellina sono limitati in affioramento ai piccoli arenili posti a tergo di imponenti opere di difesa costiera o totalmente obliterati da strutture portuali. Si rinvencono invece subaffioranti in ampi settori ormai totalmente urbanizzati del centro storico di Napoli e della zona di Chiaia, come dimostrato dalle cartografie storiche, da dati di sondaggio e dalle ingenti campagne di scavi geoarcheologici effettuate per la costruzione di linee di Metropolitane (Fig. 57).

Depositi più grossolani si rinvencono rimaneggiati nelle esigue spiagge ciottoloso-sabbiose presenti nelle insenature (*pocket beaches*) della dorsale di Posillipo, caratterizzata da una ripida e frastagliata falesia costiera intagliata nei



Fig. 57 - Antiche linee di riva ricostruite con l'ausilio di cartografie storiche e dati geoarcheologici. In alto la zona di Chiaia da ORTOLANI (2009); sotto il Centro Storico di Napoli da AMATO et alii (2009).

depositi litoidi del TGN, come pure nelle zone costiere di Baia, Bacoli e Monte di Procida. In tutte queste aree, come pure in quella Puteolana, intensi eventi di tipo bradisismico hanno modificato già in epoca classica l'assetto del litorale, inducendo interventi di natura antropica che lasciano testimonianze nei sedimenti di spiaggia (Fig. 58).

La Piana costiera di Bagnoli presenta un litorale sabbioso interrotto da estese opere di difesa costiera spesso addossate alla costa che terminano nella zona portuale ed industriale di Pozzuoli, completamente antropizzata. Oltre ai limitati arenili di Licola e Pozzuoli, estesi litorali sabbiosi, antistanti alle piane alluvionali dei maggiori corsi d'acqua dell'area (Volturno, Regi Lagni), si sviluppano in tutto il settore occidentale del Foglio, da Torregaveta al litorale Domitio.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

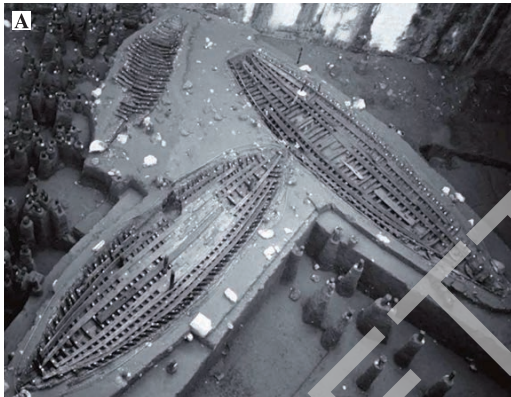
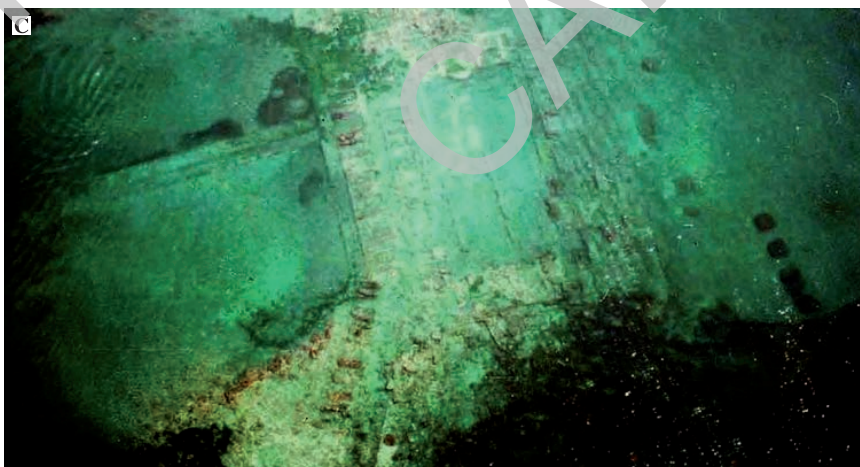


Fig. 58 - Testimonianze degli eventi bradisismici dell'area Partenopea e Flegrea:

A) relitti di imbarcazioni romane dello scavo in Piazza Municipio a Napoli da CASANOVA et alii (2009);

B) la "Casa degli Spiriti" a Marechiaro (Napoli), rudere di una villa romana (I sec. a.C. - I sec. d.C.?) il cui piano terra è stato parzialmente sommerso dal mare (-2.4 m); le frecce indicano i paleosolchi di battente incisi a circa +2 (a) e +4,9 m (b) a seguito di moti bradisismici in epoca storica;

C) strutture romane sommerse di Baia da DONADIO et alii (2008).



5.6. - DEPOSITI DI ORIGINE MISTA: *DEBRIS-FLOW* E/O TORRENTIZIO (i)

Depositi detritici da incoerenti a debolmente litificati, da massivi ricchi in matrice sabbiosa e limosa a strutturati, formati da sabbie e sabbie limose con clasti di tufi, tufi saldati ed epiclastici; localmente contengono lapilli pomicei e/o grossi blocchi lavici. Tali depositi si rinvencono in spessori considerevoli nei settori di raccordo versante-fondovalle delle conche endoreiche di Agnano, Soccavo, Pianura, Quarto ed Arco Felice. Formano apparati di conoide detritico-alluvionale posti allo sbocco delle profonde incisioni a carattere susseguente dei rilievi Partenopei e Flegrei. Si accrescono sia in seguito ad eventi alluvionali che a dissesti tipo colata detritico-fangosa o flussi iperconcentrati in occasione di eventi pluviometrici eccezionali.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

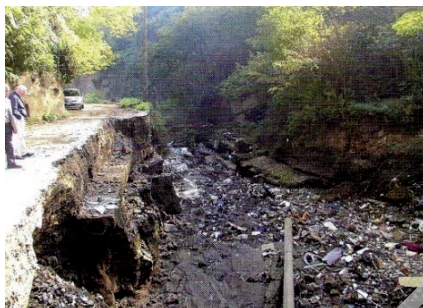
5.7. - DEPOSITI ALLUVIONALI (b)

Depositi sabbioso-ghiaiosi con radi blocchi eterogenei, a struttura laminare o stratoide, affioranti in alveo; blocchi e ciottoli prevalentemente tufacei immersi in matrice sabbiosa di origine piroclastica legati a depositi di tipo torrentizio. In affioramento gli spessori maggiori (alcuni metri) di sedimenti alluvionali si rinvencono all'interno delle profonde incisioni dei versanti collinari di Napoli (Cupa S. Croce, il vallone San Rocco, il Cavone di Miano, Verdolino) e negli impluvi che si sviluppano dagli apparati vulcanici flegrei. Tali terreni risultano sovente frammisti a depositi legati a movimenti in massa o flussi iperconcentrati che si verificano in occasione di eventi pluviometrici eccezionali, quando il regime dei corsi d'acqua diventa repentinamente di tipo torrentizio (Fig. 59).

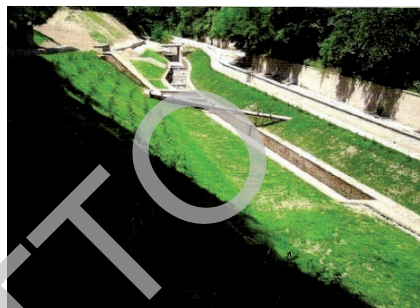
All'interno dell'area metropolitana di Napoli si rinvencono subaffioranti depositi alluvionali nelle zone di Chiaia e del centro cittadino: la messa in posto di tali terreni è dovuta alla presenza di incisioni ormai inglobate nel reticolo urbano (S. Maria Apparente, Gerolomini, Arenella, Arena Sanità). Anche nella zona orientale della città e nel resto del Foglio le principali aste fluviali sono state sin dall'età classica condizionate dall'azione antropica: alcuni corsi d'acqua risultano cementificati e talora utilizzati come collettori fognari (Regi Lagni, Alveo dei Camaldoli e di Quarto) o rilevabili solo da ricostruzioni geoarcheologiche o cartografiche e da dati di sondaggi (F. Sebeto, Fosso Volla) (Fig. 60).

Localmente nel sottosuolo napoletano sono state rinvenute evidenze di depositi alluvionali olocenici legati probabilmente a diverse condizioni morfoclimatiche, ma anche a movimenti di tipo vulcano-tettonico. Tali depositi sono ancora in fase di studio (Fig. 61).

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE



Vallone S. Rocco - Prima degli interventi



Vallone S. Rocco - Dopo gli interventi

Fig. 59 - Incisione del talweg del Vallone S. Rocco in seguito ad un evento alluvionale estremo ed a lato gli interventi di sistemazione idraulica resi necessari da LOMBARDI et alii (2010).

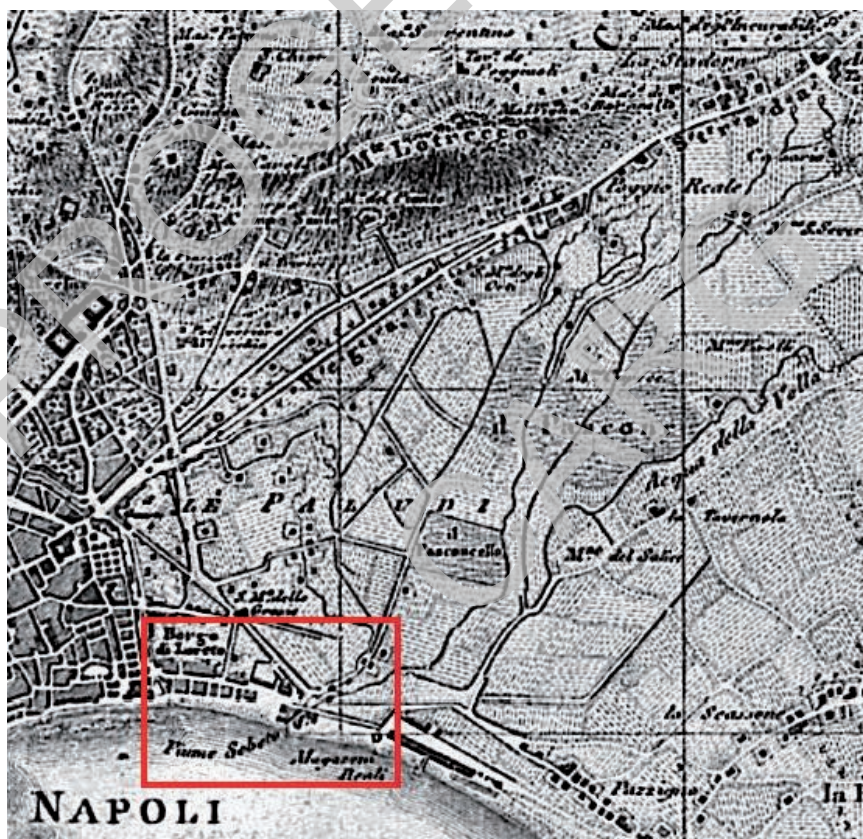


Fig. 60 - Carta RIZZI-ZANNONI & GUERRA (1790) (particolare). Nel riquadro la foce del fiume Sebetto nei pressi dell'attuale Calata della Marinella nella zona portuale di Napoli.

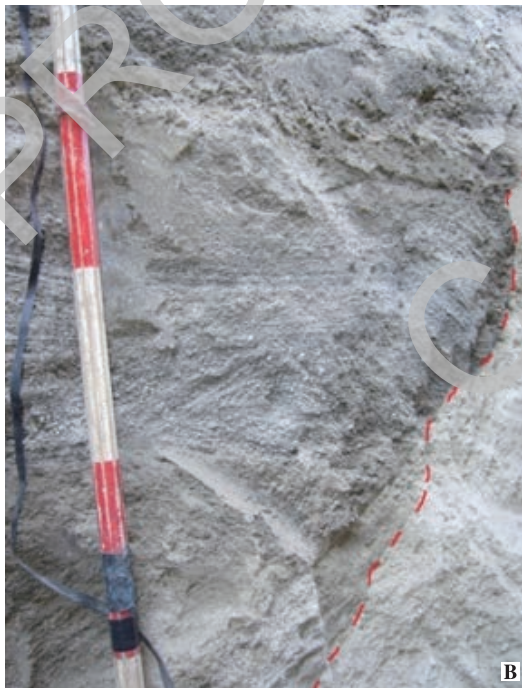


Fig. 61

- A) paleoalveo che ha inciso i depositi dell'eruzione di Agnano-Pomice Principali (GPP) in loc. Capodimonte (Napoli). Si noti il paleosuolo che si è sviluppato sulla paleomorfologia.
- B) depositi alluvionali con laminazione piano parallela ed incrociata a contatto con le piroclastiti in deposizione primaria del subsistema di Contrada Romano (VEF₁₂).

5.8. - DEPOSITI DI FRANA (**a**₁)

Accumuli gravitativi di materiale eterogeneo (tufi, piroclastiti) ed eterometrico clasto-sostenuto e/o in abbondante matrice argilloso-sabbiosa. I dissesti più frequenti riscontrati nel Foglio sono frane da rapide ad estremamente rapide ascrivibili a movimenti complessi di tipo scorrimento (traslativo o rotazionale) - colata detritica (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996) ed a fenomeni di crollo in roccia o in terra o espansione laterale di pendio. Le colate hanno interessato ripetutamente in occasione di eventi pluviometrici eccezionali i versanti più acclivi dell'area napoletana e flegrea, ma coinvolgono esigui spessori di coperture piroclastiche con cumuli di frana difficilmente cartografabili alla scala della Carta, come pure i cumuli di crolli che coinvolgono i costoni tufacei o le pareti di cave (Fig. 62). Anche nell'Inventario dei Fenomeni Franosi (IFFI) fornito dalla Regione Campania sono stati inseriti solo fenomeni puntuali. Sono stati cartografati quindi unicamente i depositi dei dissesti che hanno interessato i contrafforti meridionali dei Camaldoli a ridosso della piana di Soccavo.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

5.9. - DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

Tali depositi rivestono una inusuale importanza nel Foglio n°446-447 vista la presenza di estesi agglomerati urbani e l'intensa frequentazione delle aree napoletana e flegrea sin dall'epoca classica. Si distinguono materiali di accumulo prodotti da attività estrattiva (in prevalenza taglime e pezzame tufaceo) localizzati nei piazzali e sui versanti di cave a cielo aperto ed allo sbocco di cave sotteranee, miste ad inerti (calcestruzzo, laterizi); localmente alcune cave in fosso realizzate nei depositi del TGN ed alcuni piazzali di cava sono stati utilizzati come discarica di rifiuti solidi urbani. La coltre di riporto antropica superficiale legata alla messa a dimora e manutenzione di sottoservizi interessa anche in area urbana di norma il primo metro di sottosuolo e pertanto non è stata cartografata. Presentano localmente spessori plurimetrici i depositi eterogenei ed eterometrici talora con resti di manufatti legati alle vicende belliche e post belliche nell'area urbana di Napoli ed i residui dell'intensa industrializzazione pesante delle zone industriali occidentali ed orientali di Napoli, consistenti in loppe d'altoforno e scorie di acciaieria frammentate a piroclastiti e pezzame vario di origine antropica. Sono state individuate anche con l'ausilio di cartografie storiche le zone di colmata a mare che hanno profondamente modificato il sottosuolo partenopeo, in particolare nella fascia litoranea, a partire dall'età classica, in epoca borbonica e con una importante intensificazione operata a partire dalla fine del XIX secolo dalla "Società Per il Risanamento di Napoli" (Figg. 63 e 64). Si tratta di materiali antropici eterogenei in matrice sabbiosa prevalentemente di origine piroclastica.

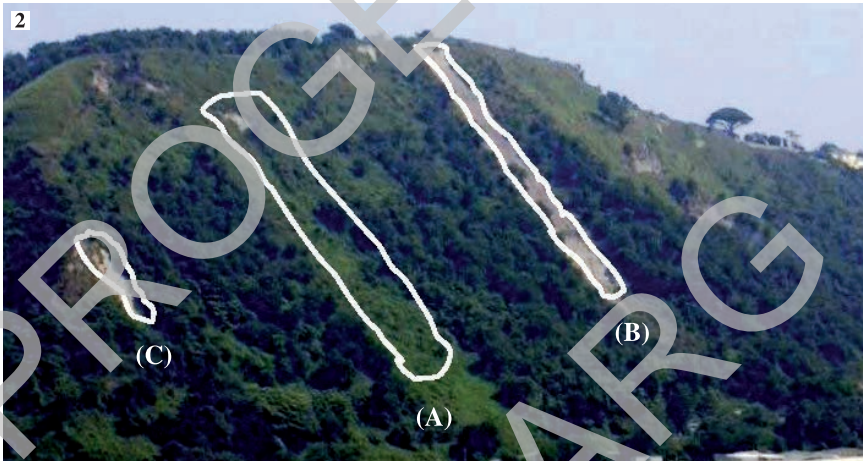


Fig. 62

- 1) scorrimento traslativo evoluto in colata detritico-fangosa che ha interessato il versante occidentale del M. Spina (Napoli) nel marzo del 2005 e parziali riattivazioni di frane pregresse;
- 2) estratto da CALCATERRA et alii (2005), immagine dello stesso versante con dissesti del 1986 (A), 2002 (B) e 2003 (C).
- 3) crollo di una porzione di volta di cava nel membro litoide del TGN_a del Vallone S. Rocco-Napoli (in rosso il dislocamento del piano di calpestio sommitale).



Fig. 63 - Ubicazione (in riquadro) della Chiesa di S.M. di Portosalvo a Porta di Massa (Napoli) e della linea di riva nelle cartografie storiche della Carta CARAFA del 1775, della Carta SCHIAVONI del 1880 e della Carta DE FAZIO del 1945. Estratto da FERRARO (2003), modificato.

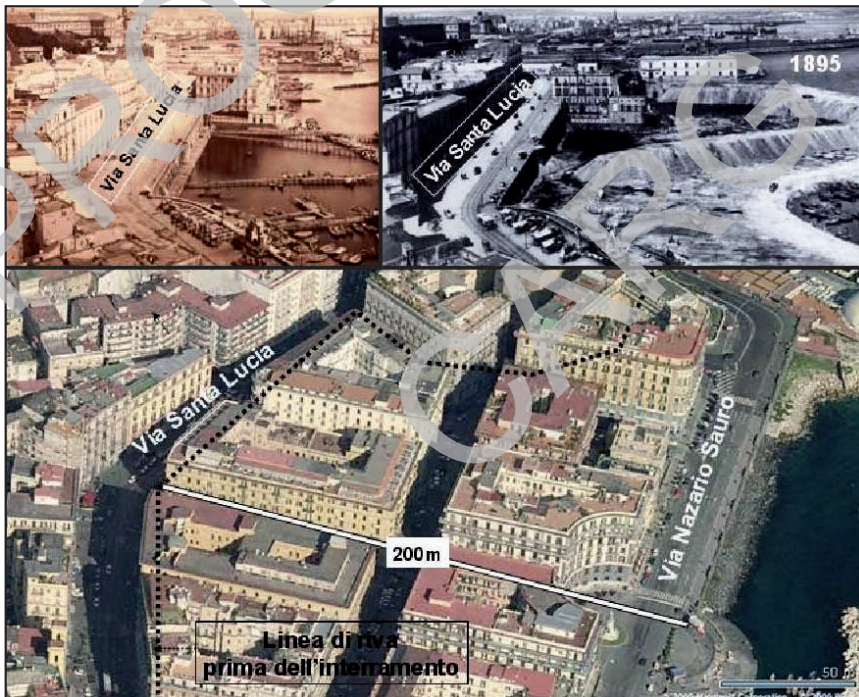


Fig. 64 - Colmata a mare realizzata nel 1895 nella zona di Santa Lucia (Napoli) dopo l'emanazione della legge per il Risanamento, da ORTOLANI (2009).

Nel settore sommerso sono stati cartografati depositi sabbiosi stratificati e cementati, a tessitura grossolana in matrice fine, più o meno compatti, di colore nerastro e di origine minerale (ossidi di ferro, polvere di carbone), derivanti da attività industriali del XX secolo. Tali depositi sono presenti nell'area di Bagnoli antistante gli ex stabilimenti siderurgici.

Si ritrovano inoltre lungo la fascia costiera blocchi sia locali sia alloctoni di natura lavica, meno frequentemente piroclastica, e/o carbonatica, oppure, a luoghi, blocchi artificiali in concreto (calcestruzzo e tetrapodi), di dimensioni metriche che costituiscono opere di difesa costiera emerse/sommerse a luoghi impostate su murature preesistenti.

OLOCENE p.p. (parte recente) - ATTUALE

5.10. - DISCARICHE (**h₁**)

Discariche controllate di rifiuti solidi urbani e rifiuti inerti edili (calcestruzzo, laterizi, malte, ceramiche, pezzame tufaceo). In mancanza di dati ufficiali sono state censite unicamente le discariche note da bibliografia o con evidenze di attività in atto o recente antropica di discarica controllata.

ATTUALE

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

I depositi presenti sul fondo del mare sono costituiti da unità litoidi prevalentemente formate da depositi vulcanici e da sedimenti dei fondi mobili che costituiscono la parte alta della Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria. Il rilevamento diretto della fascia sommersa a profondità inferiore ai 30 m ha permesso in alcuni casi di correlare le unità vulcaniche presenti sul fondo del mare con quelle dei settori emersi per continuità fisica o, qualora siano costituite da affioramenti isolati, sulla base dei campioni prelevati; in alcuni casi sono stati cartografati come substrati vulcanici indifferenziati (svi). Relativamente ai fondi mobili nella fascia costiera sommersa (fino a - 30 m) i rilievi subacquei eseguiti alla scala 1:10.000, qui sintetizzati alla scala del Foglio hanno permesso di evidenziare con maggiore precisione le caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche di questo settore di costa. Nell'ambiente litorale sono stati cartografati depositi di piede di falesia (g_{15}) e depositi di spiaggia sommersa (g_8) rispettivamente rappresentativi di coste alte e coste basse. L'area marina al di sotto dei -30 m si estende fino a parte della piattaforma continentale dove sono cartografati i depositi di piattaforma interna (g_{19}) e esterna (g_{21}).

1. - UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m)

Il rilevamento diretto della fascia sommersa fino alla profondità di -30 m ha permesso di riconoscere depositi vulcanici litoidi presenti sul fondo del mare; essi sono stati cartografati come unità vulcaniche indifferenziate (**svi**), e suddivise in due subunità in relazione alla litologia; (depositi lavici (**svi_l**) e depositi piroclastici stratificati (**svi_p**). I depositi **svi** sono stati individuati anche nell'interpretazione dei dati geofisici e corrispondono a corpi acustici ascrivibili a substrati litoidi. Gli affioramenti sommersi presenti lungo costa in continuità fisica con quelli affioranti lungo le falesie emerse sono stati attribuiti per analogia litologica con questi ultimi.

In particolare vengono riconosciute unità vulcaniche indifferenziate costituite da depositi lavici (**svi_l**), costituiti da lave compatte di colore grigio variegato tinto di giallo, di azzurro e di oca e di colore nerastro, questi depositi sono ascrivibili all'attività di diversi centri eruttivi precedente alla messa in posto del *Tufo Grigio Campano*, (**TGC**). Sono ascrivibili ai depositi lavici **svi_l** alcuni affioramenti presenti nel tratto antistante il promontorio di Monte Olibano (Accademia Aeronautica), non cartografabili però alla scala del Foglio, questi depositi sono costituiti da grandi blocchi levigati di lava nera (Fig. 65) alla cui base, fino a circa -4/-5



Fig. 65 - Blocchi di lava nera **svi_l**, squadrati e levigati, radicati alla costa a circa 5 m di profondità presenti nel tratto antistante il promontorio di M. Olibano (Accademia Aeronautica).

m, vi sono massi lavici giacenti su un fondo ghiaioso-ciottoloso. Ascrivibili a **svi**, sono inoltre gli affioramenti presenti, a sud di Mergellina e che costituiscono la parte emergente sul fondo del mare dell'alto morfostrutturale denominato Banco di Chiaia (MILIA *et alii*, 1998b). In particolare questo banco, a circa 2 km di distanza dalla costa, si estende per circa 100 m tra -46 e -65 m di profondità (Fig. 66). La struttura, caratterizzata da una morfologia dolce di forma sub-ellittica con asse maggiore orientato in direzione NE-SO, rappresenta un duomo lavico compatto che affiora dal fondale sabbioso pelitico. Nella parte mediana il banco è costituito da una sella la cui sommità spianata (-46 m) costituisce un esteso terrazzo d'abrasione marina; ai margini di questa, a circa -50/-55 m s'individuano altre due selle minori, subparallele e separate dalla sella maggiore da depressioni colmate da sabbia con radi ciottoli. Le superfici spianate di tali selle rappresentano lembi di terrazzi marini di estensione limitata e, non cartografabili alla scala del Foglio, in cui si ritrovano associati ciottoli e massi lavici neri subarrotondati (tipo *pillow lava*).

Al largo tra San Giovanni a Teduccio e Pietrarsa affiorano depositi piroclastici stratificati (**svi**) con elementi pomicei e lapidei, da millimetrici a centimetrici, più abbondanti alla base, di colore variabile dal grigio chiaro al giallo chiaro

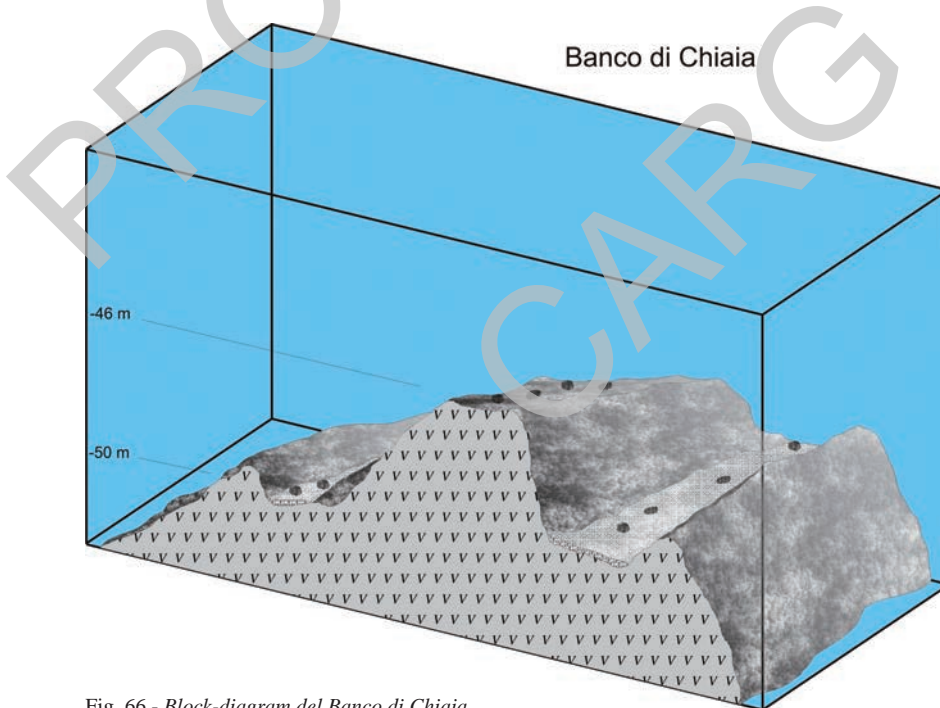


Fig. 66 - Block-diagram del Banco di Chiaia.

(Fig. 67), localmente con un livello basale compatto del tipo breccia vulcanica (cartografato come *svi₁*). I depositi piroclastici presentano immersione degli strati verso sud e inclinazione intorno a 15°. Le piroclastiti si estendono tra circa -10 e -20 m, formando una serie di cinque faraglioni o bastioni sommersi di forma squadrata, con la sommità spianata, che si elevano di 3-6 m dal fondo e sono separati da incisioni sub-rettilinee trasversali alla costa (NE-SO). Quattro di tali strutture sono allineate in direzione NO-SE su un fondo variabile tra -15 e -25 m, mentre l'ultima è posta a NE dei due bastioni meridionali, tra -10 e -14 m. Questo assetto morfostrutturale è connesso probabilmente alla presenza di una faglia con andamento NO-SE posta al piede della scarpata (MILIA & TORRENTE, 1999), che individua una paleofalesia - oggi sommersa - dissecata da incisioni trasversali prodotte in ambiente emerso da corsi d'acqua (DONADIO, 1998, 2006) a *pattern* subparallelo. L'età di questi sedimenti, per considerazioni stratigrafiche, è presumibilmente compresa fra circa 39000 e 15000 anni BP.

Si rinvencono depositi lavici che costituiscono i duomi al largo di Torregaveta e alcuni affioramenti lungo la falesia sommersa di Monte di Procida fino allo scoglio di San Martino. In prossimità dello scoglio i depositi lavici si presentano sotto forma di grossi blocchi semiaffioranti, radicati alla costa o isolati, emergenti dal fondo. Questi depositi sono stati attribuiti all'unità denominata *litosoma Isola di S. Martino (IMT)* che affiora estesamente lungo la falesia emersa in prossimità



Fig. 67 - Depositi piroclastici stratificati (*svi₁*) presenti al largo di Pietrarsa a circa -18 m, con marmitta di eversione riempita da sabbie ghiaiose e bioclastiche.

dello scoglio di S. Martino e a nord fino alla località di Torregaveta. I depositi sommersi di **IMT** sono in continuità con gli affioramenti presenti nella parte meridionale dello scoglio ricadente nel Foglio n.465 - Isola di Procida. L'età di queste lave è riferibile a $76,8 \pm 3,9$ ka (cfr. Cap. IV. 2.2.1.). Si rinvencono inoltre depositi tufacei litoidi di colore giallastro che affiorano nell'area napoletana (Fig. 68), nelle località La Pietra, Posillipo e Castel dell'Ovo che conformemente ai settori emersi sono attribuiti al *Tufo Giallo Napoletano* (**TGN**) (cfr. Cap. IV, 2.8.1.). Essi si presentano a struttura caotica con elementi pomicei e litici più o meno abbondanti, da millimetrici a centimetrici, di colore giallo; talora si rilevano caratteristiche differenti: A Castel dell'Ovo, alla base del **TGN**, affiora un deposito tufaceo grigio con tonalità gialle o azzurre, attribuito per analogie con gli affioramenti della falesia emersa all'unità sottostante più antica denominata *tufi di Castel dell'Ovo* (**OVO**). In questa località i depositi del **TGN** sono dislocati da una faglia con andamento NE-SO. Altri depositi tufacei attribuiti al **TGN** affiorano a luoghi lungo le falesie sommerse di Monte di Procida in prossimità di Torregaveta.

Depositi tufacei giallastri affiorano diffusamente all'interno del Golfo di Pozzuoli in continuità fisica con le unità presenti lungo le falesie del settore emerso. In particolare si ritrovano affioramenti di depositi tufacei lungo la falesia sommersa in prossimità di Bacoli attribuiti al *tufi di Bacoli* (**TCF**), a largo del Castello di



Fig. 68 - Affioramenti di **TGN** presenti nella Baia del Cenito modellati da una superficie d'abrasione marina con marmitte d'erosione a circa -3 m, disseccato da un'incisione.

Baia (Fig. 69) fino a Punta di Cannuto attribuiti al litosoma di Bellavista (**LVE**), a sud dell'abitato di Pozzuoli attribuiti al *litosoma del Gauro* (**GUO**) e limitati affioramenti ad est dell'accademia aeronautica attribuiti al *litosoma di Bagnoli* (**OAB**). Riguardo alle caratteristiche stratigrafiche si fa riferimento ai relativi paragrafi presenti nel Capitolo IV (Stratigrafia delle aree emerse).



Fig. 69 - Depositi di tufo giallo attribuiti al litosoma di Bellavista (**LVE**), presenti lungo la falesia del Castello di Baia, modellati al tetto da una superficie d'abrasione marina posta a circa -3 m, alla base il fondale è sabbioso con ciottoli.

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA - SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO ALTO (**HST**)

I sedimenti affioranti sul fondo marino in aree costiere e nei vari settori di piattaforma sono ascrivibili al *systems tract* di stazionamento alto del livello marino (**HST**) della Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (**SDTQ**). Questi depositi formano un corpo prismatico (cuneo), che si assottiglia rapidamente fino a raggiungere spessori minimi, intorno ai 120 m di profondità.

Attraverso l'esame delle facies acustiche, della topografia del fondale, della litologia, delle tessiture dei campioni e dei rilievi diretti subacquei è stato possibile suddividere le aree di piattaforma in elementi deposizionali/associazioni di litofa-

cies. La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico e corrisponde in buona approssimazione alla divisione in aree fisiografiche costiere, di piattaforma interna ed esterna. Tali associazioni sono inoltre influenzate dagli apporti sedimentari dall'entroterra e dal contesto idrodinamico.

Seguendo un profilo terra-mare si possono riconoscere fino alla profondità di circa 120 m una serie di ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti elementi deposizionali/associazioni di litofacies attuali, in equilibrio con l'intervallo batimetrico di riferimento e le condizioni idrodinamiche. Tale equilibrio può considerarsi raggiunto a meno di piccole oscillazioni e variazioni, che riguardano in particolare l'intervallo infralittorale, a partire dagli ultimi 5000 anni, periodo in cui si sono realizzate le condizioni di *optimum* climatico.

2.1. - AMBIENTE LITORALE

Nell'ambiente litorale vengono distinti due tipi di depositi che caratterizzano rispettivamente i settori di costa alta e di costa bassa. Quelli rappresentativi dei settori di costa alta sono i depositi di piede di falesia. Per i settori di costa bassa, i depositi di spiaggia sommersa sono rappresentati dai sedimenti che caratterizzano la deposizione ancora in corso di formazione delle spiagge attuali. Essi costituiscono il naturale proseguimento nei settori sommersi dei depositi di spiaggia presenti lungo la fascia costiera emersa.

2.1.1. - *Deposito di piede di falesia (g₁₅)*

Blocchi di dimensione variabile da decimetrica a decametrica, da arrotondati a subarrotondati e raramente a spigolo vivo, formati da lave di colore dal grigio tinto al nero e/o piroclastiti litoidi (tufi) da poco a molto alterate, di colore dal giallo al grigio. Ghiaie sabbiose talora con percentuale variabile di bioclasti. Tali depositi provengono dal naturale smantellamento della falesia costiera per l'azione del moto ondosso e per frane di crollo spesso non sono cartografabili alla scala del Foglio; affioramenti arealmente significativi si ritrovano ad ovest dell'abitato di Pozzuoli.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

2.1.2. - *Deposito di spiaggia sommersa (g₈)*

Depositati presenti lungo la fascia costiera dominata dai processi erosivi e deposizionali controllati prevalentemente dal moto ondosso. I depositi sono costituiti da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie da grossolane a medie, ben classate, di natura

piroclastica e subordinatamente lavica. Di frequente contengono abbondanti fenocristalli di quarzo e feldspato; a luoghi sono misti a pomici subarrotondate, di dimensioni da submillimetriche a millimetriche. Sono anche presenti bioclasti costituiti in prevalenza da molluschi (Fig. 70) e/o da frammenti di materiale fittile, in genere a spigolo smussato. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, con matrice pelitica scarsa o assente. La matrice pelitica aumenta nei settori riparati dal moto ondoso e verso il limite esterno della spiaggia sommersa. Lungo il Litorale Domitio i depositi sono costituiti in prevalenza da sabbie ben classate. Il profilo topografico della spiaggia sommersa esterna varia in funzione del regime morfodinamico del litorale e si alterna in sistemi del tipo: barra-truogolo e barra-bassofondo.

I depositi di spiaggia sommersa sono normalmente mobilizzati all'interno delle unità fisiografiche costiere in relazione alle variazioni del regime idrodinamico; in occasione di eventi meteomarinari di particolare intensità possono essere trasportati ed accumulati lungo costa, in settori riparati, oppure dispersi al largo. In tal caso, la dinamica dei fondi mobili durante le intense mareggiate causa temporanee variazioni nella morfologia del fondale.

OLOCENE p.p. - ATTUALE



Fig. 70 - Fondo sabbioso medio-grossolano a ripples con abbondanti bioclasti di molluschi presenti lungo la costa di Riva Fiorita (Baia del Cenito).

2.2. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA

2.2.1. - Deposito di piattaforma interna (**g₁₉**)

Area prevalentemente deposizionale ubicata tra la spiaggia sommersa ed il limite inferiore di influenza delle onde di tempesta, fino ad oltre 30 m di profondità. I depositi sono costituiti in prevalenza da sabbie da grossolane a fini, di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, con bioclasti composti principalmente da molluschi; sono talvolta presenti pomici subarrotondate di dimensioni submillimetriche, in scarsa matrice pelitica talora organogena, di colore marrone o nerastra; a luoghi i clasti sono costituiti da rari ciottoli centimetrici, di natura piroclastica e/o lavica, e frammenti di materiale fittile a spigolo smussato. Nei settori acclivi sottocosta possono essere presenti a luoghi nastri sabbiosi o ghiaiosi, allungati secondo le linee di maggiore pendenza dei fondali.

OLOCENE p.p. - ATTUALE

2.2.2. - Deposito piattaforma esterna (**g₂₁**)

Area compresa tra la fascia dei 40/50 m di profondità ed il ciglio della piattaforma. I depositi sono caratterizzati da peliti, con frazioni variabili di sabbie medio-fini; sono presenti vulcanoclasti e bioclasti e subordinatamente rizomi di fanerogame marine. Nei settori settentrionale e sud-orientale della piattaforma esterna sono riconoscibili lineazioni legate all'azione di correnti di fondo, con andamento sub-parallelo alle isobate.

OLOCENE p.p. - ATTUALE

3. - PRINCIPALI BIOCENOSI MARINE

3.1. - FANEROGAME MARINE

Nei fondali prospicienti la fascia costiera si rilevano limitate aree caratterizzate da praterie di fanerogame marine, rappresentate essenzialmente da *Posidonia oceanica* (L.) Delile, sia come estesa e continua prateria, localmente osservabile in alcune aree del litorale antistante la località di Bacoli, sia a macchia, talora molto rada, osservabile in alcune zone comprese tra la località Posillipo e la città di Napoli, non cartografate alla scala del Foglio. La loro diffusione è regolata dalla morfologia, dal tipo di substrato (fondo mobile o roccioso) e dalla profondità;

lo sviluppo si ha, mediamente, nella fascia batimetrica tra -2 e -20 m. Localmente sono presenti circoscritti lembi di *matte* morta o in regressione, in genere oltre i -10 m. La mappatura riportata nel Foglio si è basata principalmente sui dati presenti in letteratura (Carte delle fanerogame marine pubblicate dalla Regione Campania nel Piano di Tutela delle Acque) aggiornati al 2005. Inoltre, dai rilievi subacquei diretti è stato possibile evidenziare particolari situazioni di dettaglio. La mappatura delle fanerogame marine è stata sintetizzata riportando in un unico areale sia le zone a prateria sia quelle a macchia.

3.2. - CORPI LITOIDI ORGANOGENI

Tra la località di Torregaveta e lo Scoglio della Colombara, localmente, nei punti poco profondi, al passaggio tra i depositi tufacei della falesia sommersa e i depositi di spiaggia sommersa, si rinvencono agglomerati sabbiosi sotto forma di tumuli (>1 m) e mammelloni (Fig. 71) costituiti da colonie di *tubipore* (policheti biocostruttori).



Fig. 71 - Particolare del contatto tra colonie di *tubipore* su substrato tufaceo ed il fondale detritico, alla profondità -3.5 m.

4. - MANIFESTAZIONI VULCANICHE SECONDARIE

Nell'area rilevata sono state individuate manifestazioni sottomarine gassose, fredde e non, sia diffuse sia puntiformi, talora associate a manifestazioni idrotermali e legate ad attività vulcanica. Le aree di interesse sono localizzate nei settori meridionali e sud-orientali della fascia costiera sommersa.

In particolare, nella zona circostante il promontorio di Monte di Procida, lungo la falesia sommersa del Castello di Baia, sono diffuse le emissioni gassose discontinue che fuoriescono dal fondo detritico. Nei pressi della Torre di Pulcinella o Secca Fumosa (ad est di Baia), su un fondale di -11/-13 m, tra massi e blocchi artificiali (*pilae*) di epoca romana, si assiste a manifestazioni idrotermali, visibili in maniera sia continua che discontinua (Fig. 72). Tra Bagnoli e Coroglio in diversi punti si individuano emissioni gassose a carattere discontinuo a profondità di -5/-6 m. Al limite di questo settore, nella parte SE, verso Coroglio, sono presenti manifestazioni idrotermali (mineralizzazioni a zolfo) visibili sui terrazzetti di sabbia cementata (di origine antropica) alla profondità di circa -7 m (Fig. 73).



Fig. 72 - Fondali antistanti la zona di Lucrino denominata Torre di Pulcinella o Secca Fumosa, caratterizzata da manifestazioni idrotermali tra i ruderi di epoca romana. Profondità variabile tra -10 e -12.8 m.



Fig. 73 - Manifestazioni idrotermali (mineralizzazioni sulfuree) sui terrazzetti di sabbia cementata a -7 m.

VI - INDAGINI GEOGNOSTICHE ED ANALISI PALEONTOLOGICHE

1. - SONDAGGI GEOGNOSTICI

Nell'ambito del Progetto CARG Foglio 446-447 "Napoli", è stata effettuata una campagna di indagini geognostiche orientata ad ottenere informazioni utili per una completa campionatura del sottosuolo dell'area interessata (Fig. 74). In particolare sono stati eseguiti 11 sondaggi geognostici a carotaggio continuo, di profondità variabile tra 20 e 183 m dal p.c.

Le rocce attraversate sono principalmente di origine vulcanica con intercalati sedimenti di origine non vulcanica sia continentali che marini. Tutte le sequenze carotate sono state caratterizzate litologicamente e da esse sono stati selezionati e prelevati campioni utili per effettuare analisi geochimiche e paleontologiche.

I risultati delle differenti analisi effettuate si sono mostrati molto importanti per la caratterizzazione stratigrafica di aree con scarsità di affioramenti, per la correlazione dei corpi geologici rappresentati in carta e anche per la definizione della loro distribuzione sul territorio. Inoltre la variazione di facies di sedimenti non vulcanici e la loro caratterizzazione paleontologica hanno permesso, insieme ai dati di affioramento e alla reinterpretazione di sondaggi presenti nel *database* del sottosuolo, di stimare le variazioni relative tra il livello del mare e del suolo o testimoniare la presenza del mare in una determinata area in un certo periodo di tempo. Per la prima volta, ad esempio, è stato possibile testimoniare e delinea-

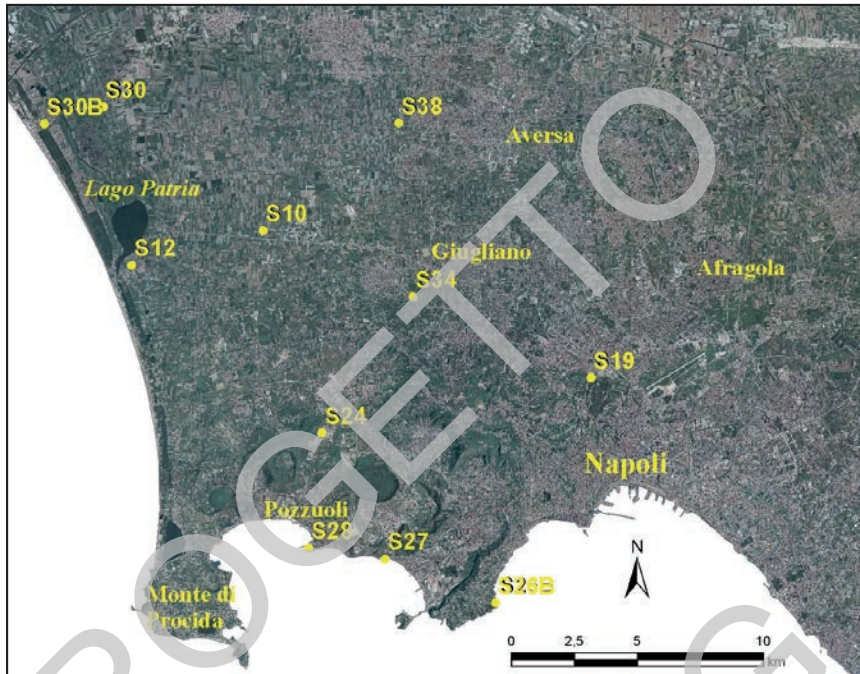


Fig. 74 - Mappa con l'ubicazione dei sondaggi effettuati.

are l'area di ingressione marina successiva all'eruzione di Agnano-Monte Spina e di interpretarla in funzione della dinamica di deformazione della caldera così come segnalare nell'area della città di Napoli, sia vicino all'attuale linea di costa (S26B) che lontano da essa (S19), fasi di sedimentazione marina succedutesi in tempi molto diversi, alternate a fasi di attività vulcanica.

Di seguito vengono riassunte le principali caratteristiche stratigrafiche dei terreni carotati, mentre le descrizioni stratigrafiche e litologiche di dettaglio dei sondaggi effettuati sono contenute nel *database* del sottosuolo del Foglio.

S38

Il sondaggio, ubicato nel comune di Trentola Ducenta ha raggiunto una profondità dal p. c. di 50 m. I primi 3,30 m sono caratterizzati da materiale rimaneggiato intercalato a paleosuoli e materiale da riporto; segue, fino a circa 5 m, un deposito piroclastico prevalentemente cineritico attribuibile all'unità del **TGN** appartenente al subsistema di Napoli (**VEF₁₀**). Nell'ambito di questo deposito è ben visibile un cambio litologico probabilmente legato a variazioni sedimentologiche tra membri defferenti della sequenza del **TGN**. Da 5 m e fino a 43,60 m sono stati attraversati depositi piroclastici a differente granulometria e struttura.

Si succedono dall'alto, livelli tipo breccia, depositi massivi a matrice cineritica grigia scura da flusso piroclastico, tufo grigio litoide con scorie nere tipo fiamme, depositi massivi da flusso di colore violaceo e livelli grossolani di lapilli e di pomici. Tutti questi livelli sono legati a variazioni di facies dell'unità del Tufo Grigio Campano.

Al di sotto, fino a fondo foro, dove è stato individuato un paleosuolo, il carotaggio intercetta un altro livello grossolano pomiceo e uno cineritico da flusso, tentativamente correlati con i depositi del sistema di Quarto.

S30

Il sondaggio profondo 30 m, ubicato nel comune di Villa Literno, ha attraversato per i primi 7,5 m depositi prevalentemente torbosi con intercalazioni di sottili livelli piroclastici talora rimaneggiati. Tra 5,9 e 7,0 m è presente un deposito piroclastico probabilmente ascrivibile al subsistema di Napoli (**VEF₁₀**) che poggia su livelli di torba contenenti un sottile tefra. A partire dagli 8,0 m fino a fine sondaggio sono stati riconosciuti i depositi del Tufo Grigio Campano che sono costituiti da un deposito di breccia fino a 10,80 m, parzialmente rimaneggiato nella parte alta, e da depositi di colore grigio scuro da flusso con alcuni tratti a consistenza tufacea.

S30B

Da p.c. fino a 20,10 m: alternanza di sabbie ricche in frammenti malacologici sia freschi che subfossili. A 16,80 m si registra un cambio di colore della sabbia.

S12

Il sondaggio, effettuato nell'area di Lago Patria, ha raggiunto una profondità dal p. c. di 60 m. I primi 0,60 m sono composti da un paleosuolo che sfuma nel suolo attuale. Segue, fino a fondo foro, una sequenza attribuibile al Tufo Grigio Campano (**TGC**), in cui si distinguono variazioni litologiche. La parte più alta per uno spessore metrico è formata da un livello di breccia vulcanica, mentre verso il basso si attraversano depositi da flusso piroclastico a matrice cineritica contenenti inclusi pomicei e scoriacei, che si differenziano ad una quota di 42,20 per un aumento di consistenza e un leggero cambio di colore nei livelli, rispettivamente da sciolto a mediamente addensato e da grigio scuro a violaceo.

S10

Il sondaggio, ubicato nel comune di Giugliano, profondo 50 m, ha perforato terreni piroclastici alternati a paleosuoli e depositi continentali rimaneggiati. In particolare tra 1,60 e 3,60 si riconosce un deposito piroclastico grigio chiaro riferibile al subsistema di Agnano - Soccavo (**VEF₁₁**) separato da sabbie di origine alluvionale (fino a 5,0 m) da depositi piroclastici ascrivibili al subsistema

di Napoli (**TGN**; **VEF₁₀**) con uno spessore di circa 10 m. Al di sotto, tra 15,40 e 15,80 m, si sviluppa un paleosuolo marrone che poggia su un livello piroclastico spesso circa 50 cm, che a sua volta copre un paleosuolo brunastro spesso 50 cm. La successione fino a fine sondaggio continua con i depositi del Tufo Grigio Campano, formati fino a 22 m da livelli di breccia, da 22 a 44 m da depositi cineritici da flusso, da 44 a 46,80 m da facies pipernoide e in basso da depositi massivi da flusso grigio-violacei.

S34

Il sondaggio, ubicato a Qualiano, profondo 57,5 m, ha perforato terreni piroclastici alternati a paleosuoli e depositi continentali rimaneggiati. A partire da 3,4 m e fino a 4,9 m si riconoscono depositi piroclastici alternati a materiali rimaneggiati di natura colluviale. I depositi piroclastici sono ascrivibili al subsistema di C. Romano (**VEF₁₂**) e poggiano su un paleosuolo spesso circa 1,30 m. Quest'ultimo si sviluppa su depositi piroclastici del subsistema di Agnano - Soccavo (**VEF₁₁**), presente fino ad una profondità di 9,4 m; seguono per circa 80 cm depositi sabbiosi alluvionali che separano i depositi del **VEF₁₁** da quelli del **VEF₁₀**, spessi circa 1 m. Al di sotto fino a fine sondaggio sono stati attraversati depositi di tufo, di colore variabile dal giallo al verdastro al grigio, con diverso grado di litificazione, ascrivibili al Tufo Grigio Campano (**TGC**).

S24

Il sondaggio, ubicato nella piana di San Vito, ha raggiunto 61 m di profondità dal p. c. ed ha attraversato dapprima depositi di copertura colluviale e successivamente depositi piroclastici con intercalazioni di depositi di origine non vulcanica. I depositi piroclastici, costituiti prevalentemente da livelli di cenere da fine a grossolana e in subordine da livelli grossolani di pomici e scorie, sono tutti ascrivibili al subintema di C. Romano (**VEF₁₂**). I depositi piroclastici appartengono alle unità di Fossa Lupara, Astroni, Agnano-Monte Spina, separate da sottili paleosuoli, superfici erosionali o da depositi rimaneggiati. I depositi di origine non vulcanica sono stati caratterizzati anche attraverso analisi micro paleontologiche. Essi comprendono depositi sabbiosi di origine alluvionale, sedimenti torbosi di origine palustre/lacustre e sedimenti sabbiosi di origine marina.

S28

Dal sondaggio, effettuato nei pressi del porto di Pozzuoli, sono stati carotati depositi litoidi di tufo da giallo a verde, fino ad una profondità di circa 180 m dal p.c. (Fig. 75). Le variazioni riconosciute (colore, fratturazione, dimensione dei componenti) sono legate a variazioni di facies dei depositi e non sono state riscontrate discontinuità stratigrafiche. I depositi appartenenti al subsistema di Napoli (**VEF₁₀**) sono attribuibili al litosoma del Gauro (**GUO**).



Fig. 75 - Tufo verde con scorie e litici.

S27

Il sondaggio della profondità di 120 m dal p.c., ubicato lungo la strada tra Bagnoli e Pozzuoli ha attraversato depositi appartenenti al subsistema di Soccavo VEF_{11} ed in particolare al litosoma dei Tufi di Bagnoli (BGL). I depositi sono costituiti da tufi litoidi da giallo a verde e nella parte più bassa (ultimi 6,7 m), attraverso un passaggio graduale, includono un livello pomiceo grossolano probabilmente legato ad una fase di apertura magmatica dell'eruzione del vulcano di La Pietra (litosoma dei Tufi di Bagnoli -BGL). Le variazioni litologiche messe in evidenza dal carotaggio sono da ascrivere a cambiamenti di facies o di grado di alterazione del materiale, nell'ambito della stessa sequenza eruttiva.

S26B

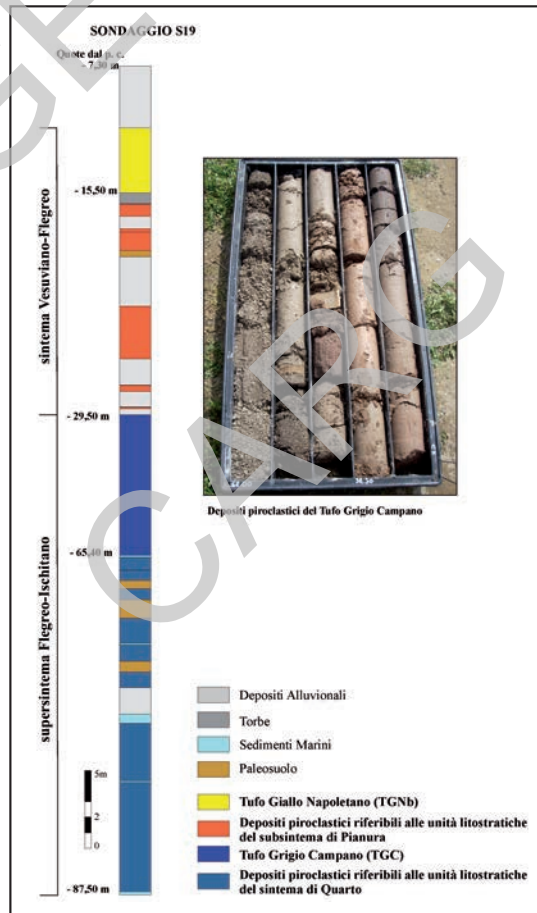
Il sondaggio ubicato nella città di Napoli ha raggiunto una profondità di 183 m. La sequenza attraversata è caratterizzata per i primi 101 m dal p.c. da depositi di tufo compatto, con variazioni di colore da giallo a verde a grigio nella parte più bassa attribuiti all'unità del TGN (subsistema di Napoli). Subito al di sotto per uno spessore di 7 m sono state prelevate delle sabbie medio grosse con alla base un ghiaietto con resti fossili di malacofaune. Le sabbie poggiano su depositi di tufo da ocre a giallastro con matrice cineritica grossolana appartenente al subsistema di Pianura (VEF_9), che si rinvengono sino a 124 m. Fino a 139 m la sequenza è composta da sabbia media giallastra marrone che nella parte bassa contiene resti di malacofaune. I successivi 4 m sono composti da depositi piroclastici che

passano fino a 149 m dal p.c. a sabbie medie con limo di colore marrone grigiastro di origine marina. Segue fino a circa 158 un deposito piroclastico campionato in bassa percentuale e parzialmente rimaneggiato, mentre negli ultimi 25 metri di sondaggio lo scarso materiale sabbioso recuperato è molto rimaneggiato e non ha restituito indicazioni sulla sua origine.

S19

Il sondaggio, in località Miano a Napoli, profondo 87,50 m, ha perforato terreni piroclastici alternati a paleosuoli, depositi continentali rimaneggiati e sedimenti di origine marina (Fig. 76). I primi 7,30 m sono formati da depositi antropici e sedimenti rimaneggiati che poggiano su un deposito alluvionale spesso circa 4 m. Seguono due sequenze di depositi piroclastici (fino a 15,50 m) separati da una superficie erosionale, appartenenti al subsistema di Napoli (unità del TGN). Al di sotto fino a 29,50 m dal p. c. si rilevano almeno 6 depositi piroclastici ascrivibili al subsistema di Pianura (VEF₀), alternati a livelli torbosi (da 15,50 a 16,20), depositi alluvionali e un paleosuolo (da 19,10 a 19,50). I depositi piroclastici hanno spessore variabile da pochi cm a più di 3 m. Segue fino ad una profondità di 65,40 la sequenza dei depositi piroclastici appartenenti al Tufo Grigio Campano che mostra diverse variazioni di facies nella sua stratigrafia interna con depositi di breccia da 29,50 a 33,00 m, depositi da flusso piroclastico con variazioni di colore da 33,00 a 36,30 m,

Fig. 76 - Schema stratigrafico del sondaggio S19.



depositi di breccia molto grossolana da 36,30 a 50,50 m, depositi da flusso piroclastico con variazioni di colore da 50,50 a 59,20 m, livelli pomicei grossolani da 59,20 a 60,40 m alternanze di livelli grossolani pomicei e livelli cineritici fino a 65,40 m. Segue fino a fondo foro una sequenza di depositi piroclastici alternati a paleosuoli che raggiungono anche spessori metrici, e sottili livelli di sedimenti non vulcanici sia di origine marina (vedi paragrafo successivo) che alluvionale con spessore da centimetrico a metrico. In particolare nella parte più profonda del sondaggio si rileva il deposito piroclastico di maggiore spessore (7,30 m) tra quelli della sequenza sottostante il **TGC**, ascrivibile al sistema di Quarto.

2. - ANALISI PALEONTOLOGICHE

Le analisi micropaleontologiche effettuate hanno avuto per oggetto campioni provenienti da sondaggi e affioramenti compresi nell'area del Foglio Napoli e sono state finalizzate alla ricostruzione paleoambientale delle successioni interessate. La valenza di tali analisi in un contesto dove le successioni sono dominate da apporti di materiali di origine vulcanica può essere elevata a condizione che venga tenuta in considerazione la particolarità dei terreni esaminati. È infatti relativamente infrequente il rinvenimento di associazioni a microfossili calcarei ricche e ben diversificate, mentre più spesso i campioni restituiscono resti fossili assai scarsi o si dimostrano del tutto sterili. Ciò può essere dovuto sia alla dispersione in depositi con tassi di sedimentazione altissimi, sia alla chimica delle acque in presenza di attività vulcanica che spesso rende difficile o impossibile la vita o la fossilizzazione. Stessa evenienza può essere il risultato di accumulo di materiale organico in ambiente continentale o, in generale di deposizione in acque con elevata, energia cinetica. Ciò nondimeno le indicazioni ottenute possono essere significative per le determinazioni paleoecologiche, ad esempio per la stima delle variazioni di quota attraverso la presenza di organismi marini di differenti batimetrie o di acque continentali, che possono contribuire a valutazioni attendibili dei movimenti di sollevamento o subsidenza. Un risultato di particolare importanza è stato la caratterizzazione, per la prima volta, di una fase di subsidenza e del successivo "*uplift*" dell'ordine di decine di metri dell'area centrale della caldera avvenuto tra l'eruzione di Agnano-Monte Spina (**GNP**) e quella di Santa Maria delle Grazie (**SGZ**).

I campioni sono stati disgregati, lavati e setacciati con le usuali tecniche di laboratorio e successivamente analizzati tramite microscopio binoculare.

Alcuni dei campioni analizzati sono stati prelevati da affioramenti, mentre la maggior parte dei campioni sono stati selezionati dai sondaggi CARG.

Affioramenti

Sedimenti sabbiosi sono stati prelevati in un affioramento della città di Napoli (campioni sterili) e nella città di Pozzuoli lungo la paleofalesia de “La Starza” e nei pressi del cimitero. Quest’ultimo affioramento ha restituito associazioni povere e in cattivo stato di conservazione, costituite da minuti frammenti carbonatici, alcuni probabilmente appartenenti a molluschi, e rarissime spicole silicee (poriferi) con tutta probabilità indicanti un ambiente di deposizione marino (non ulteriormente dettagliabile). Non possono essere esclusi fenomeni di trasporto.

Dall’affioramento de La Starza Proprietà Sersale sono stati studiati 3 campioni (LSPS 1, LSPS A, LSPS B). Il campione 1 (la cui frazione grossolana è risultata essere composta prevalentemente da pomici, e la frazione minore di 1 mm da frequenti frammenti vetrosi, litici e microcristalli) non contiene microfossili. I campioni A e B, simili al campione 1 per quanto riguarda la frazione inorganica, si sono invece dimostrati fossiliferi, anche se le microfaune sono povere e scarsamente diversificate. Entrambi contengono spicole di spugna silicee rare nel campione A e molto rare nel campione B, a suggerire la possibile deposizione in ambiente marino.

A suffragare tale ipotesi nel campione A sono presenti anche rarissimi elementi carbonatici di origine organica che, pur se fortemente corrosi, possono essere attribuiti a briozoi ed echinodermi. Il cattivo stato di preservazione non dovrebbe essere dovuto a trasporto, in quanto le spicole non si mostrano abrase, bensì al chimismo delle acque che in ambiente vulcanico possono essere acidificate e risultare corrosive per il CaCO_3 . Non è possibile eseguire una stima paleobatimetrica, anche se il contesto dell’area suggerisce un ambiente infralittorale superiore.

I sedimenti analizzati in entrambe gli affioramenti sono stratigraficamente al di sopra delle piroclastiti di Agnano-Monte Spina.

Sondaggi

Sondaggio S10

Sono stati esaminati tre campioni provenienti dal sondaggio S10 (21.00-21.10 m, 26.50-26.60 m, 39.00-39.10 m), la cui parte inorganica è composta da elementi litici (lave) a spigoli vivi, elementi silicei, e, subordinatamente, microcristalli e ossidi. Nel campione più alto è stato rinvenuto anche un ciottolo appiattito. Nei due campioni inferiori sono presenti frammenti carbonatici con tutta probabilità appartenenti a molluschi per i quali, dato il pessimo stato di conservazione non è possibile alcuna determinazione.

Sondaggio S24

Sono stati esaminati 6 campioni (52.00-52.10, 50.00-50.10, 46.00-46.10, 45.20-45.30, 40.00-40.10, 30.70-30.80). I campioni sono risultati sterili o hanno restituito associazioni molto povere e in cattivo stato di conservazione. Nel cam-

pione più basso (52.00-52.10) sono stati rinvenuti rari frammenti di molluschi e un probabile radiolo di echinide. Il campione successivo (50.00-50.10) è sostanzialmente sterile in quanto gli unici microfossili presenti risultano rarissimi (?) radiolari di piccole dimensioni ($\Phi < 125 \mu\text{m}$) in pessimo stato di conservazione, probabilmente rimaneggiati.

I due campioni mediani (46.00-46.10, 45.20-45.30) sono torbe ricche in materiale organico, con abbondanti frustuli carboniosi e minute ($\Phi < 180 \mu\text{m}$) spicole silicee monoassoni, appartenenti con tutta probabilità a specie di acque dolci (cfr. *Ephydatia* Lamouroux, 1816). La successione potrebbe dunque indicare una regressione da un paleoambiente infralittorale ad acque continentali di tipo "palustre" con accumulo di materiale organico e basso pH che ha impedito la preservazione di microfossili calcarei. I due campioni terminali, completamente sterili, potrebbero rappresentare un'ulteriore regressione e deposizione in ambiente continentale.

Sondaggio S26B

Sono stati analizzati 6 campioni (102, 107, 136.50, 138.50, 145.00, 165.00), dei quali il più basso e il più alto sono risultati sterili.

Campione 145.00: Associazione molto povera, i rarissimi individui di foraminiferi e ostracodi si presentano in buono stato di conservazione. foraminiferi bentonici: *Cibicidoides pachyderma* (RZEHAKE, 1886), *Elphidium crispum* (Linneo, 1758), *Neoconorbina terquemi* (RZEHAKE, 1888). Ostracodi: *Xestoleberis communis* MÜLLER, 1894. A questi sono associati frammenti di briozoi, radioli di echinodermi. Ambiente infralittorale (limite circalittorale?) marino.

Campione 138.50: briozoi, molto rari: radioli di echinodermi, spicole silicee, foraminiferi bentonici: *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758), ostracodi *Aurila* cfr. *A. convexa* (BAIRD, 1850) Ambiente infralittorale marino superiore.

Campione 136.50: Briozoi, spicole silicee e una valva del bivalve *Glycymeris* da Costa, 1778, foraminiferi bentonici *Quinqueloculina berthelotiana* D'ORBIGNY, 1839, *Rosalina floridana* (CUSHMAN, 1922) e ostracodi (*Xestoleberis communis* MÜLLER, 1894, *Urocythereis margaritifera* (MÜLLER, 1894), *Pontocythere turbida* MÜLLER, 1894). L'associazione, in buono stato di conservazione, è ritenuta autoctona e indica un paleoambiente marino, infralittorale superiore.

Campione 107: associazione estremamente povera. Ostracodi: 1 valva di *Semicytherura paradoxa* (MÜLLER, 1894); frammenti forse attribuibili a bivalvi; 1 serpulide, 1 foraminifero probabilmente planctonico in pessimo stato di conservazione. La presenza di *S. paradoxa* (MÜLLER, 1894) e il confronto con i clasti supporta la valutazione di un ambiente infralittorale marino.

Risultati: I paleoambienti riscontrati indicano, a partire dal campione 145, un ambiente marino compreso nel piano infralittorale, senza escludere la possibilità di transizione tra circalittorale e infralittorale (approssimativamente 20-40 m di

profondità). Risalendo nella sezione l'ambiente resta marino ma le associazioni sono più chiaramente ascrivibili all'infralittorale superiore con un moderato trend regressivo che potrebbe portare a interpretare il campione più alto (una sabbia composta in larga parte da pomici), completamente sterile, come risultato di una deposizione in ambiente subaereo.

Sondaggio S19

Sono stati studiati 8 campioni (87.40-87.50, 79.90-80.00, 75.50-75.60, 71.00-71.10, 65.40-65.50, 28.60-28.70, 27.50-27.60, 21.10-21.20). I cinque campioni inferiori precedono la deposizione del Tufo Grigio Campano (TGC), mentre i tre superiori sono compresi tra questa e il Tufo Giallo Napoletano (TGN). Solo il campione 27.50-27.60 è risultato sterile, mentre gli altri sette hanno restituito associazioni generalmente povere e in mediocre stato di conservazione.

- Campioni S19 87.40-87.50, 79.90-80.00 - Nei due campioni più bassi sono state rinvenute esclusivamente rare spicole (Porifera) silicee monoassoni e (nel campione 79.90-80.00) tetrassoni, di minute dimensioni ($\Phi < 180 \mu\text{m}$)
- Campione S19 75.50-75.60 - Oltre alle minute spicole analoghe a quelle dei campioni più bassi sono stati rinvenuti foraminiferi bentonici e planctonici. I foraminiferi bentonici sono a volte in discreto stato di conservazione ed è stato quindi possibile identificare le seguenti specie: *Cassidulina carinata* SILVESTRI, 1896, *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY, 1846), *Gyroidina umbonata* SILVESTRI, 1898, *Cibicidoides pachyderma* (RZEHA, 1886) e *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, 1826.

Tali forme caratterizzano associazioni di ambiente circolittorale/batiale, con guscio robusto e non possono essere esclusi fenomeni di trasporto. Parte dei foraminiferi bentonici e tutti quelli planctonici sono in cattivo stato di conservazione, con possibili fenomeni di mineralizzazione secondaria e conseguente difficoltà di determinazione. Non può essere esclusa una parziale silicizzazione dei gusci di foraminiferi, presumibilmente correlata alla presenza di acque interstiziali influenzate dall'attività vulcanica, con basso pH, sovrassature in silice, capaci di indurre dissoluzione e mineralizzazione secondaria nei microfossili calcarei. Le forme che evidenziano mineralizzazione secondaria mostrano un certo grado di omogeneità dimensionale, indicando un'origine legata al medesimo fenomeno di trasporto.

Tra i foraminiferi planctonici lo stato di conservazione ha permesso solo per poche forme una determinazione specifica, tra queste: *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, 1826, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY, 1877), *Globigerinoides trilobus* (REUSS, 1850), *Globorotalia scitula* (BRADY, 1882).

Per l'interpretazione paleoambientale non sono stati considerati i resti vegetali, le megaspore di *Isoetes* LINNAEUS, 1753 e i resti chitinosi di artropodi con tutta probabilità da ritenersi contaminanti (recenti) provenienti da acque utilizzate durante l'esecuzione del sondaggio.

- Campione S19 71.00-71.10 - Spicole silicee monoassoni e tetrassoni (frammentate, non abrase), rari radiolari, foraminiferi planctonici (Globigerinidae), di piccole dimensioni (generalmente $\Phi < 125 \mu\text{m}$), equidimensionali, con mineralizzazione secondaria.
- Campione S19 65.40-65.50 - Nella frazione $125 < \Phi < 63 \mu\text{m}$ abbondanti foraminiferi sia bentonici sia planctonici (globigerinidi), generalmente in pessimo stato di conservazione, con mineralizzazione secondaria. Nella frazione $180 < \Phi < 125 \mu\text{m}$ relativamente rari, in analogo stato di conservazione. È stato possibile determinare la presenza di *Cassidulina carinata* SILVESTRI, 1896, *Cibicoides pachyderma* (RZEHAČ, 1886) in buono stato di conservazione, probabilmente autoctone.
- Campioni post **TGC**: S19 28.60-28.70 e 21.10-21.20 (27.50-27.60 sterile) - nella frazione più sottile [$63 < \Phi < 125 \mu\text{m}$] rarissime minute spicole silicee monoassoni (non si può escludere si tratti di deposizione in acque continentali) Nel campione più alto sono presenti anche minuti frammenti di molluschi non significativi.

Risultati: le associazioni rinvenute nel sondaggio 19 mostrano una netta differenziazione tra i campioni pre e post Tufo Grigio Campano (**TGC**). La parte bassa della sezione appare con ogni evidenza depositata in un ambiente marino condizionato da parametri fisico chimici poco adatti alla vita e/o alla preservazione di microfossili calcarei. La presenza di rare forme probabilmente autoctone, congiuntamente ad apporti di microfossili alloctoni, evidenziati dalla selezione dimensionale oltre che dallo stato di conservazione, sembrerebbero indicare una deposizione nell'ambito del piano circalittorale - batiale superiore. Il settore più recente si è anch'esso formato in ambiente acquatico ma le faune rinvenute non consentono di determinare se si trattasse di acque continentali o marine.

PROGETTO
CARG

VII - COMPOSIZIONE CHIMICO-PETROGRAFICA DELLE UNITÀ VULCANICHE

I prodotti dell'attività vulcanica dei Campi Flegrei sono rappresentati da rocce (pomice, scorie, lave) con un contenuto variabile (3-30%) in fenocristalli. L'associazione di minerali presente nei campioni studiati è rappresentata da K-feldspato, clinopirosseno, plagioclasio, biotite, apatite, ossidi di ferro e olivina in diverse proporzioni; alcuni campioni contengono analcime in massa di fondo; la presenza di analcime secondario può modificare la composizione originaria della roccia totale. Dal punto di vista petrografico le vulcaniti dei Campi Flegrei sono state descritte accuratamente in studi precedenti (DI GIROLAMO *et alii*, 1984).

Come già evidenziato da studi precedenti (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ROSI & SBRANA, 1987; PAPPALARDO *et alii*, 1999; D'ANTONIO *et alii*, 1999; PIOCHI *et alii*, 2005; e bibliografia citata in questi lavori) i prodotti dei Campi Flegrei sono rappresentati da magmi differenziati, caratterizzati da una marcata alcalinità ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ fino al 14% in peso) con un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variabile tra 0.9-3.3 e un indice di peralcalinità generalmente inferiore a 1. Tali prodotti sono stati classificati sulla base della griglia classificativa TAS (alcali totali vs. silice) proposta da LE BAS *et alii*, (1986) in cui sono state diagrammate le analisi chimiche ricalcolate a 100 su base anidra (Fig. 77).

Le composizioni delle rocce totali cadono nel campo delle shoshoniti, latiti, trachiti e fonoliti. In particolare la maggior parte dei prodotti ha composizione K-trachitica e K-trachifonolitica, mentre i termini più primitivi come shoshoniti e latiti

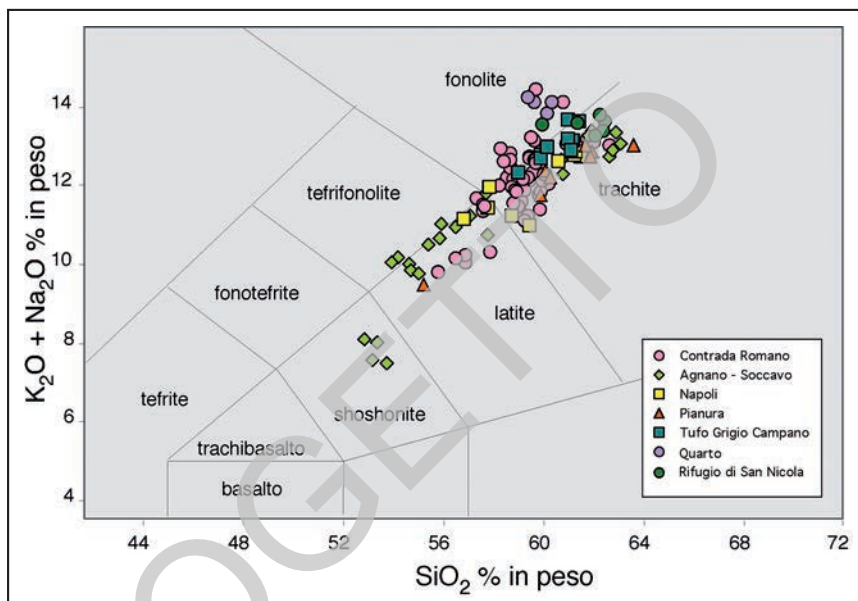


Fig. 77 - Diagramma classificativo dei prodotti vulcanici (TAS, alcali totali vs. silice, modificato da Le Bas et alii, 1986), affioranti nel Foglio.

sono rari (Fig. 77). Magmi a composizione meno evoluta (latitica) sono stati emessi soprattutto nel periodo più recente di attività (intorno a 10 ka e 4 ka) e sono il risultato di processi di mescolamento tra magmi trachitici e magmi a composizione più primitiva, probabilmente basaltica o shoshonitica (ISAIA *et alii*, 2009).

Sulla base della suddivisione in sintemi e subsintemi si possono osservare alcune peculiarità.

sintema Rifugio di San Nicola. Questi prodotti sono caratterizzati da composizione trachitica-fonolitica (Fig. 77) con un tenore in alcali abbastanza omogeneo (13.2-13.7 % in peso) ed un rapporto K_2O/Na_2O (1.6 - 0.9) che tende a diminuire (Fig. 78). Fanno parte di questo sintema i depositi di alcune eruzioni pliniane e ignimbriche, probabilmente correlabili con eruzioni di provenienza ischitana, caratterizzati da composizioni trachitiche con indice di peralcalinità che si avvicina a 1 (Fig. 79).

La correlazione stratigrafica con eruzioni provenienti da Ischia, attribuite al sintema del Rifugio di San Nicola, sembra essere confermata dalle caratteristiche geochimiche dei prodotti (Fig. 80).

sintema di Quarto. Fanno parte di questo sintema i depositi di alcune eruzioni pliniane e duomi lavici. I prodotti relativi all'attività sono caratterizzati da composizione K-fonolitica (Fig. 77) con un tenore in alcali omogeneo (13.8-14.2 %

in peso), un rapporto K_2O/Na_2O che oscilla nel tempo tra 0.9 e 1.4 (Fig 77), e indice di peralcalinità che si avvicina a 1 (Fig. 79). Le caratteristiche geochemiche dei prodotti pliniani pre-40 ka che fanno parte di questo sintema, pur differenziandosi da quelle dell'attività flegrea post-Tufo Grigio Campano (Fig. 80), confermano la provenienza da centri di emissione affini all'area flegrea delle eruzioni pliniane che fanno parte di questo sintema (piroclastiti di Torre di Franco, **RAC**).

Tufo Grigio Campano. I prodotti di questa formazione sono caratterizzati da composizione variabile da trachitica a trachifonolitica e un relativamente ampio range del rapporto K_2O/Na_2O che varia da 1.2 e 3.3 (Fig 78). La zonatura dei prodotti di questa eruzione è evidenziata maggiormente dalle concentrazioni degli elementi in traccia. Alcuni livelli infatti pur avendo composizione trachitica hanno concentrazioni in elementi incompatibili (es. Th, La, Ba) analoghi a quelli dei prodotti meno evoluti (Fig. 80).

subsintema di Pianura. I prodotti che fanno parte di questo subsintema sono caratterizzati da composizione trachitica ad eccezione delle piroclastiti di Torregaveta che hanno composizione latitica. Le trachiti emesse in questo periodo di attività mostrano un contenuto in $Na_2O+K_2O=12-13\%$ in peso, $K_2O/Na_2O=1.8-2.5$ e indice di peralcalinità sempre <1 ; il rapporto K_2O/Na_2O diminuisce all'aumentare del grado

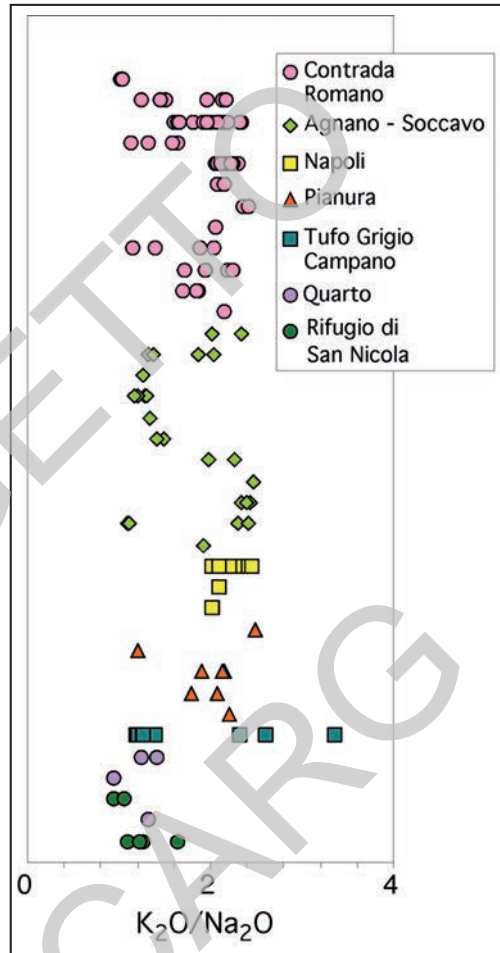


Fig. 78 - Variazione nel tempo del rapporto K_2O/Na_2O per i prodotti del Foglio "Napoli". I campioni analizzati sono distribuiti lungo la verticale del diagramma in sequenza stratigrafica (verso l'alto le eruzioni più recenti); gli intervalli tra due livelli successivi non sono in scala.

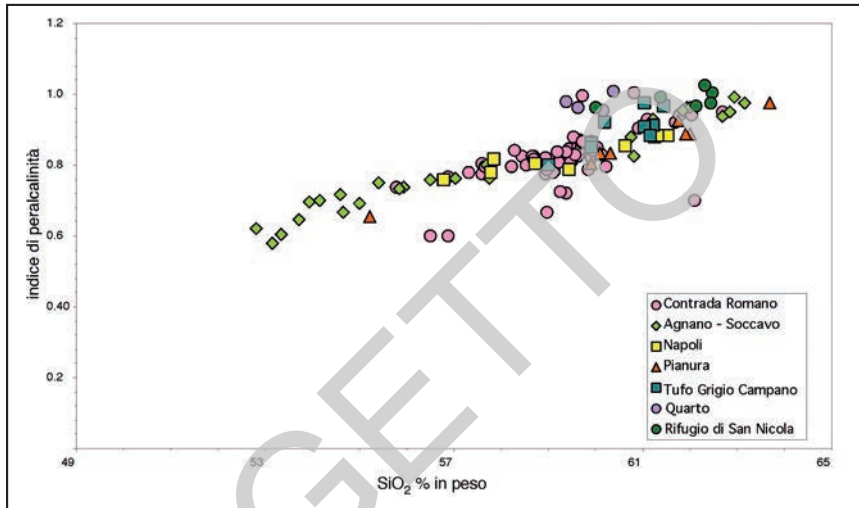


Fig. 79 - Diagramma di variazione del contenuto in SiO_2 dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale) rispetto all'indice di peralcalinità.

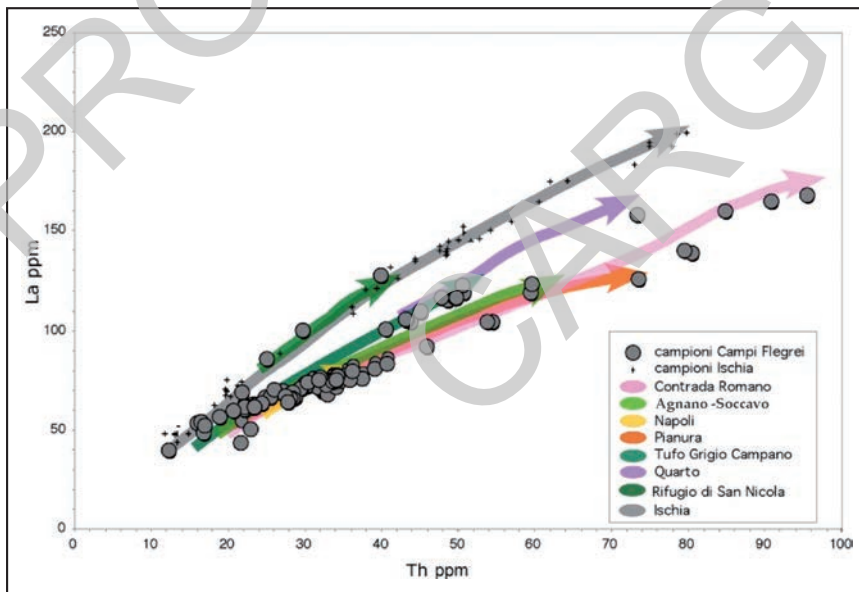


Fig. 80 - Diagramma di variazione del contenuto in La e Th dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale) che affiorano nei Campi Flegrei confrontato con quelli di Ischia (dati da SBRANA et alii 2012, in prep). Le frecce evidenziano i diversi andamenti composizionali dei magmi flegrei rispetto a quelli ischitani

evolutivo. La diminuzione del K nelle composizioni più differenziate (Fig. 81) è da mettere in relazione al frazionamento di K-feldspato (ROSI & SBRANA, 1987).

Le caratteristiche geochemiche dei prodotti che fanno parte di questo sistema indicano un cambiamento nel sistema di alimentazione flegreo, come evidenziato dalle caratteristiche geochemiche del sistema di Quarto (QTO) e della formazione del Tufo Grigio Campano rispetto a quelli dei subsistemi di Pianura (con esclusione delle piroclastiti di Torregaveta), Napoli, Soccavo e Contrada Romano (Fig. 80). Le piroclastiti di Torregaveta caratterizzate dall'emissione di magma latitico probabilmente segnalano una rialimentazione del sistema magmatico flegreo con magmi basici aventi impronte geochemiche diverse da quelli che hanno alimentato il sistema magmatico flegreo fino all'eruzione del Tufo Grigio Campano.

subsistema di Napoli. I prodotti di questo subsistema sono caratterizzati da composizione variabile da latitica a trachitica (Fig. 77). Il contenuto in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varia da 11 a 13% in peso, il rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ è sempre superiore a 2 e l'indice di peralcalinità compreso tra 0.76 e 0.88 (Figg. 78, 79).

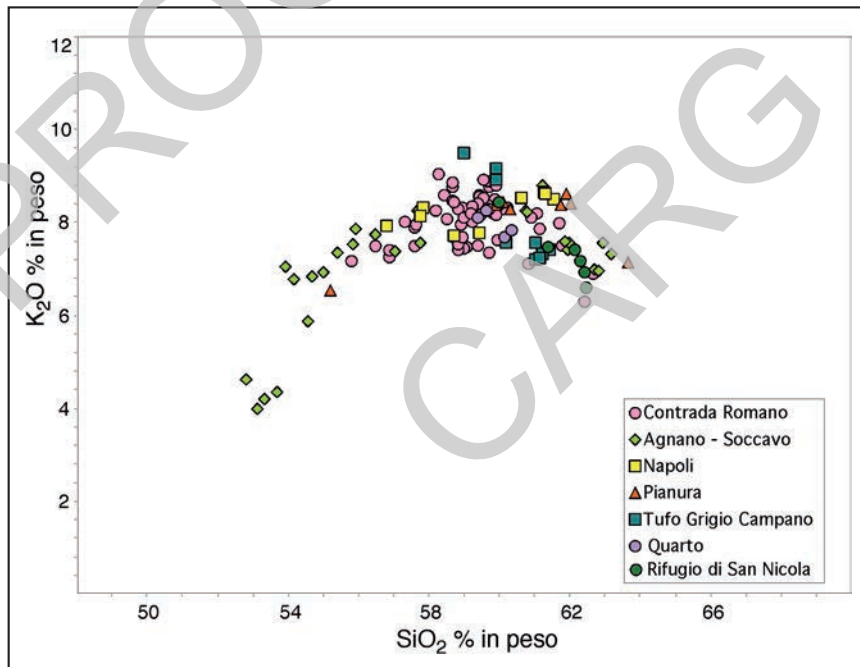


Fig. 81 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale). Notare l'arricchimento e successivo impoverimento in K_2O all'aumentare del grado evolutivo dei magmi.

subsintema di Agnano-Soccavo. I prodotti delle eruzioni che fanno parte di questo subsintema sono caratterizzati da composizione variabile da shoshonitica a trachitica. I prodotti appartenenti a questo subsintema tendono a coprire tutto l'intervallo composizionale delle vulcaniti flegree (Figg. 77, 79). Il contenuto in $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ varia da 7.5 a 13.4 % in peso, il rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia da 1.1 a 2.47 e tende ad aumentare e poi a ridiminuire all'aumentare del grado evolutivo della roccia così come il contenuto in K_2O (Fig. 81); l'indice di peralcalinità varia da 0.58 a 0.99.

Questa forte variabilità di composizione (Fig. 77) è da mettere in relazione essenzialmente a processi di mescolamento di magmi a composizione diversa. Tra i termini più primitivi dei prodotti dei Campi Flegrei si trovano i prodotti delle eruzioni di Pisani e Minopoli, di composizione prevalentemente latitica fino a shoshonitica. L'emissione di magmi con queste caratteristiche suggerisce impulsi di rialimentazione del sistema magmatico superficiale flegreo in questo periodo di attività, risultanti anche in processi di deformazione della caldera (ISAIA *et alii*, 2009).

subsintema di Contrada Romano. La composizione dei prodotti varia da latitica a trachitica a fonolitica (Fig. 77). Le composizioni più differenziate sono quelle rappresentate dai depositi delle eruzioni di Averno e Monte Nuovo. Quest'ultima in particolare è caratterizzata dall'indice di peralcalinità uguale a 1. Le composizioni delle eruzioni di Averno e Monte Nuovo ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 13-14 % in peso) corrispondono a quelle dei magmi più differenziati (es: Th fino a 95.7 ppm) emessi dai Campi Flegrei (Fig. 80). Le composizioni meno evolute, latitiche (Fig. 77), emesse in questo periodo di attività sono il risultato di processi di mescolamento tra magmi trachitici e magmi a composizione più primitiva (basalti, shoshoniti), come evidenziato sia dalle caratteristiche geochimiche, sia dalla associazione mineralogica presente in queste rocce. In particolare la coesistenza nelle scorie latitiche delle piroclastiti di S. Maria delle Grazie (SGZ) di minerali appartenenti a due diverse paragenesi (diopside + olivina e K-feldspato + salite) in equilibrio con magmi a composizione diversa (trachite vs. K-basalto o shoshonite) è da mettere in relazione essenzialmente a processi di mescolamento come è stato già evidenziato da ISAIA *et alii* (2009), sulla base anche di una modellazione geochimica (le latiti di Santa Maria delle Grazie possono derivare da un mescolamento tra 40% di magma K-basaltico e 60% di magma trachitico).

VIII - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DELLE AREE SOMMERSE

1. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE

Il Foglio n. 446-447 “Napoli” occupa la parte settentrionale del Golfo di Napoli tra la zona di San Giovanni a Teduccio e il Capo Posillipo, parte del Golfo di Pozzuoli tra le località di Baia e di Bagnoli raggiungendo la profondità massima di 110 m; inoltre comprende l’area a largo del Litorale Domitio compresa tra Foce Regi Lagni e la località Torregaveta, raggiungendo una profondità massima di 60-70 m .

La fisiografia della piattaforma è controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha diffusamente interessato il margine continentale campano durante il Pleistocene superiore, e dall’apporto del sistema sedimentario di Napoli e Pozzuoli. La piattaforma continentale del Golfo di Napoli è drappeggiata quasi ovunque da depositi olocenici formati nel corso dell’ultimo stazionamento alto del livello marino. Il ciglio della piattaforma non è compreso nel Foglio. Nel settore orientale del Golfo di Napoli il ciglio della piattaforma è osservabile interamente più a sud, nel Foglio contiguo 465 “Isola di Procida” . Il ciglio è ubicato a profondità comprese tra -120 e -150 m; nel settore antistante la città di Napoli e fino all’Isola di Nisida il ciglio della piattaforma risale a profondità comprese tra -90 e -115 m e presenta un probabile controllo strutturale in corrispondenza di Posillipo. Nel settore compreso tra il Golfo di Pozzuoli e l’Isola

di Procida il ciglio decorre all'esterno dei banchi vulcanici di Nisida, Miseno e Pentapalumbo, a profondità comprese tra -130 m e -170 m, in corrispondenza delle testate in arretramento dei *canyon* Dohrn e Magnaghi.

1.1. - IL SETTORE NORD-OCCIDENTALE

Il settore nord occidentale è compreso nella sezione IV del foglio 447 "Napoli" e una parte della sezione I del Foglio 446, ricadenti in un limitato settore del Litorale Domitio, rappresentato dall'area antistante la foce del Fiume Volturno. Quest'area sommersa è caratterizzata da una piattaforma continentale con morfologia dominata dai processi di sedimentazione costieri di piana alluvionale, con una pendenza molto bassa e con l'impostazione del tipico sistema di spiaggia sommersa "barra-truogolo". L'area di piattaforma continentale intorno ai -40/-60 m, dove la sedimentazione è più pelitica, presenta delle lineazioni da corrente, mentre in aree più prossimali si riscontrano anche strutture a *ripples*.

1.2. - IL SETTORE MERIDIONALE

Il settore meridionale, compreso nella sezione III del Foglio 447, include l'area sommersa dei Campi Flegrei ed il settore interno del Golfo di Pozzuoli. L'unità fisiografica del Golfo di Pozzuoli rappresenta una zona di sprofondamento vulcano-tettonico, caratterizzata da fratture anulari e radiali (LA TORRE & NANNINI, 1980), geneticamente collegata all'ampia struttura calderica dei Campi Flegrei, che costituisce l'elemento strutturale di quest'area (Rosi *et alii*, 1983; ARMENTI *et alii*, 1983).

Il Golfo di Pozzuoli è una rada di modeste dimensioni delimitata verso il largo da una serie di banchi sommersi, di natura vulcanica. In particolare, l'unità fisiografica del Golfo di Pozzuoli rappresentata in carta è caratterizzata da due unità morfologiche costituite da una piattaforma litoranea, ubicata nel settore settentrionale, il cui ciglio è ubicato tra 30 e 50 m di profondità, che passa attraverso una scarpata a un'area profonda morfologicamente piatta, che si sviluppa fino a circa 100 m di profondità; l'area marina è caratterizzata da alcuni terrazzi (sia erosivi sia deposizionali) a varie quote, ereditati da sistemi di dislocamento vulcano-tettonici, nonché dalla presenza delle scarpate delle strutture vulcaniche di Nisida ad est.

Il settore sud-orientale, compreso nella tavoletta II del Foglio 447, include la Rada di Napoli, dalla zona denominata Trentaremi fino all'area costiera a sud di San Giovanni a Teduccio; anche questa rada è caratterizzata da un settore costiero che presenta un terrazzo deposizionale ad ovest e a largo di Posillipo - Mergellina, che raggiunge circa -30 m; questo è seguito da una scarpata che si raccorda con la parte

profonda della Rada di Napoli. Il terrazzo si chiude in corrispondenza del Porto di Mergellina e appare strutturato, almeno nel settore occidentale, su un probabile lineamento tettonico ad orientamento N-S; anche sul settore orientale esiste un terrazzo costiero probabilmente individuato da due faglie, che presenta affioramenti di substrato con vari terrazzi di abrasione e lineamenti di incisione; infine, la scarpata che si raccorda con la parte profonda si presenta mediamente acclive.

2. - I FONDALI PERICOSTIERI (da 0 a -30 m)

I fondali pericostieri presentano diverse tipologie di coste: circa il 50% della fascia costiera è costituito da falesie subverticali, modellate nei prodotti piroclastici flegrei d'età compresa tra circa 15.000 e 3.600 anni BP, mentre il 10% è formato dai prodotti lavici della cupola di Monte Olibano, dalle lave di Monte di Procida, di Torregaveta e di San Martino. Le falesie attive, a sviluppo quasi sempre subverticale, si elevano da poche decine a qualche centinaio di metri di altezza. In alcuni casi sporadici lungo la falesia attiva si rinvencono depositi detritici eterometrici ed eterogenei, connessi a cumuli di paleofrane.

Il 40% delle falesie sommerse è formato dalle spiagge attuali sabbiose del Litorale Domitio e da quelle sabbioso-ciottolose presenti alla base delle falesie o all'interno di piccole cale (*pocket beach*), dove confluiscono le incisioni che dissecano i rilievi piroclastici fino alla linea di costa e che talora proseguono in ambiente subacqueo. I litorali clastici a granulometria prevalentemente sabbiosa e a luoghi sabbioso-ciottolosa sono soggetti a periodici processi d'intensa erosione e caratterizzano gran parte dei settori costieri tra Licola e Torregaveta, nel Litorale Domitio. I litorali clastici prevalentemente sabbiosi, talvolta sabbioso-ciottolosi, solitamente ridotti, si rinvencono nelle ristrette insenature costiere dove vi sono spiagge a tasca (*pocket beach*): Bacoli, Lucrino e La Pietra (nel Golfo di Pozzuoli); Cala Trentaremi, Cenito (lungo la costa occidentale Napoletana); l'arenile a E di Palazzo donn'Anna e San Giovanni a Teduccio (nel Golfo di Napoli).

2.1. - LA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DEL GOLFO DI POZZUOLI

In questo settore i fondali pericostieri sono caratterizzati da un'antica ed intensa antropizzazione, diffusa sia a terra sia in ambito marino. All'andamento articolato della costa fa riscontro un fondale alquanto regolare con brevi piattaforme di abrasione marina. Gli affioramenti rocciosi presenti, esclusivamente a ridosso della costa alta, sono formati dalla prosecuzione in mare di depositi piroclastici e più raramente lave, che si estendono non oltre i -5/-12 m di profondità, e da blocchi e massi. Per lunghi tratti a tali formazioni sono associati resti murari di strutture di epoca romana (spesso poco visibili). L'abbondanza e l'estensione di resti archeolo-

gici (mura, strade, *pilae*) in zone di fondale sabbioso (tra -2 e -10 m) ha portato alla costituzione di aree protette (Parco Archeologico di Baia e *Portus Julius*).

2.2. - LA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DELLA RADA DI NAPOLI

Questo settore nel suo complesso evidenzia ben distintamente due tipologie morfologiche: costa alta, costituita da formazioni piroclastiche, direttamente aggettanti sul mare e/o separate da esso da ristretti nastri sabbioso-ciottolosi (DONADIO & VALENTE, 1995; DE PIPPO *et alii*, 1996a, 1996b, 1996c); costa bassa, in corrispondenza di rilievi arretrati rispetto all'attuale linea di costa e dolcemente digradanti, per cui si individuano localizzate piane costiere minori, con litorali prevalentemente sabbiosi, un tempo sede di attività turistico-balneari. Caratteristici tratti di costa alta sono in corrispondenza della Collina di Posillipo, lungo la costa occidentale napoletana. Lungo la costa orientale napoletana fino a San Giovanni a Teduccio - Portici, litorali sabbiosi, per lo più esigui, sono presenti al piede della bassa falesia costiera di natura piroclastica e localmente lavica (DE PIPPO *et alii*, 1996d; DONADIO, 1998, 2006).

I tratti di falesia attiva su costa alta sono generalmente sviluppati, con andamento subverticale ed altezze variabili da alcuni metri (10-15 m) fino ad alcune decine di metri (50-60 m). Il tratto di falesia sommersa si sviluppa quasi sempre sulla prosecuzione del tratto emerso, fino a raccordarsi con il fondale in maniera netta e a profondità variabili tra i -2 e i -6 m circa; in alcuni casi il piede della falesia sommersa, fino a pochi metri di profondità, risulta mascherato da depositi detritici eterometrici generati dai crolli e dallo smantellamento dei versanti costieri.

I restanti tratti di fondo si sviluppano secondo una blanda morfologia digradante verso il largo e ben raccordata con i litorali sabbiosi verso terra; essi si impostano su estese coperture di sedimenti per lo più sabbiosi con tessitura prevalentemente da media a fine, sabbioso-ciottolosi e talora ciottolosi di varia natura (piroclastica e di origine antropica), da centimetrici a decimetrici e subarrotondati. Lungo i fondali sotto costa sono presenti a luoghi massi e blocchi rocciosi isolati e dispersi verso il largo e/o accumulati in modo caotico sulla prosecuzione di corpi di frana presenti sulla terraferma.

2.3. - CARATTERISTICHE MORFOLOGICO-STRUTTURALI DEI SETTORI COSTIERI SOMMERSI

L'elemento rappresentativo che caratterizza l'assetto morfostratigrafico e strutturale dei fondali dell'area marina costiera flegreo-partenopea è senz'altro legato alla sua evoluzione vulcano-tettonica complessiva. Una prima caratterizzazione morfostrutturale dei fondali investigati è evidenziata dall'analisi dell'andamento morfobatimetrico, che mostra una stretta correlazione con il paesaggio

emerso, ricalcando l'assetto fisiografico dei tratti di settore emerso. In alcuni casi, soprattutto in corrispondenza dei settori di costa alta, si assiste ad una grande varietà di forme, dovuta all'intensa attività vulcanica a carattere esplosivo (depositi piroclastici grossolani), alla tettonica ed all'alternarsi di processi deposizionali ed erosivi, che hanno più volte ridisegnato il paesaggio costiero. Molte delle morfologie, in parte ereditate ed in parte di recente formazione, sono riconducibili a fenomeni manifestatisi nell'arco di poche migliaia di anni. Tra questi hanno avuto un ruolo importante i continui processi erosivi, la genesi di edifici vulcanici e duomi lavici, l'attività bradisismica e gli eventi catastrofici del tipo collassi di settore e/o "valanghe di detrito" (*debris avalanche*) (cfr. cap. IX, 1.), talora rilevabili sul fondo marino. Le evidenze geologiche e geomorfologiche mostrano un'evoluzione complessa, successiva alla formazione della caldera associata al Tufo Giallo Napoletano e alla conseguente strutturazione delle falesie costiere. I principali lineamenti morfostrutturali, messi in luce dall'assetto batimetrico individuano famiglie di faglie e fratture con direzioni principali E-O e N-S, subordinatamente NE-SO e NO-SE. Queste hanno determinato lo sviluppo di calette impostate su faglie e di considerevoli tratti rettilinei della linea di costa che non corrispondono alla originaria morfologia vulcanica.

Le principali faglie bordano in parte il versante occidentale, tra Posillipo e Mergellina. Alcune faglie attraversano trasversalmente la falesia con andamento E-O e NO-SE in prossimità della Baia del Cenito. In quest'area, l'elevato grado di fratturazione del tufo, unitamente ai fenomeni di scalzamento al piede ad opera del moto ondoso, sono in parte responsabili dei fenomeni di instabilità attualmente osservabili.

Inoltre, nell'intero settore costiero di Posillipo fino al Porto di Mergellina, alla profondità di -10/-13 m si rileva una brusca variazione morfologica per la presenza di una scarpata coperta da sedimenti sabbiosi a tessitura media. In accordo con DONADIO (1999) e MILIA & TORRENTE (1999), questo assetto morfostrutturale individua una paleofalesia tufacea sepolta modellata in ambiente subaereo ed in seguito sommersa.

L'assetto morfostrutturale del fondo antistante l'area orientale partenopea, invece, caratterizzato da una serie di strutture piroclastiche allineate in direzione NO-SE poste tra circa -15 e -25 m, è riconducibile alla presenza di una faglia con il medesimo andamento al piede della scarpata. Queste strutture, in accordo con DONADIO (1998, 2006) e MILIA & TORRENTE (1999), individuano una paleofalesia sommersa, dissecata da incisioni trasversali prodotte in ambiente subaereo da corsi d'acqua a *pattern* subparallelo.

L'andamento generale degli elementi morfostrutturali riconosciuti è in accordo con i sistemi di frattura rilevati nelle vulcaniti da SCHIATTARELLA (1990).

Nell'intero settore costiero sommerso flegreo-partenopeo sono diffuse morfologie relitte connesse ad antichi stazionamenti del livello del mare più bassi

dell'attuale. Il quadro complessivo dei dati geomorfologici evidenzia la presenza di una serie di morfologie di origine marina, quali terrazzi di abrasione con forme di erosione accessorie (marmitte d'evorsione, canali, ciottoli) e solchi di battente più o meno pronunciati, a partire dall'attuale livello medio del mare fino a circa -15 m di profondità ed oltre.

Le superfici terrazzate di estensione significativa e morfologicamente ben riconoscibili si osservano, anche in lembi, a profondità pari a circa -3, -5, -8/-10, -12/-15 e -48/-50 m (quest'ultima osservabile al largo nell'area del Banco di Chiaia) rispetto all'attuale livello marino. Tali superfici sono impostate esclusivamente su litologie di tipo conservativo, soprattutto su unità tufacee coerenti e subordinatamente su quelle laviche (duomi). La presenza talora di incisioni trasversali maggiori (*gully*) indica un modellamento subaereo durante fasi di emersione per cause tettono-eustatiche o bradisimiche.

Oltre a quello attuale posto in corrispondenza del livello medio del mare, si rinvencono tracce discontinue di solchi di battente a -1.8 m (Posillipo), -3 m (Baia) e -3.7 m (Cenito), talora lungo la falesia, spesso associabili ad un terrazzo di abrasione più o meno esteso e continuo a partire dalle medesime profondità, oppure poco al di sotto del bordo di un terrazzo marino meno profondo. Inoltre, esigue superfici spianate si rinvencono alla sommità dei duomi lavici di Torregaveta e del Banco di Chiaia e dei bastioni piroclastici di Pietrarsa, rispettivamente a circa -4 e -10 m le prime, -50 m le seconde; queste ultime sono caratterizzate, sia alla sommità sia alla base, anche dalla presenza di grossi ciottoli lavici subarrotolati; invece, le quote dei terrazzi tufacei di Pietrarsa sono di circa -10 e -15 m. Infine, alcune estese superfici terrazzate di tipo deposizionale si individuano anche dall'analisi morfobatimetrica, a circa -15/-20 m, nell'area di raccordo con la piattaforma interna. A queste profondità talora si osservano circoscritti depositi grossolani, a luoghi organizzati e non compatibili con le attuali quote di rinvenimento; si tratta di depositi posti al piede di scarpate strutturali, probabilmente paleofalesie ricoperte da sedimenti sabbiosi fini, e/o a ridosso di affioramenti rocciosi ed alti morfologici, pertanto sono riconducibili a paleolinee di riva connesse a stazionamenti del mare più bassi dell'attuale.

Procedendo dal settore occidentale verso quello orientale si rileva in genere un progressivo aumento di morfologie terrazzate relitte, riconducibile anche alla presenza di più estesi affioramenti di substrato roccioso. In sintesi, in relazione alle quote dei terrazzi marini osservati, si può affermare che nel settore costiero sommerso della zona flegreo-partenopea sono presenti almeno 5 ordini di superfici terrazzate.

Nel settore flegreo, fra Torregaveta e La Pietra, ed in quello occidentale napoletano, tra Posillipo ed il Castel dell'Ovo, sono numerosi i ruderi di strutture d'epoca romana (ville, piscine, moli, cavità di genesi antropica) presenti in ambiente subacqueo, tra -1 e -12 m circa, che indicano variazioni dell'assetto costiero per fenomeni bradisimici avvenuti negli ultimi 2.500 anni.

In accordo con i numerosi autori che hanno analizzato gli elementi geoarcheologici sommersi ed in particolare con GUNTHER (1903a, 1903b,), DE PIPPO *et alii* (1996a, 1996b, 2004) DONADIO *et alii* (1995), DONADIO (1998, 1999), in questi settori s'individua una paleolinea di riva sommersa di epoca romana alla profondità di -5/-7 m circa e talora a -10 m (Baia), spesso con ciottoli subarrottonati e materiale fittile associati. Si segnala che in questo caso, sulla base di elementi geomorfologici e sedimentologici (PENNETTA *et alii*, 1984; PESCATORE *et alii*, 1984), la paleolinea di riva prossimale osservata a circa -4/-5 m è stata attribuita all'epoca medievale (DE PIPPO *et alii*, 1992).

Nella zona di Pietrarsa, infine, si rileva una paleolinea di riva sommersa preromana posta a circa -20 m, al piede della paleofalesia piroclastica sommersa, la cui posizione è riconducibile a cause vulcano-tettoniche connesse all'edificio del Somma-Vesuvio ed eustatiche, piuttosto che bradisimiche.

3. - SISMOSTRATIGRAFIA

Nelle aree di studio comprese nel Foglio sono stati interpretati profili sismici ad alta risoluzione, in particolare *Chirp* e *Sparker*. Il Golfo di Pozzuoli e la Rada di Napoli, presentano problematiche differenti ma entrambe hanno peculiari caratteristiche stratigrafiche dovute alla presenza di depositi vulcanici. La presenza di diffuse facies acustiche collegabili a tali depositi e l'ampia e controversa bibliografia riguardante le varie attribuzioni, ha indotto a riportare una discussione più ampia sulla letteratura e a focalizzare l'interpretazione in particolare sui depositi recenti olocenici.

La Rada di Napoli, a differenza del Golfo di Pozzuoli, non presenta una importante storia deformativa nell'ambito dell'Olocene; tuttavia sono riconoscibili dislocamenti riconducibili alle fasi distensive successive alla messa in posto dei depositi del *Tufo Giallo Napoletano* (TGN). I sedimenti olocenici che colmano la Rada di Napoli presentano un discreto spessore, dovuto al notevole spazio disponibile alla sedimentazione. Uno spaccato della Rada di Napoli è osservabile in Figura 82 dove è riconoscibile un'unità sismica interpretata come corrispondente ai depositi del TGN; questa unità presenta una superficie inferiore in prevalenza tabulare e poggia su depositi vulcanici rimaneggiati (d2 in Figura 82). La messa in posto di tali depositi può essere dovuta ad un importante fenomeno franoso avvenuto prima della deposizione del TGN (cfr. cap. IX, 1), da cui sono ricoperti (Fig. 82). Al disopra dei depositi del TGN si riconoscono i depositi progradanti di stazionamento alto.

Nel Golfo di Pozzuoli è stata riconosciuta una intensa attività vulcano tettonica in epoca recente; difatti nei dati sismici si riscontra una serie di deformazioni sepolte, in prevalenza faglie che si infittiscono nell'area settentrionale ed orientale

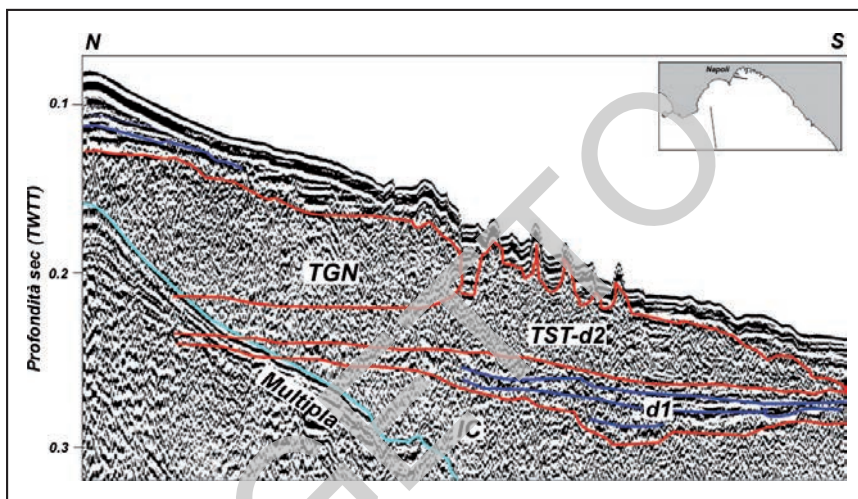


Fig. 82 - Linea Sparker effettuata in direzione NNO-SSE a largo di Capo Posillipo. Sono riconoscibili come corpo geometricamente più profondo i prodotti dell'Ignimbrite Campana (IC), al disopra sedimenti marini sormontati da prodotti vulcanici rimaneggiati (d1, TST-d2), su cui poggiano i prodotti del Tufo Giallo Napoletano (TGN); sopra si riconoscono i depositi marini trasgressivi e di stazionamento alto.

del Golfo, tra Bagnoli e Baia. In questa zona si riconosce un lineamento principale corrispondente al sollevamento del fianco dell'anticlinale de "La Starza" documentato in MILIA *et alii* (2000).

In Figura 83 il profilo sismico interpretato mostra una porzione sostanziale della successione epiclastica olocenica del Golfo; la sezione orientata circa O-E decorre all'interno della struttura sinclinalica (Fig. 83a) presente nella Valle di Epitaffio riconosciuta da MILIA *et alii* (2000). Le unità sismiche individuate (us1, us2, us3), delimitate da superfici di discordanza, riflettono la storia deformativa durante l'Olocene. In accordo con MILIA *et alii* (2000), le unità sismiche sono riferibili a sedimenti depositisi dopo il TGN e sono comparabili con quelle denominate dall'autore su citato rispettivamente G1, G2, G3. L'unità più antica (us3) risulta ribassata da un sistema di faglie dirette attivo nel settore settentrionale del Golfo durante le fasi trasgressive. Successivamente nel corso della deposizione dei sedimenti marini dell'unità sismica us2 si innesca una prima fase di deformazione responsabile del sollevamento dell'anticlinale de "La Starza" con la conseguente dislocazione in più stadi dei sedimenti marini (unità us2 in Figura 83). Deformazioni indotte da faglia in prossimità della zona di Nisida (settore orientale) in Figura 83 interessano i depositi marini riferibili all'unità us2.

Durante la deposizione dei sedimenti marini us2 e us1 nelle aree emerse si osserva la messa in posto di alcuni apparati vulcanici che delimitano il Golfo di Pozzuoli e che ricadono cartograficamente nel taglio del Foglio contiguo n. 465

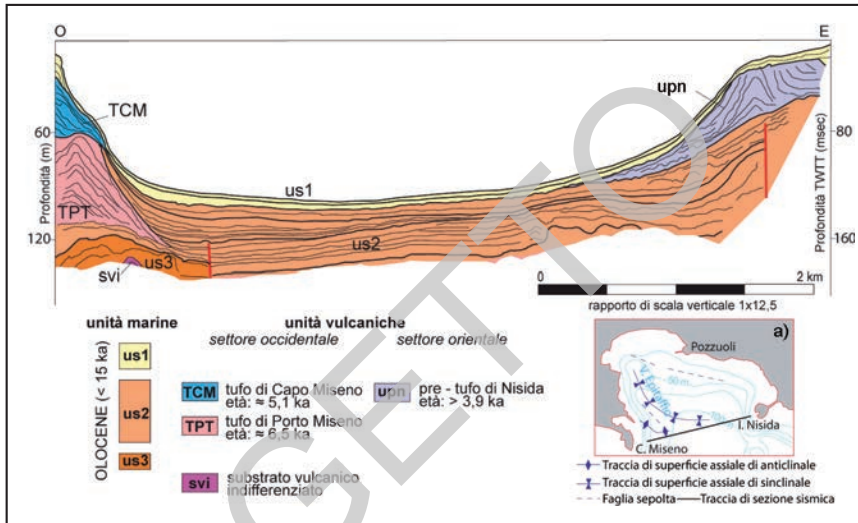


Fig. 83 - Interpretazione della linea Sparker effettuata in direzione O-E nel Golfo di Pozzuoli. Si osservano le relazioni tra le unità sedimentarie marine e le unità vulcaniche deposte durante l'Olocene; a) ubicazione della linea sismica con l'inserimento di lineamenti tettonici desunti da MILIA & TORRENTE (2003).

“Isola di Procida”. Le unità sismiche di origine vulcanica osservabili nella Figura 83 rappresentano la porzione sepolta di tali apparati. In particolare, nel settore occidentale si individua una unità che costituisce il fianco sepolto del cratere di “Porto Miseno” (TPT) la cui età è di circa 6,5 ka (INSINGA *et alii*, 2006); tale unità vulcanica si interdigita ai depositi **us2**. Al di sopra di TPT si ritrova una unità vulcanica che individua la porzione sepolta della struttura del vulcano di Capo Miseno (TCM) la cui età è di circa 5,1 ka (INSINGA *et alii*, 2006). Questa unità vulcanica si interdigita con la parte alta della successione dei depositi marini **us2** (Fig. 83). Analogamente nel settore orientale del Golfo, intercalati ai depositi marini **us2**, si individua una unità di origine vulcanica (**upn**) (Fig. 83) che costituisce il substrato dell'apparato vulcanico di Nisida la cui età è di circa 3,9 ka (FEDELE *et alii*, 2011). I depositi afferenti all'unità vulcanica sepolta (**upn**), potrebbero essere correlati con quelli presenti al fondo marino alla profondità compresa tra -25 m e -14 m nell'area antistante il cratere di Nisida, a largo di Porto Paone, nel Foglio n.465 “Isola di Procida”. L'interpretazione dei dati sismici e lo studio morfobatimetrico confermano l'ipotesi che tali sedimenti appartengano ad una unità vulcanica precedente all'apparato di Nisida (TNI) in accordo con FEDELE *et alii* (2011) - Note Illustrative del Foglio n. 465 “Isola di Procida”- cfr. Cap. IX. 1.; PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2010). Inoltre in Figura 83, le unità sismiche di origine vulcanica di Capo Miseno (TCM) e quelle che pre-datano l'evento dei tufi di Nisida (unità **upn**) sono collocate all'incirca alla stessa altezza stratigrafica e

sono coalescenti con i depositi marini **us2**. Le considerazioni qui esposte consentono quindi di stimare per l'unità sismica più alta (**us1**) un'età più recente di 5000 anni, in accordo con *INSINGA et alii* (2006).

Se pur nella sezione sismica qui esposta non è visibile, in altre sezioni pubblicate (*D'ARGENIO et alii*, 2004), si osserva che i depositi vulcanici dell'apparato di Nisida (**TNI**) si interdigitano nell'unità marina più recente qui denominata **us1**.

In accordo con *ISAIA et alii* (2009) le fasi finali deformative della fascia costiera dell'area di Pozzuoli che hanno portato al sollevamento di oltre 40 m del terrazzo de "La Starza" terminano dopo la messa in posto dei depositi marini dell'*unità di Pozzuoli (ZZU)* riscontrabili attualmente nella parte emersa nei dintorni di Pozzuoli e la cui età di circa 4,5 ka è dedotta dai rapporti stratigrafici con i depositi vulcanici (cfr. Cap. IV, 2.10.5.). I depositi *dell'unità di Pozzuoli (ZZU)* potrebbero essere correlati in parte con i sedimenti marini dell'unità sismica **us1**.

IX - GEOLOGIA STRUTTURALE

1. - EVOLUZIONE VULCANO-TETTONICA

L'assetto strutturale del campo vulcanico dei Campi Flegrei (CF) e della città di Napoli deriva principalmente dall'interazione tra eventi vulcanici e eventi deformativi legati sia alla tettonica regionale che alla vulcano-tettonica. La tettonica regionale ha prodotto faglie normali prevalentemente a direzione NE-SO e NO-SE, e subordinatamente a direzione intorno N-S ed E-O. L'elemento strutturale principale dei CF è rappresentato da una caldera di 14 km di diametro, sommersa per circa la metà della sua estensione. Tuttavia l'origine degli eventi e soprattutto l'area interessata dalle strutture di collasso calderico sono tuttora oggetto di dibattito scientifico.

Diversi studi (ROSI & SBRANA, 1987; BARBERI *et alii*, 1991; FISHER *et alii*, 1993; ORSI *et alii*, 1996; ROSI *et alii*, 1996; 1999; CIVETTA *et alii*, 1997; ORT *et alii*, 1999; 2003; MARIANELLI *et alii*, 2006) indicano che l'eruzione dell'Ignimbrite Campana *Auctt.* (unità del Tufo Grigio Campano) si verificò nei Campi Flegrei come eruzione pliniana seguita dall'emissione di flussi piroclastici connessa ad un collasso di una caldera. La stima della superficie dell'area collassata include l'attuale area dei Campi Flegrei, la città di Napoli, il golfo di Pozzuoli ed il settore nord-occidentale del golfo di Napoli, secondo ORSI *et alii* (1996) e PERROTTA *et alii* (2006) e la sola area dei Campi Flegrei e del Golfo di Pozzuoli secondo ROSI & SBRANA (1987) (Fig. 84a). Altri autori hanno proposto un meccanismo eruttivo

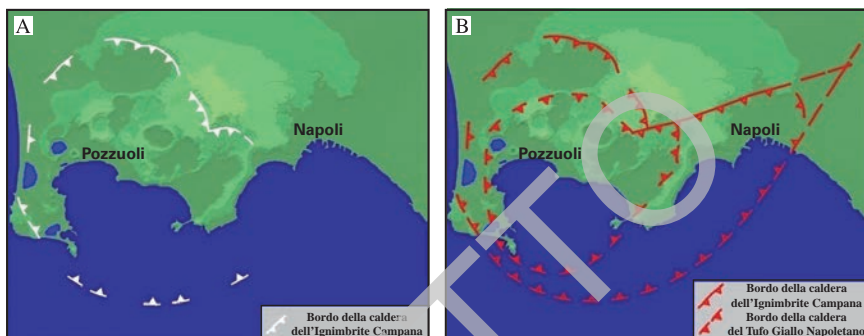


Fig. 84 - Ricostruzione del limite della caldera Flegrea secondo: A) ROSI & SBRANA (1987); B) ORSI et alii (1996).

lungo fratture (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*, 1978; DI GIROLAMO *et alii*, 1984; LIRER *et alii*, 1987), con emissione lungo il preesistente sistema di faglie bordanti la Piana Campana (DE VIVO *et alii*, 2001; ROLANDI *et alii*, 2003), escludendo la formazione di una caldera. LIRER *et alii* (1987) e SCANDONE *et alii* (1991) hanno interpretato la depressione dei CF come una caldera legata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN), mentre ORSI *et alii*, (1992, 1996) hanno evidenziato che sia l'eruzione del Tufo Grigio Campano (TGC) che del TGN hanno dato luogo a collassi calderici sviluppati l'uno all'interno dell'altro determinando una struttura complessa tipo "nested" caldera (Fig. 84b).

Come già descritto nel Cap. VIII, l'analisi e l'interpretazione dei profili sismici hanno permesso di determinare la posizione, lo spessore e le caratteristiche delle principali unità sepolte presenti nell'area marina del Golfo di Napoli.

L'insieme dei dati stratigrafici, sia di superficie che di sottosuolo, raccolti durante il progetto CARG nel settore nord-occidentale del Golfo di Napoli, integrati dalla interpretazione di profili sismici ad alta risoluzione e ai dati batimetrici e morfologici attraverso modelli digitali del terreno (GIORGIO, 2010), hanno fornito ulteriori informazioni per definire il margine orientale della caldera legata all'eruzione dell'Ignimbrite Campana *Auctt.* (TGC).

In particolare sono state analizzate a tale scopo sezioni molto prossime alla costa e alcune di queste hanno permesso l'interpretazione di sezioni terra-mare. Un esempio di sezione è illustrata in (Fig. 85); la sezione orientata circa NO-SE, attraverso la piana di Bagnoli, la collina di Posillipo e verso il largo termina nella parte prossimale dell'alto morfologico denominato Banco della Montagna. In questa sezione l'unità presente lungo la falesia emersa e sommersa è costituita dal TGN e pertanto la facies sismica di questa unità è calibrata all'interfaccia terra-mare.

Partendo dal basso le unità più antiche sono presenti in sezione nell'area marina dove si riscontra una facies sismica caratterizzata da pattern di riflettori che variano da trasparente a semi-trasparente ad elevata energia che viene attribuita

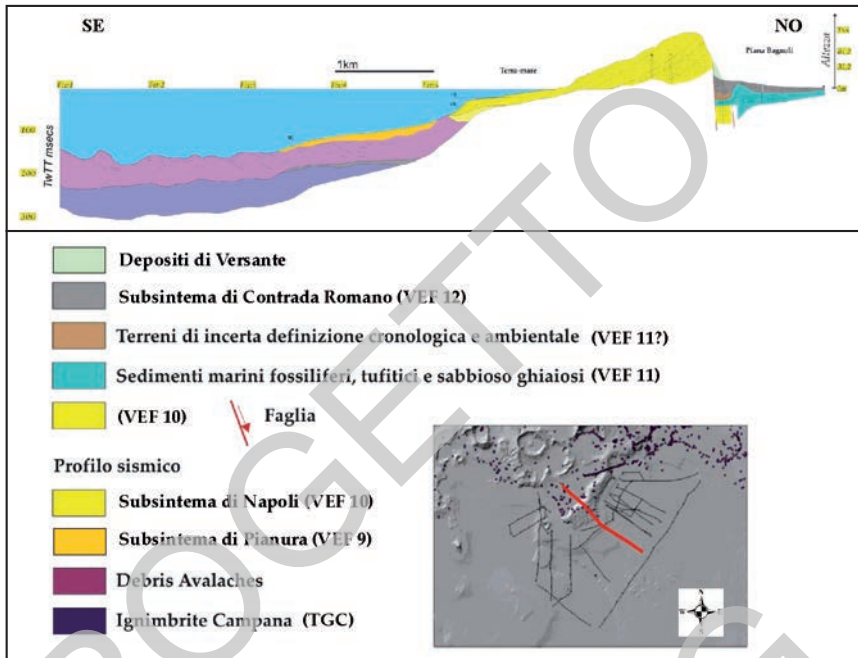


Fig. 85 - Sezione schematica terra-mare Bagnoli-Posillipo-Linea sismica L_05 (modificata da Giorgio, 2010).

alla formazione dell'Ignimbrite Campana *Auctt.* (TGC) e che risulta tipica di questa unità. Al disopra è stato identificato un corpo caratterizzato da una facies sismica con geometrie tipo-*hummock* con riflettori caotici, discontinui e irregolari, con scarsa continuità laterale e ad elevata ampiezza. I depositi presentano una struttura interna articolata con lobi deformati e blocchi ad andamento caotico, questi in affioramento sul fondo del mare individuano l'alto morfologico del Banco della Montagna. Dall'andamento delle isobate si evidenzia in quest'area una morfologia del corpo nel complesso con una caratteristica forma a ventaglio (Fig. 86). L'insieme delle caratteristiche sismo-stratigrafiche e morfobatimetriche suggerisce di ascrivere tale unità a depositi di tipo *debris avalanche*. Questi sedimenti, verso terra, risultano ricoperti da unità sismiche riferibili probabilmente a depositi pre-TGN ascrivibili al subsistema di Pianura (VEF₉), che a loro volta sono ricoperti nella porzione prossima alla costa dal TGN.

Questi risultati suggeriscono che il margine della caldera legata all'eruzione dell'Ignimbrite Campana *Auctt.* (TGC) attraversa questo settore del Golfo in prossimità dell'attuale linea di costa e si raccorda con il margine delineato a sud del golfo di Pozzuoli dalla geofisica (BARBERI *et alii*, 1991; ZOLLO *et alii*, 2003) e verso nord con quello esposto alla base della collina dei Camaldoli (Fig. 87).

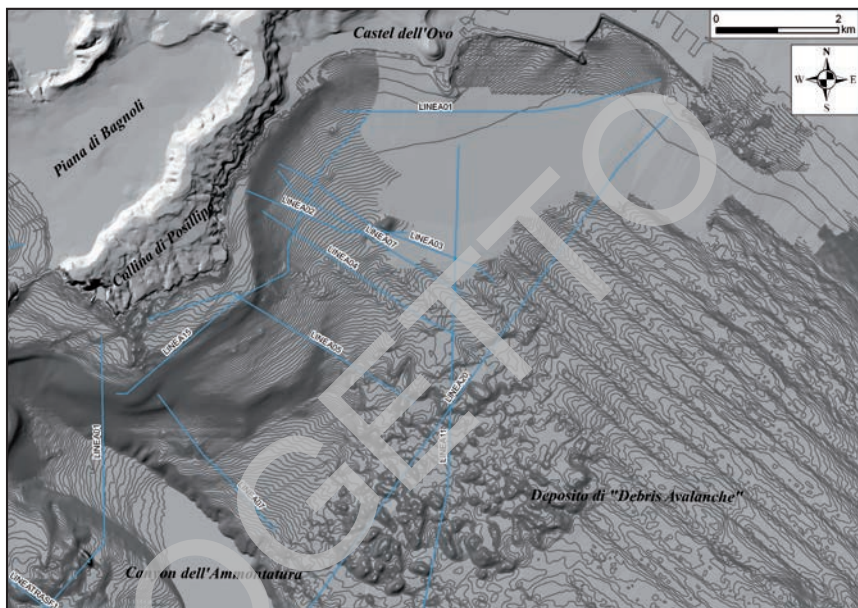


Fig. 86 - Particolare del debris avalanche evidenziato dalle isobate nel Golfo di Napoli.

Il *debris avalanche*, confinato tra TGC e TGN, potrebbe essersi generato dalla destabilizzazione dell'attuale versante ad anfiteatro di Chiaia, sia per l'alta energia di rilievo che per eventi deformativi vulcano-tettonici molto importanti connessi al vulcanismo avvenuto nell'area dopo l'eruzione del TGC ed immediatamente prima dell'attività inquadabile nel subsistema di Napoli. Processi di destabilizzazione dei versanti, verosimilmente favoriti dall'abbassamento del livello marino occorso tra 40.000 e 20.000 anni fa, hanno potuto interessare gli edifici vulcanici più antichi che costituivano la struttura di altri settori della città di Napoli, come ad esempio la zona tra Capodimonte e Arenella. Le morfologie formatesi in seguito a questi fenomeni sono state successivamente mantellate e parzialmente riempite dai depositi del Tufo Giallo Napoletano.

Processi morfo-evolutivi simili hanno interessato i versanti strutturali originati dalle faglie calderiche del TGC, come viene evidenziato in varie linee sismiche *sparker* ad alta risoluzione effettuate nel Golfo di Pozzuoli e Napoli (Fig. 88). Nelle sezioni interpretate (Fig. 89 A-D) sono ben visibili unità sismostratigrafiche caotiche con superfici ad *hummocks* chiaramente indicative di depositi di megafrene/debris avalanches. Queste indicazioni suggeriscono che le "tufiti caotiche" rinvenute nei pozzi geotermici profondi perforati nelle aree di Mofete e San Vito (ROSI & SBRANA, 1987) potrebbero essere depositi di *debris avalanche* depositi in ambiente subacqueo nella fase di *low stand* del livello medio marino compresa tra 20.000 e 14.000 anni fa.

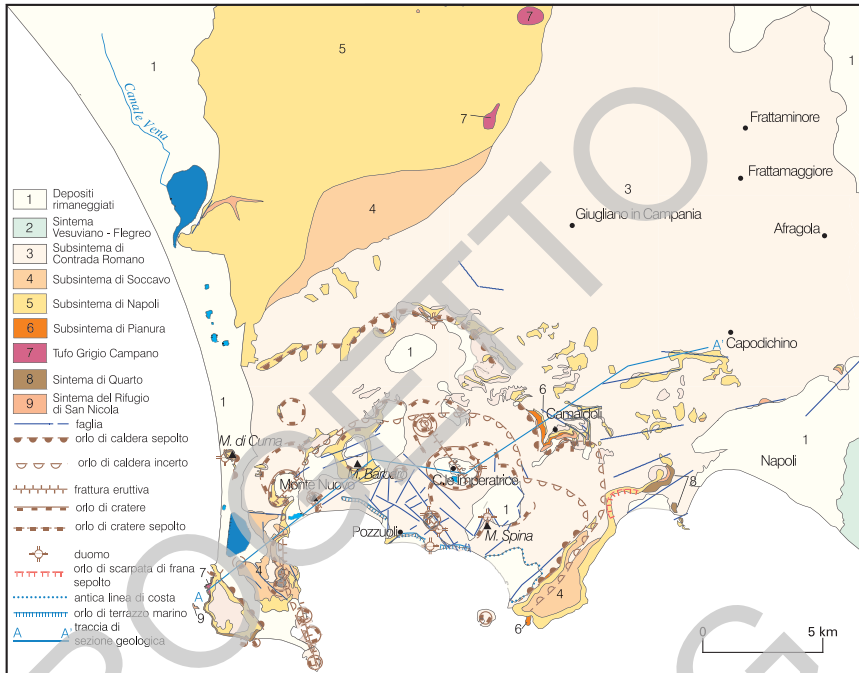


Fig. 87 - Schema Tettonico del Foglio n. 446-447 "Napoli".

La sezione di Figura 85 inoltre mostra come l'attuale piana di Bagnoli sia confinata ad Est da una evidente struttura che tronca sia i centri vulcanici post TGC formatisi in area pericalderica (es. Trentaremi 22.000 anni fa; cfr. Foglio 465 "Isola di Procida") che la spessa sequenza del TGN. Questa struttura rappresenta, così come evidenziato da altri autori (es. ORSI *et alii*, 1992, 1996; COLE & SCARPATI, 1993; SCARPATI *et alii*, 1993), l'evoluzione morfologica delle originali scarpate di faglia riattivate probabilmente per fenomeni di collasso di una caldera formatasi durante l'eruzione del TGN. Strutture di collasso simili sono rappresentate dalla piana di San Vito ad est del cono di tufo del Gauro e ad ovest, di minori dimensioni dalla piana di Toiano. L'ubicazione del margine della caldera del TGN è essenzialmente basata su dati gravimetrici e magnetici (BARBERI *et alii*, 1991). L'ipotesi che la caldera coincida con la zona di massimo ribassamento della struttura calderica dei Campi Flegrei e corrispondente all'anello dove aumenta il gradiente delle isoanomale di gravità, pur essendo plausibile manca di evidenze geologiche dirette, e non è stata evidenziata dai risultati dei sondaggi CARG effettuati (es. S28).

Bisogna notare (vedi anche paragrafo successivo) come anche le strutture calderiche o parte di esse siano state controllate dai principali lineamenti tettonici a carattere regionale, che hanno condizionato l'assetto strutturale dell'area e anche la distribuzione del vulcanismo più recente del TGN (VITALE & ISAIA, 2014).

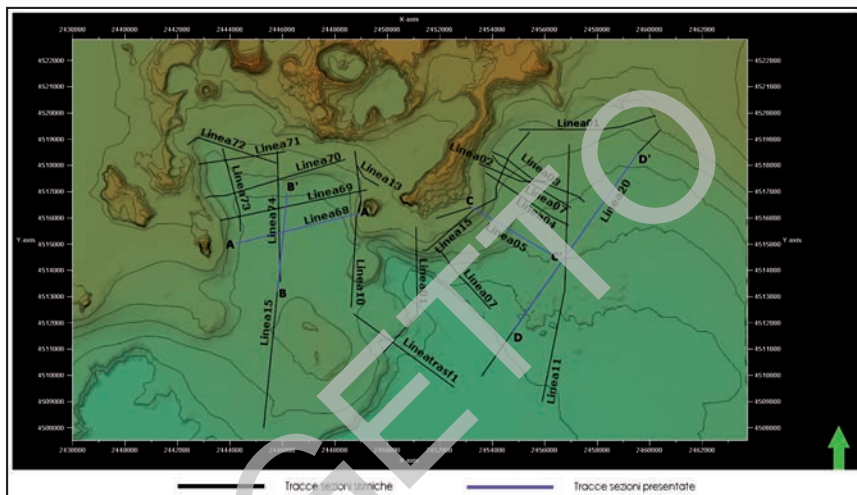


Fig. 88 - Ubicazione linee sismiche.

La caldera dei Campi Flegrei mostra fenomeni di sollevamento della parte centrale della struttura, evidenziati dalla dislocazione del terrazzo marino de La Starza (cfr. Cap. III), dove si riscontrano sedimenti marini di età variabile posti ad alcune decine di metri sopra il livello mare (unità **RZA** e **ZZU**). I rilievi batimetrici di dettaglio del Golfo di Pozzuoli, eseguiti all'interno delle attività di ricerca coordinate dal progetto CARG, evidenziano la presenza di una struttura cupoliforme, ben visibile di fronte alla città di Pozzuoli (Fig. 90). La struttura di sollevamento appare tagliata da almeno un terrazzo di abrasione marina, probabilmente anch'esso coinvolto in una più recente fase di sollevamento (ISAIA et alii, 2009).

L'insieme dei dati indica che differenti episodi di sollevamento si sono sommati nel tempo determinando un sensibile sollevamento del centro della caldera, almeno a partire dall'eruzione del **TGN**, con una entità superiore ai 100 m. I fenomeni di sollevamento sembrano precedere le varie epoche di attività vulcanica, probabilmente in seguito alla rialimentazione del sistema magmatico superficiale come è avvenuto per l'ultimo episodio di emersione de La Starza (ISAIA et alii, 2009). Queste fenomenologie potrebbero essere avvenute anche prima dell'inizio di epoche eruttive più antiche.

Oltre ai fenomeni di sollevamento la caldera è interessata anche da fenomeni di abbassamento del suolo con geometria della deformazione simile a quella dei sollevamenti. Alcuni episodi di abbassamento sembrano seguire importanti eventi eruttivi, come messo in evidenza dall'ingressione marina nell'area di Pozzuoli immediatamente dopo l'accadimento dell'eruzione di Agnano-Monte Spina.

Anche la geometria superficiale della deformazione del centro della caldera sembra essere condizionata dai lineamenti tettonici che interessano il fondo della caldera, attraverso la dislocazione verticale differenziale di diversi settori.

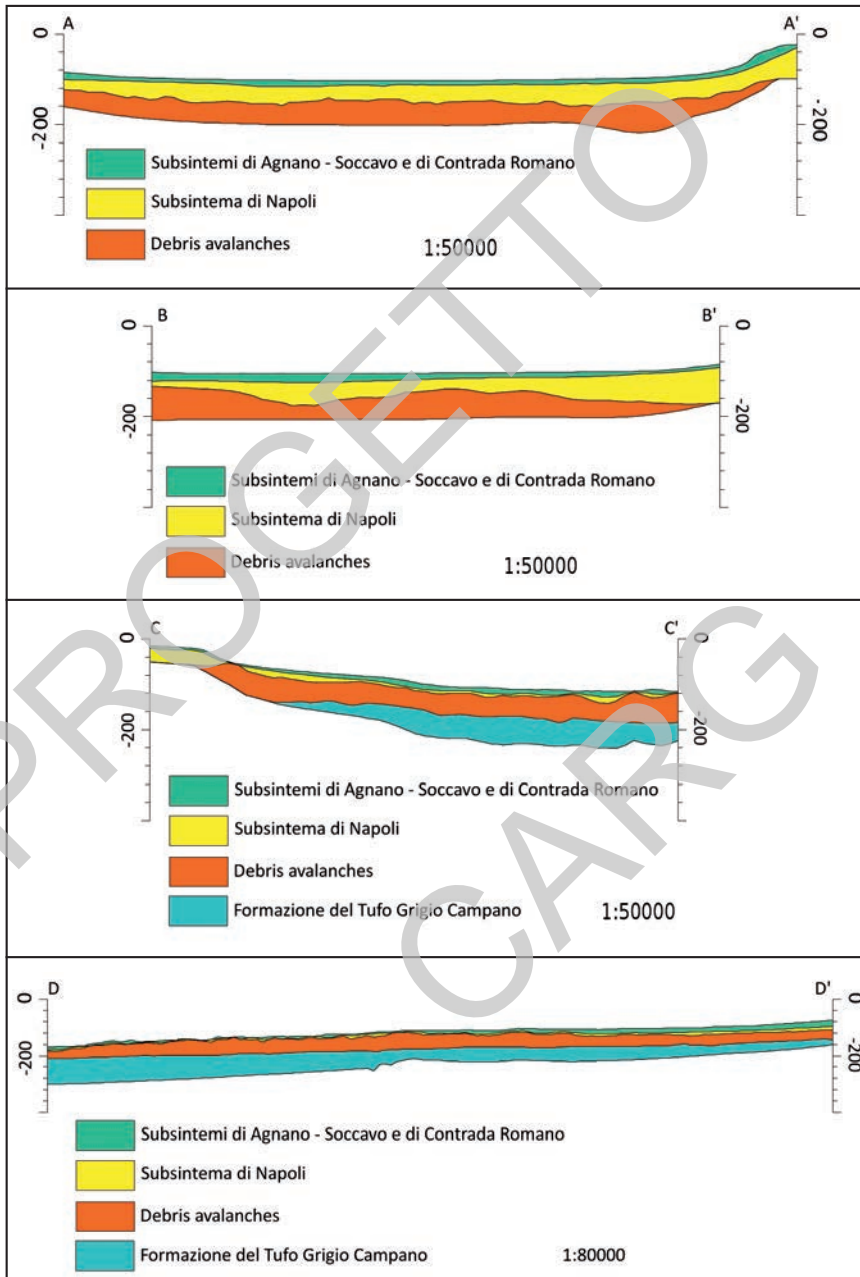


Fig. 89 - Interpretazione delle linee sismiche ad alta risoluzione.

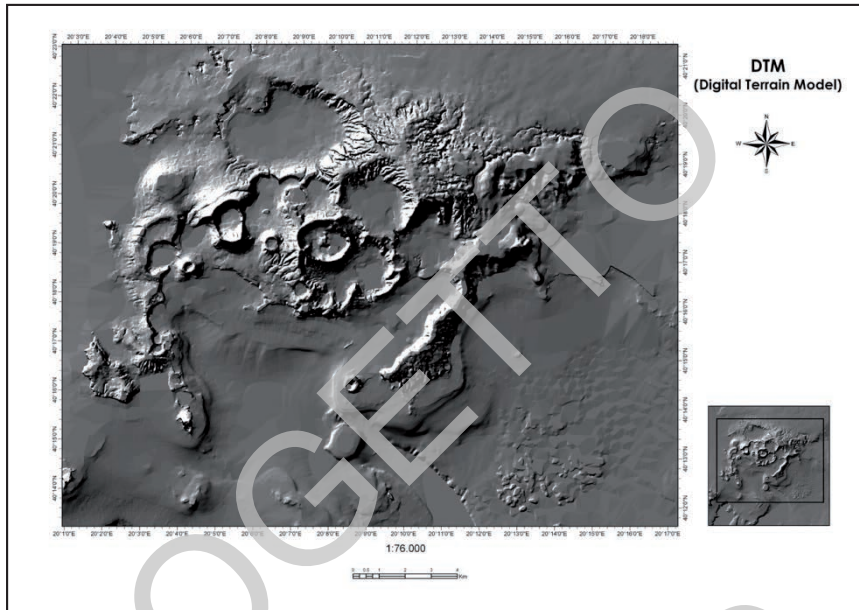


Fig. 90 - Modello Digitale del Terreno del settore emerso e sommerso dell'area napoletano-flegrea.

2. - LINEAMENTI TETTONICI

Le rocce vulcaniche affioranti nel Foglio Napoli sono caratterizzate da un complesso *network* di fratture e faglie (Fig. 91). La quasi totalità delle fratture si presenta verticale (Fig. 91 a,b,c,d,f,g) e interessa tutte le rocce affioranti, pur variando di densità da luogo a luogo con un massimo in vicinanza dei centri eruttivi. Le fratture mostrano aperture da frazioni di millimetro ad un massimo di pochi centimetri (es. Fig. 91f), in alcuni casi sono riempite da depositi vulcanici o idrotermali (es. Fig. 91g). La lunghezza delle fratture è estremamente variabile e generalmente dipende dallo spessore dello strato vulcanico: in successioni ben stratificate le fratture sono ortogonali alla stratificazione e terminano lungo i giunti di strato, con un aumento della densità in funzione del diminuire dello spessore (es. Fig. 91b, d), in analogia con le fratture presenti in successioni sedimentarie (es. GUERRIERO *et alii*, 2010). Depositi omogenei e di grandi spessori (come ad esempio il Tufo Giallo Napoletano; Fig. 91c) mostrano generalmente fratture con lunghezze metriche e basse densità di fratturazione con spaziature dell'ordine di qualche metro, anche se localmente possono essere caratterizzati da un'intensa fratturazione come in prossimità di faglie regionali. La densità della fratturazione sembra essere controllata ugualmente dalla tessitura e dalla reologia della roccia ospitante: depositi con granulometrie dell'ordine dei centimetri e poco coerenti

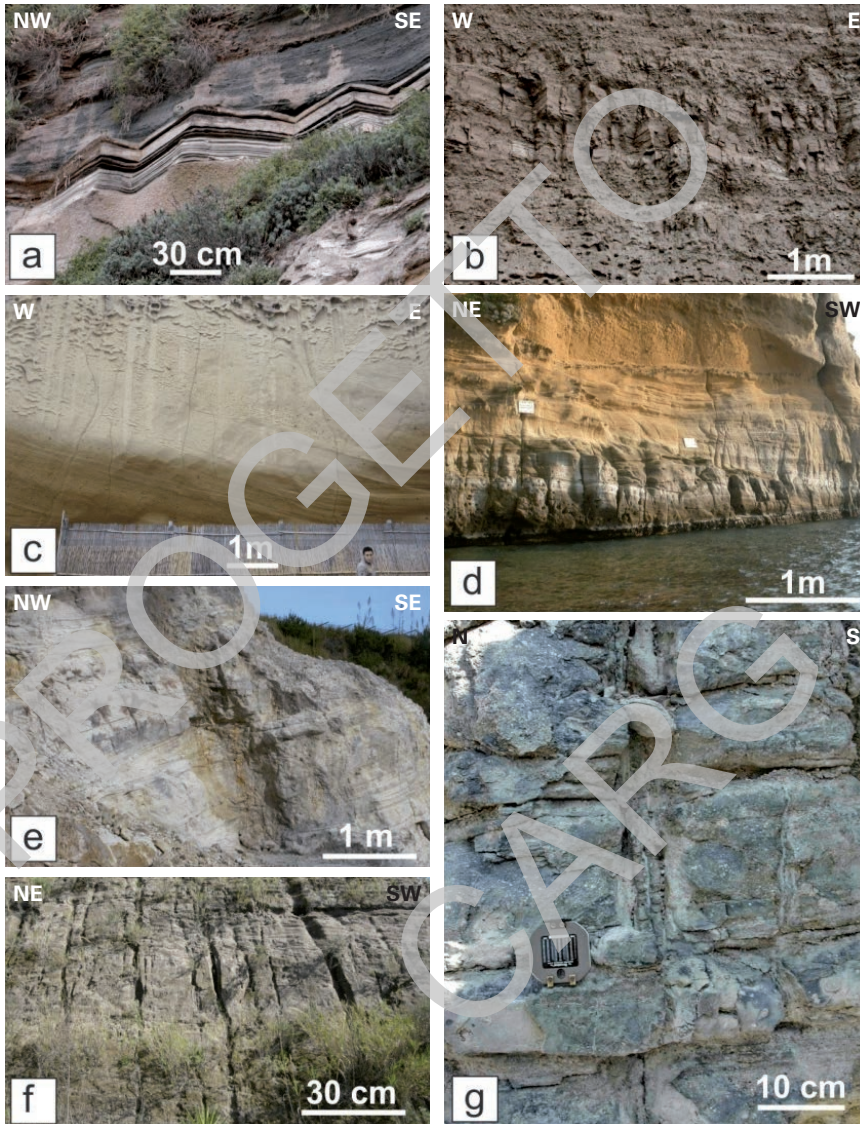


Fig. 91 - Esempi di fratture in depositi vulcanici. a-b) sistemi di fratture ortogonali tra loro e ortogonali alla stratificazione, a: Acqua Morta; b: Monte di Procida; c) fratture con spaziature metriche nel Tufo Giallo Napoletano, Torregaveta (Monte di Procida); d) densità di fratturazione variabile in funzione della competenza e spessore degli strati vulcanici, loc. Coroglio (Napoli). Depositi post-Tufo Giallo Napoletano e) diversi sistemi di fratture, loc. Pisciarelli (Pozzuoli); f) sistema di fratture con aperture centimetriche, Cigliano (Pozzuoli); g) frattura con apertura centimetrica riempita da depositi idrotermali, Solfatarà (Pozzuoli).

(es. depositi pomicei) mostrano bassi valori di densità di fratturazione e fratture caratterizzate da lunghezze millimetriche o al massimo centimetriche; depositi con granulometrie fini, come cineriti litificate, possono mostrare anche alti valori della densità di fratturazione (Fig. 91 a,b,d).

Faglie con cinematica prevalentemente normale (Figg. 92a,b,d,e) e rare faglie con cinematica inversa (Figg. 92c, 93c), si presentano da subverticali a moderatamente inclinate, spesso coniugate. Come le fratture, le faglie sono presenti principalmente in prossimità dei centri eruttivi. Non si osservano indicatori cinematici come strie, fibre e gradini, tuttavia la presenza di piani coniugati (es. Fig. 93 b,d) e la circostanza che le faglie in depositi vulcanici si formano in prossimità della superficie terrestre rendendo valida l'applicazione della legge di ANDERSON (1951), permettono di stabilire che le faglie sono caratterizzate da un movimento dei blocchi parallelamente all'immersione dei piani. Molto più comunemente si osserva una deformazione fragile-duttile associata alle faglie come pieghe da trascinamento con asse sub-orizzontale (Figg. 92b, 93d) che valida l'interpretazione che lo scivolamento è parallelo all'immersione dei piani di faglia. Le strutture fragili-duttili associate indicano, inoltre, che il sedimento era poco litificato quando si è deformato, ovvero che la formazione delle faglie è avvenuta contemporaneamente all'evento vulcanico. In alcuni casi, come quello mostrato in Figura 93a, si possono osservare faglie sinsedimentarie che formano strutture a domino generate da faglie normali listriche che scollano lungo lo stesso orizzonte, sigillate da sedimenti associati allo stesso evento vulcanico.

Al fine di eseguire l'analisi strutturale di fratture e faglie, sono stati studiati numerosi affioramenti sia nell'area dei Campi Flegrei sia nella città di Napoli (Fig. 94).

I depositi sono stati suddivisi in tre gruppi principali in base alla loro età: (gruppo 1) rocce più antiche di 39 ka comprendenti anche l'Ignimbrite Campana *Auctt.* (TGC); (gruppo 2) rocce la cui età è compresa tra 39 e 15 ka, comprendenti anche il Tufo Giallo Napoletano; (gruppo 3) rocce più recenti di 15 ka. In Figura 95 sono mostrati i diagrammi a rosa delle direzioni delle fratture suddivise nei tre gruppi, considerando tutte le fratture (a) o solo le direzioni principali per ogni sito (b). Per tutti i gruppi le fratture si presentano con inclinazioni pressochè verticali. Nel gruppo 1 le fratture mostrano due direzioni preferenziali orientate NO-SE e circa N-S. Nel gruppo 2 le direzioni prevalenti sono NNO-SSE e secondariamente ENE-OSO. Infine per i depositi successivi al Tufo Giallo Napoletano (gruppo 3) si osservano le direzioni prevalenti ONO-ESE e NNE-SSO. Bisogna sottolineare come le direzioni preferenziali siano ben differenziate in funzione delle età dei depositi e come queste direzioni, costanti su tutta l'area analizzata, indichino che il controllo principale sulle orientazioni delle fratture sia di carattere regionale e solo parzialmente di carattere locale così come indicato già in lavori precedenti (e.g. CALCATERRA *et alii*, 1988; DI VITO *et alii*, 1999; ACOCELLA, 2010).

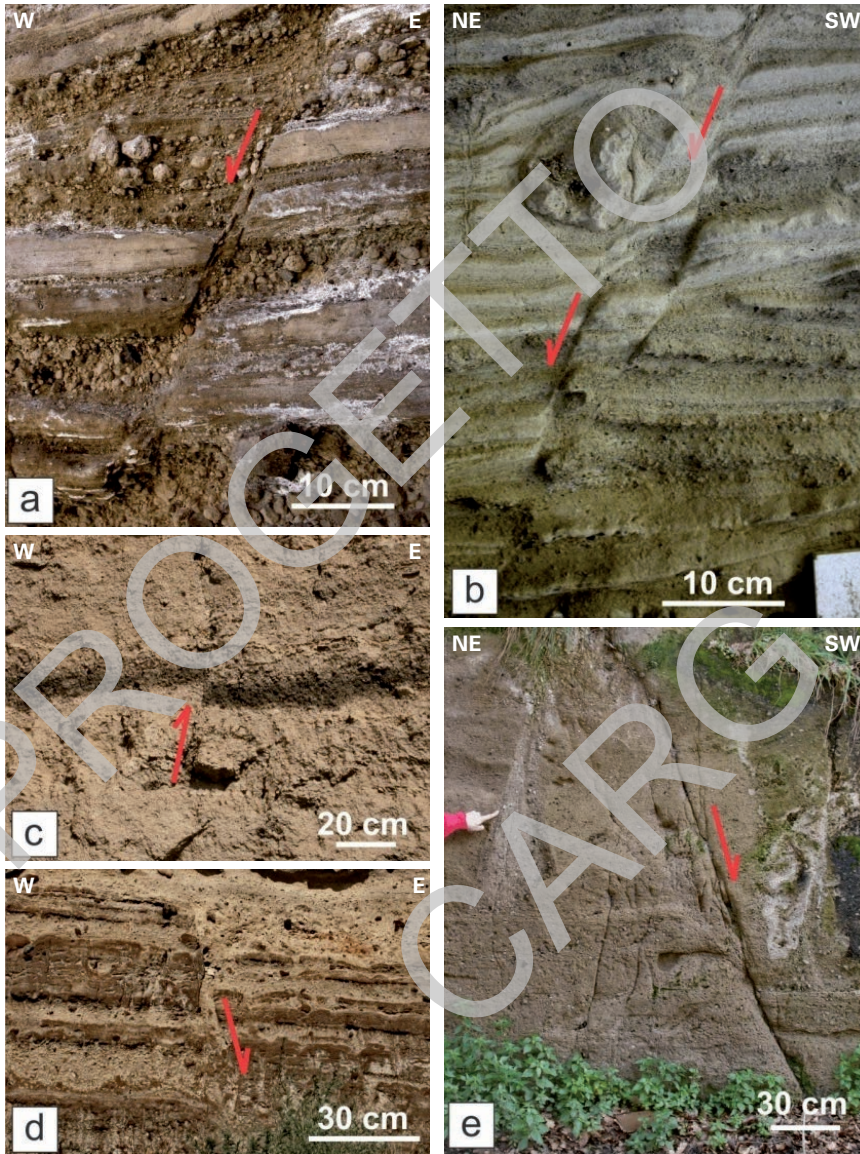


Fig. 92 - Esempi di faglie nei depositi vulcanici. a) faglia normale in depositi pre-Ignimbrite Campana, Monte Echia (Napoli); b) faglie fragili-duttili normali con uncinatura dei livelli vulcanici in depositi pre-Ignimbrite Campana (TGC), Parco Grifeo (Napoli); c) faglia ad alto angolo con cinematica inversa in depositi pre-Ignimbrite Campana (TGC), Monte di Procida; d) faglia normale in depositi pre-Ignimbrite Campana (TGC); e) Faglia normale e frattura riempita nel Tufo Giallo Napoletano (TGN), via Casalanno (Quarto).

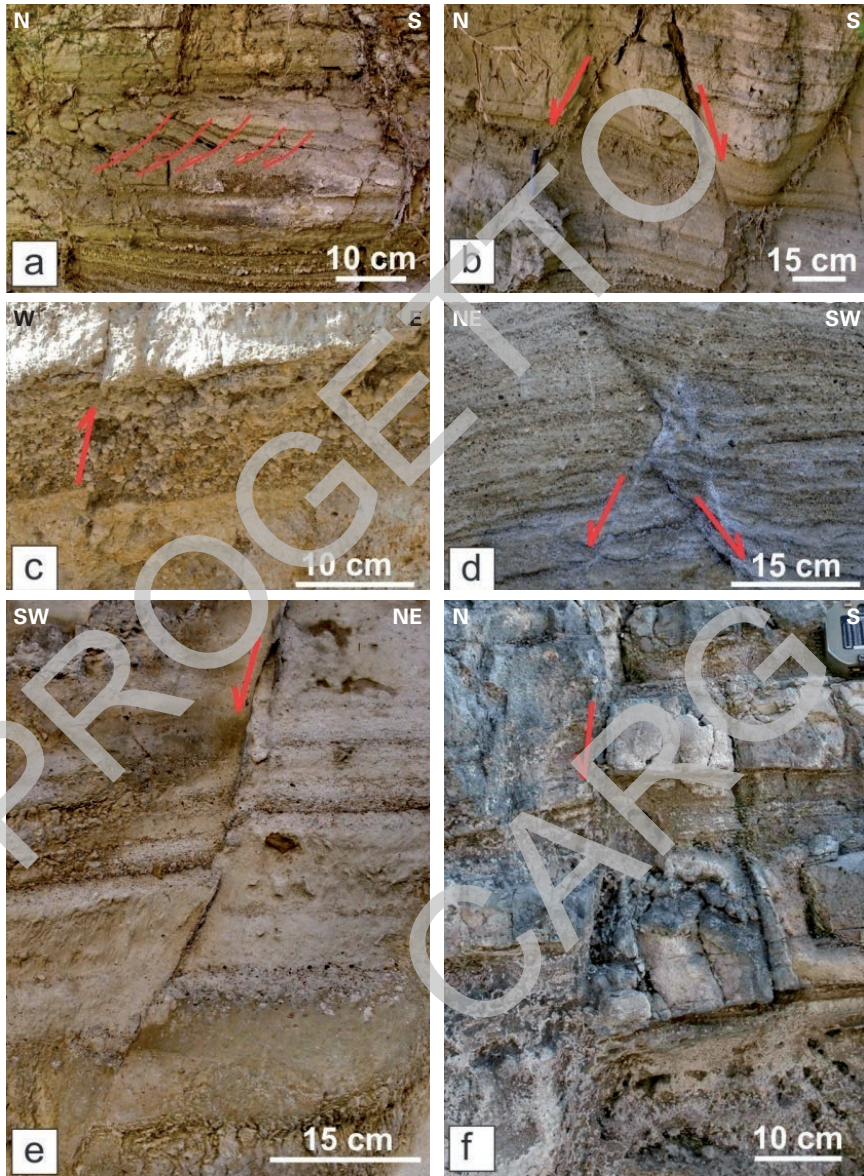


Fig. 93 - Esempi di faglie in depositi post-Tufo Giallo Napoletano a) sistema a domino di faglie listriche normali sin-sedimentarie, Terme di Agnano; b) sistema di faglie normali coniugate, Terme di Agnano (Napoli); c) faglia ad alto angolo inversa, Cigliano (Pozzuoli); d) faglie coniugate normali con uncinatura dei livelli vulcanici, La Pietra (Pozzuoli); e) faglia normale, La Pietra (Pozzuoli); f) faglia normale ad alto angolo con rigetto decimetrico, Solfatarà (Pozzuoli).

Per quanto riguarda le faglie registrate nei depositi vulcanici, è possibile supporre che le faglie inverse e normali, caratterizzate da inclinazioni prossime alla verticalità, possano essersi formate come riattivazione di fratture tensili durante il collasso della caldera. Al contrario le faglie normali, spesso coniugate, con inclinazioni del piano comprese tra 50° e 70° , sono chiaramente di neoformazione. Così come le fratture, le faglie sono state suddivise in tre gruppi (Fig. 96). Le faglie registrate nei depositi del gruppo 1 (Fig. 93a) mostrano una direzione prevalente NO-SE, indicando un'estensione sub-orizzontale orientata NE-SO ed un raccorciamento verticale. Numerosi sono gli esempi di deformazione duttile associata a queste faglie come nel caso delle faglie presenti nei depositi del Monte Echia o del Parco Grifeo dove si possono osservare pieghe da trascinamento (Fig. 92). Le poche faglie rilevate nei depositi del gruppo 2 (Fig. 93b), mostrano una direzione prevalente NNO-SSE ed un'estensione sub-orizzontale diretta circa ENE-OSO con un raccorciamento pressoché verticale. Molto più rari sono gli esempi di deformazione duttile associata a questi depositi come nel caso delle fratture riempite nel Tufo Giallo Napoletano in via Casalanno (Fig. 92e). Le faglie presenti nei depositi successivi al Tufo Giallo Napoletano (gruppo 3) presentano una marcata variabilità delle orientazione dei piani (Fig. 96c). La famiglia di faglie prevalente presenta una direzione circa E-O, tuttavia sono presenti anche sistemi di faglie con direzioni NNE-SSO e NO-SE. L'inversione dei dati indica un raccorciamento verticale ed un'estensione N-S, tut-

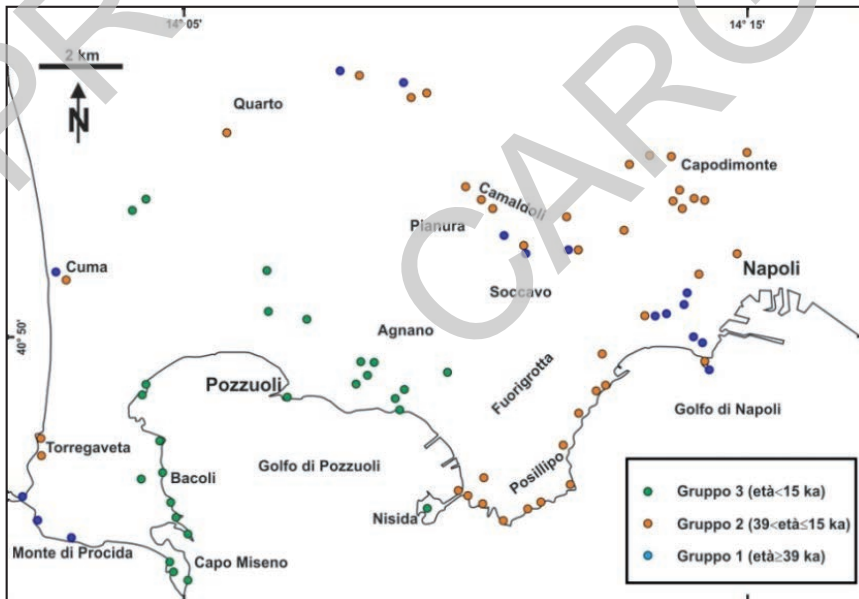


Fig.94 - *Mappa dei siti analizzati.*

tavia l'asse B risulta molto disperso e potrebbe indicare un'estensione più o meno uniforme lungo il piano orizzontale. Come nei casi precedenti anche in questi depositi si possono osservare deformazioni duttili come quelle associate alle faglie presenti nei depositi delle Terme di Agnano (Fig. 92a).

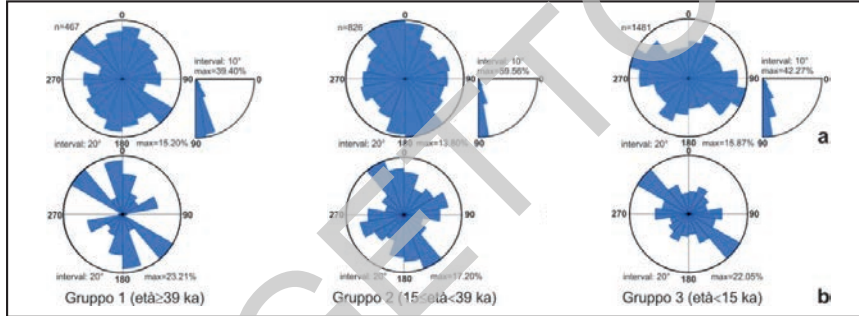


Fig. 95 - Diagrammi a rosa: a) direzione di tutti i piani di frattura (diagramma bidirezionale) e inclinazione del piano (diagramma unidirezionale); b) direzione dei principali piani di frattura (diagramma bidirezionale).

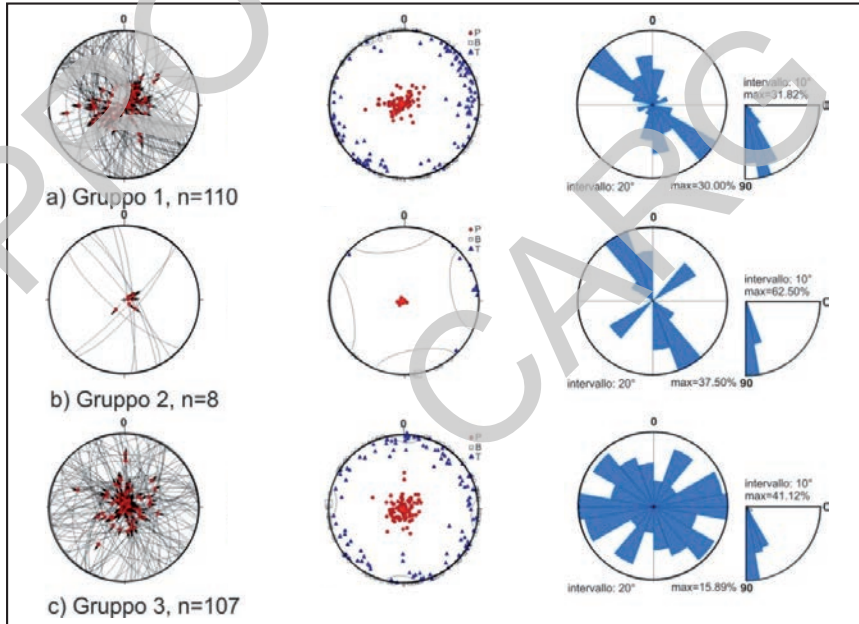


Fig. 96 - Proiezione stereografica (rappresentazione di Angelier), diagramma a rosa e diagramma P-B-T delle faglie analizzate. Risultati dell'analisi di paleostress (assi medi e stress ratio R): a) P 279/86, 96%; B 332/00, 61%; T 062/04, R 58%; b) P 256/88, 100%; B 170/00, 70%; T 080/00, R 70%; c) P 249/89, 67%; B 275/00, 35%; T 002/00, R 35%.

X - SISMICITÀ

La Campania è parte di un sistema geodinamico complesso, attualmente dominato da estensione orientata in direzione NE-SO (HIPPOLYTE *et alii*, 1994). Le principali faglie attive dell'area sono localizzate lungo gli Appennini, con orientazione parallela alla catena (NO-SE) e lunghezza fino a qualche decina di chilometri (VALENSISE & PANTOSTI, 2001).

La regione è soggetta a un elevato tasso di sismicità (Fig. 97), tra i più alti nel territorio nazionale, che è concentrata principalmente nella zona appenninica e nell'area vulcanica napoletana (Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia). La più recente zonazione sismogenetica ZS9 (Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica, 2004) individua in Campania due zone. La prima include gli eventi appenninici caratterizzati dal massimo rilascio di energia legata alla distensione generalizzata dell'Appennino meridionale (zona 927), mentre la seconda, allungata in direzione approssimativamente OSO-ENE, comprende tutta l'area vulcanica napoletana e si estende verso oriente fino alle falde appenniniche (zona 928). Quest'ultima racchiude anche la sismicità della fascia costiera tirrenica, tipicamente di intensità minore rispetto a quella localizzata in catena. In entrambe le zone, il meccanismo prevalente di fagliazione è normale, mentre l'intervallo di profondità nel quale è localizzato il maggior numero di terremoti è significativamente diverso, con gli eventi dell'area appenninica che avvengono maggiormente tra 8 e 10 km e quelli dell'area vulcanica napoletana localizzati per lo più tra 1 e 5 km.

Negli ultimi mille anni in Campania e nelle aree limitrofe si sono verificati diversi forti terremoti (Fig. 97) che hanno avuto notevole impatto sulla città di Napoli, superando in molte circostanze la soglia del danneggiamento (Fig. 98a). Tutti questi eventi sono avvenuti in area appenninica o in altre zone sismogenetiche

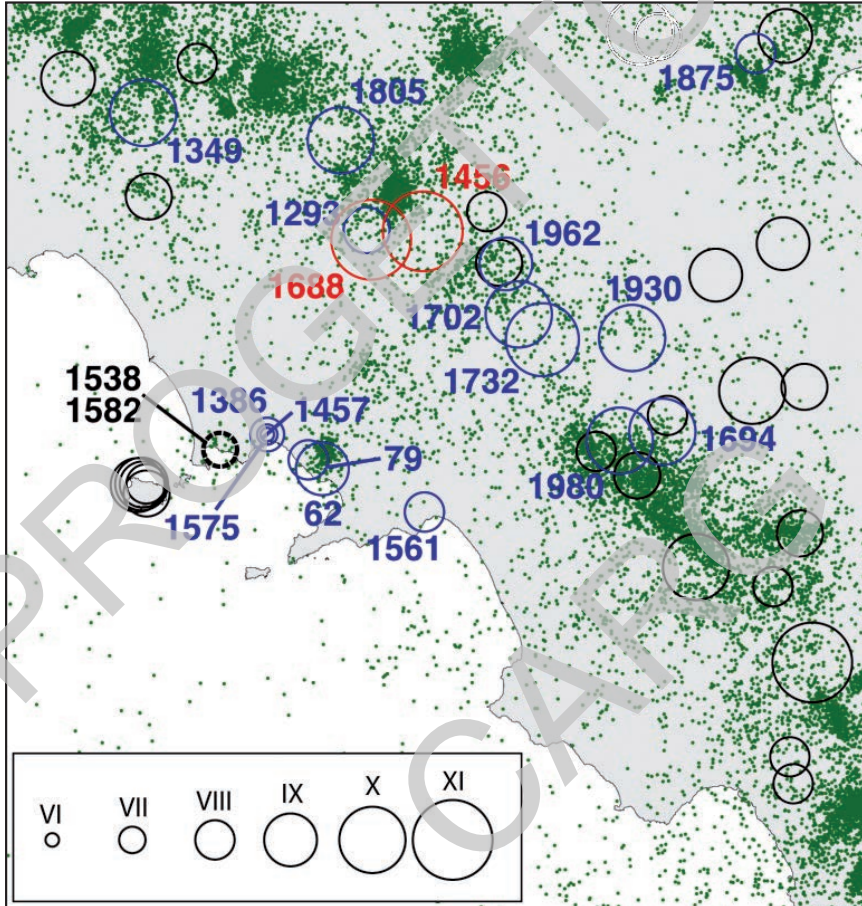


Fig. 97 - Sismicità storica (cerchi), secondo i dati riportati nei cataloghi CPTI04 (Gruppo di lavoro CPTI, 2004) e CPTI11 (ROVIDA et alii, 2011), e sismicità strumentale per il periodo 1981-2011 (punti), basata sul catalogo dell'INGV per il periodo 1981-2002 (<http://csi.rm.ingv.it/>) e sul bollettino sismico dello stesso istituto (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>). La mappa riporta gli eventi storici con intensità alla sorgente I_0 maggiore o uguale all'ottavo grado e, comunque, quelli che hanno prodotto un risentimento a Napoli uguale o superiore al VI grado (cerchi blu). In rosso sono indicati quelli che a Napoli sono stati risentiti con un grado uguale o maggiore all'ottavo. I due eventi dei Campi Flegrei (1538, 1582), entrambi con I_0 VII-VIII, hanno prodotto risentimenti prevalentemente locali, sono indicati dal cerchio tratteggiato.

più distanti. Tra questi terremoti, due in particolare (1456, 1688) hanno raggiunto un'intensità pari all'VIII grado della scala Mercalli, causando notevoli danni agli edifici. Inoltre, dalle stime di risentimento, si evince che eventi forti, con magnitudo $M=6.5-7$, anche se localizzati in Calabria meridionale o in Abruzzo, possono provocare a Napoli scuotimenti ben al di sopra della soglia di avvertibilità.

In genere, i terremoti che avvengono nell'area vulcanica napoletana hanno effetti sensibilmente inferiori. Infatti, nell'ultimo millennio, l'evento più significativo è stato quello di Casamicciola del 1883, che ha provocato in città un risentimento pari al V grado Mercalli. Intensità maggiori sono state raggiunte in precedenza dai terremoti vesuviani del 62 d.C. e 79 d.C., quest'ultimo associato alla nota eruzione pliniana. Per entrambi gli eventi sono riportati danni alla città di Napoli, con una stima degli effetti pari al VII-VIII grado. I terremoti riportati dai cataloghi per i Campi Flegrei (Fig. 97) sono invece caratterizzati da energia minore, con massima intensità alla sorgente (quindi, anche nella città di Pozzuoli; Fig. 98b) $I_0=VII-VIII$ grado, (1538, 1582).

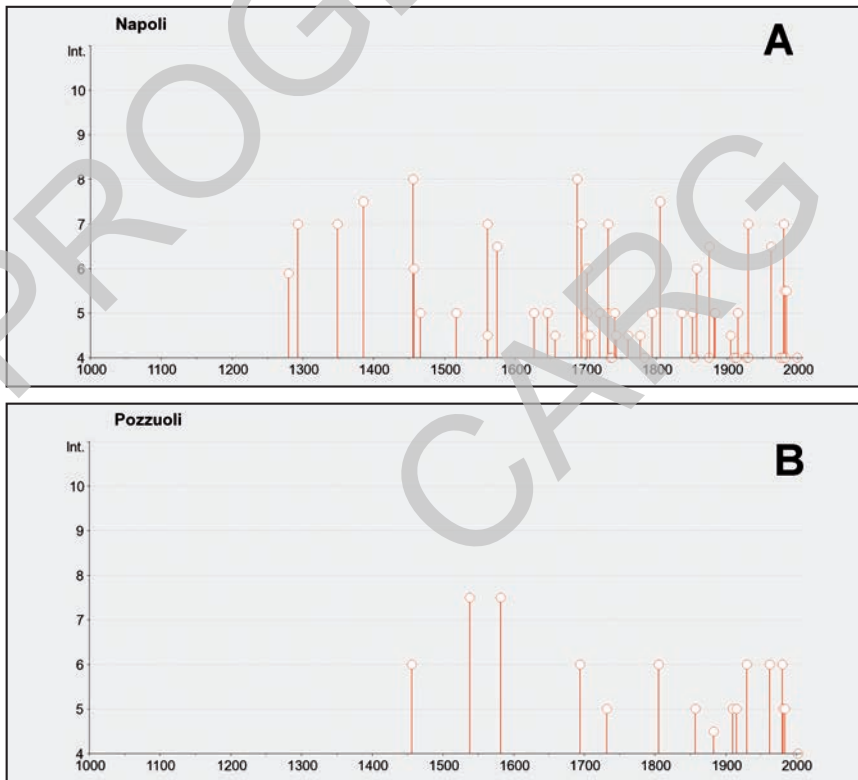


Fig. 98 - Intensità risentite a Napoli e Pozzuoli in conseguenza di eventi sismici avvenuti a partire dall'anno 1000. Dati CPT111 (ROVIDA et alii, 2011).

Negli ultimi decenni, l'area napoletana ha prevalentemente risentito di effetti dovuti all'attivazione di sorgenti nelle zone appenniniche, dove la sismicità recente è prevalentemente diffusa nella zona compresa tra bassa Irpinia e Basilicata e, più a nord, in quella tra Sannio e Molise. I danni maggiori sono stati causati dal terremoto irpino del 1980, che ha prodotto, nell'area urbana, accelerazioni di picco al suolo dell'ordine di 0.04-0.10 g, in accordo con l'intensità osservata (VII-VIII), mentre, nella zona flegrea ha avuto un risentimento più basso, con intensità del VI grado.

Nelle aree vulcaniche a est e a ovest della città, la sismicità si è mantenuta su livelli di energia relativamente bassi, con magnitudo che raramente hanno superato $M=3.0$. L'attività di fondo è abbastanza regolare, con periodi di sciami più intensi, che possono raggiungere magnitudo più elevate. In particolare, l'evento del Vesuvio del 9 settembre 1999 ($M=3.6$), il più forte dalla fine dell'ultima eruzione, è stato risentito a Napoli con un'intensità del IV grado Mercalli. Per quanto riguarda i Campi Flegrei, caratterizzati dalla tipica attività bradisismica, il tasso di sismicità può raggiungere numeri anche molto elevati, in particolare nei periodi di sollevamento del suolo. Infatti, durante l'ultimo episodio, avvenuto negli anni 1982-1984, sono stati registrati oltre 15000 eventi, con magnitudo massima $M=4.0$, per lo più localizzati intorno alla città di Pozzuoli, centro dell'area di massimo innalzamento (1.8 m). Certamente meno importante l'attività sismica di Ischia, dove negli ultimi anni sono stati registrati solo alcuni eventi, tutti di magnitudo molto bassa ($M_{\max}=2.2$), senza effetti significativi.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (la cui versione più recente è pubblicata sulla Gazzetta Ufficiale n. 108 del 11.5.2006), basata prevalentemente sulla determinazione dei tassi di sismicità e sullo studio delle leggi di attenuazione del moto del suolo, prevede per l'area napoletana un'accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi ($V_S=800$ m/s), dell'ordine di 0.150-0.175 g. La classificazione sismica elaborata sulla base di questi risultati e sancita da Deliberazioni della Giunta Regionale (n° 5446-447 del 7.11.2002, n° 248 del 24.1.2003, n° 816 del 10.6.2004), prevede per tutti i comuni compresi nel Foglio 446-447 l'appartenenza alla classe 2 (media sismicità). Rispetto alla precedente, l'attuale classificazione presenta la sola variazione da bassa (3) a media sismicità (2) per il comune di Napoli.

XI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA E DISSESTI

1.1. - IDROGEOLOGIA

Il corpo idrico sotterraneo presente nell'area del Foglio 446-447 è compreso all'incirca tra il basso corso dei Regi Lagni a N, il mare ad O, il campo vulcanico Flegreo e Napoletano a S e la depressione strutturale del Volla a SE. Esso interessa la porzione occidentale della più ampia depressione strutturale della piana Campana.

La circolazione idrica sotterranea si esplica principalmente per filtrazione nelle fessure e fratture dei termini litoidi dei complessi idrogeologici vulcanici dei tufi e delle breccie laviche, e nei pori dei depositi incoerenti piroclastici, alluvionali, transizionali e marini delle piane. In questo caso la permeabilità per porosità si riduce nei livelli francamente cineritici e limo-torbosi mentre tende a diventare più elevata negli strati sabbiosi marini ed in quelli ghiaiosi piroclastici ricchi di lapilli, pomici e scorie. Tale condizione lito-strutturale genera una struttura idrogeologica complessa, in cui la circolazione idrica sotterranea avviene per falde sovrapposte. A luoghi i termini litoidi (in vaste aree del Foglio i depositi di **TGC**) possono rappresentare degli impermeabili relativi, determinando una condizione semiartesiana, ma le falde possono essere ricondotte, a grande scala, ad un'unica

circolazione idrica sotterranea, caratterizzata da fenomeni di drenanza e da mescolamenti tra acque di diversa origine, a causa della variabilità ed eteropia dei vari depositi e della mancanza di acquicludi di adeguata estensione e spessore.

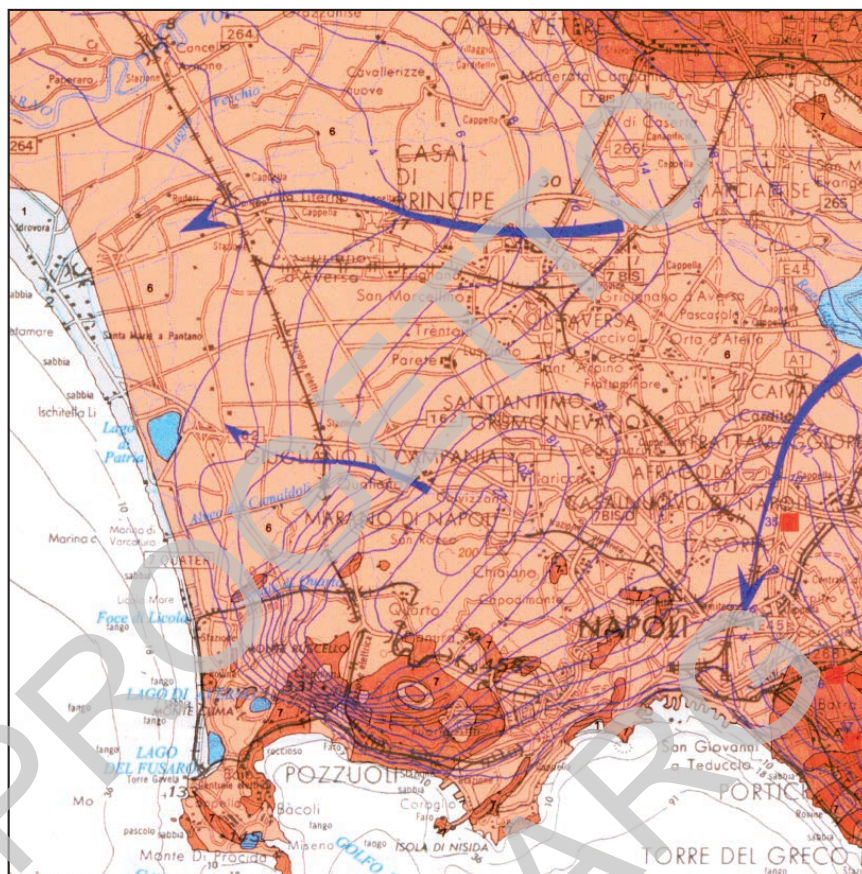
A scala regionale, come si evince dalla “Carta Idrogeologica dell’Italia Meridionale” di ALLOCCA *et alii* (2007) (Fig. 99) una zona di alto piezometrico che si estende in direzione antiappenninica dalla zona di Montagna Spaccata nei Campi Flegrei sino a Maddaloni rappresenta uno spartiacque sotterraneo che separa i deflussi sotterranei delle aree di piana settentrionale e Flegrea da quelli della valle del Sebeto. In particolare, laddove la circolazione idrica sotterranea intercetta il bacino dei Regi Lagni, si individua la presenza di un importante asse di drenaggio preferenziale delle acque localizzato lungo la direttrice Aversa - Casal di Principe - foce Regi Lagni, mentre gli apporti degli acquiferi carbonatici dei monti di Avel-la e della dorsale di Cancellò sono drenati verso mare attraverso la piana costiera del Sebeto. Le acque flegree, a partire da un’area di alimentazione localizzata presso la zona di Pianura-Quarto-Marano, si dirigono in maniera radiale sia verso il bacino dei Regi Lagni, sia verso l’area di bonifica di Licola, sia verso la fascia costiera flegrea meridionale, mentre le superfici dei laghi Flegrei costituiscono zone di sfioro della superficie piezometrica ma di drenaggio locale e non definitivo della falda (Fig. 100).

A scala di maggior dettaglio, però, esistono notevoli differenze sia dal punto di vista idrogeologico che idrogeochimico che hanno permesso a numerosi autori di differenziare e meglio definire la circolazione idrica sotterranea in diversi settori dell’area di studio.

CELICO (1983) e CORNIELLO *et alii* (1990) hanno riconosciuto, nell’ambito della piana Campana, differenti aree le cui acque hanno profili idrochimici fra loro confrontabili. Nella porzione settentrionale del Foglio, in prossimità dei Regi Lagni, si individuano acque sotterranee caratterizzate da una parziale origine carbonatica; infatti, le caratteristiche chimico-fisiche delle acque, di tipo alcalino a causa della lisciviazione di depositi piroclastici alcalino-potassici, risentono del mescolamento con acque bicarbonato-calciche, derivanti dagli apporti degli acquiferi carbonatici posti ai margini della piana.

CELICO *et alii* (1991), oltre ad individuare in maniera puntuale la circolazione idrica dei Campi Flegrei, la ritengono indipendente dall’alimentazione dei massicci carbonatici bordieri. Tale conclusione è avvalorata dai dati idrogeochimici (es. basso tenore in HCO_3) e da un *surplus* idrico di circa 60 mm/anno emerso nell’area dai dati del bilancio idrogeologico effettuato da CELICO *et alii*, (1987). Tale difformità è spiegata con un’alimentazione aggiuntiva rispetto a quella meteorica legata a risalita di fluidi profondi che determina l’anomalia fratimetrica dell’alto piezometrico della Piana di Quarto e di Montagna Spaccata.

Le porzioni meridionale ed orientale del Foglio, corrispondenti alle aree maggiormente urbanizzate, sono state ben inquadrare da CELICO *et alii*, (2001),









	COMPLESSO ALLUVIONALE-COSTIERO Permeabilità da scarsa a media per porosità
	COMPLESSO DELLE PIROCLASTITI DA CADUTA Permeabilità da scarsa a media per porosità
	COMPLESSO DELLE PIROCLASTITI DA FLUSSO Permeabilità media per porosità e fessurazione
	COMPLESSO DELLE LAVE Permeabilità elevata per fessurazione
	CURVE ISOPIEZOMETRICHE (M S.L.M.)
	PRINCIPALI ASSI DI DRENAGGIO PREFERENZIALE DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Fig. 99 - Stralcio dalla "Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale" con legenda da ALLOCCA et alii, (2007) modificato.

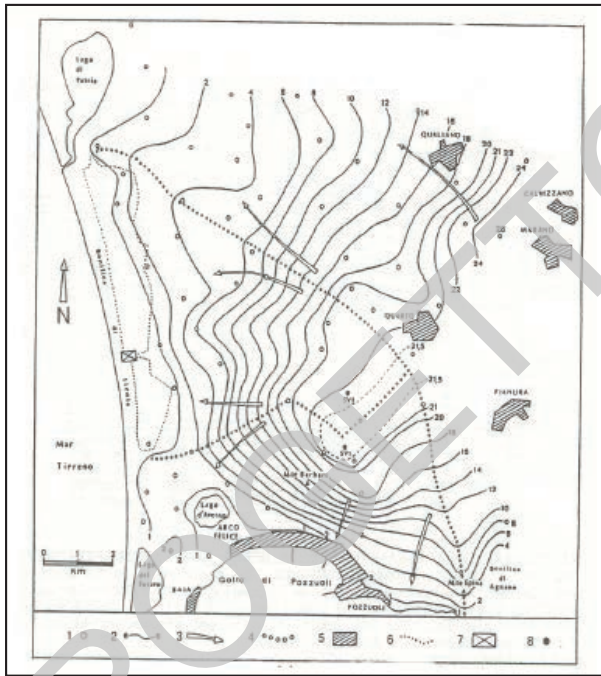


Fig. 100
Carta a curve isopiezometriche del corpo idrico sotterraneo dei Campi Flegrei (da CELICO et alii, 1991).

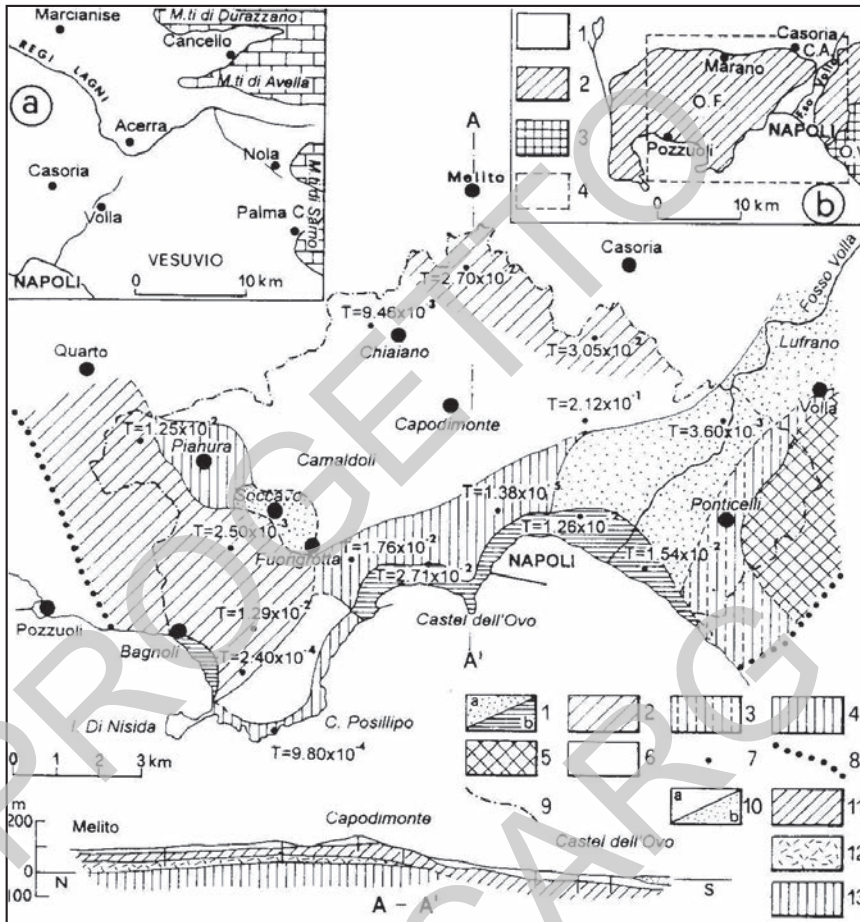
Legenda

- 1) Pozzi utilizzati per la ricostruzione piezometrica;
- 2) Curve isopiezometriche in m s.l.m.;
- 3) Diretrici di flusso idrico sotterraneo;
- 4) Spartiacque sotterraneo;
- 5) Aree urbanizzate;
- 6) Limite della bonifica di Licola;
- 7) Impianto idrovora di Licola;
- 8) Pozzi geotermici profondi.

che individuano tre “aree” idrogeologiche “Occidentale - Flegrea”, “Centrale - alluvionale” ed “Orientale - Vesuviana” - cfr. Fig. 101), ben differenziabili anche dal punto di vista idrogeochimico, in quanto nella prima delle zone succitate circolano acque a carattere prevalente bicarbonato-alcalino, mentre nelle restanti si rinvencono acque bicarbonato-calciche. In particolare, nella zona collinare napoletana ed in quella dell’area urbana di Napoli (Fig. 101), separata dalla precedente da lineamenti vulcano-tettonici, le acque di falda defluiscono principalmente nei depositi incoerenti sottoposti ai termini litoidi di TGN ed, a luoghi, di TGC, dei Tufi di Castel dell’Ovo (OVO) e di tufi vesuviani; i quali determinano le condizioni di parziale confinamento dell’acquifero.

Nell’area orientale del Foglio, (“Centrale-alluvionale” in CELICO *et alii*, 2001) l’acquifero è costituito principalmente da piroclastiti flegree e vesuviane, più o meno rimaneggiate in ambiente alluvionale, a cui sono intercalati, localmente, sedimenti marini e limno-palustri. Essa rappresenta il recapito preferenziale di parte delle acque provenienti dai settori “Occidentale-Flegreo” ed “Orientale-Vesuviano”.

Anche in questo settore la circolazione idrica sotterranea è articolata in più falde sovrapposte, probabilmente idraulicamente connesse anche per la presenza di numerosi pozzi mal condizionati.



Carta dei complessi acquiferi sede della porzione più alta della falda idrica sotterranea.

1) Piroclastiti rimaneggiate in ambiente continentale (a) e costiero-marino (b); 2) Complesso piroclastico "prossimale recente" del settore "Occidentale-Flegreo"; 3) tufo "Vesuviano"; 4) "Tufo Giallo Napoletano" e tufi della "Serie Urbana"; 5) piroclastiti e lave vesuviane; 6) punti di misura della trasmissività (in m²/s); 7) limite dell'area di studio; 8) limite comunale dell'area urbana di Napoli; 9) depositi vulcano-clastiti rimaneggiati in ambiente continentale (a) e/o costiero-marino (b); 10) "Tufo Giallo Napoletano"; 11) "Ignimbrite Campana" e "Breccia Museo-Piperno"; 12) piroclastiti antiche.

1/a - Ubicazione dell'area di studio

1/b - Settori idrogeologici dell'area metropolitana (1: "Centrale-Alluvionale" (C.A.); 2: "Occidentale-Flegreo" (O.F.); 3: "Orientale-Vesuviano" (O.V.); 4: limite dell'area di studio)

Fig. 101 - Carta dei Complessi acquiferi napoletani da CELICO et alii, 2001.

In quest'area costituiscono livelli impermeabili relativi in particolare i tufi vesuviani, presenti a partire da circa 20 m dal p.c. e, talvolta, livelli di limi torbosi (Fig. 102).

Una potente falda, a volte a carattere semiartesiano (Fig. 103) attraversa i depositi prevalentemente sabbiosi a letto di tali tufi, anche se, a grande scala, l'insieme dei terreni precedenti, per le frequenti soluzioni di continuità nei termini meno permeabili, costituisce un acquifero unico ed a carattere freatico.

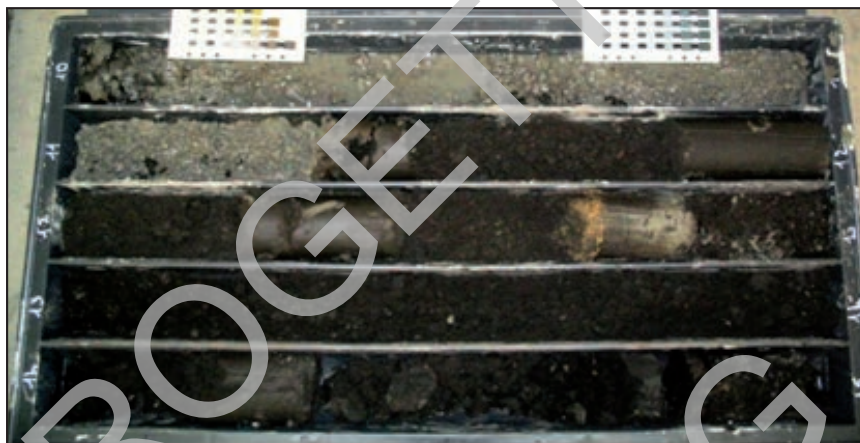


Fig. 102 - Aspetto dei depositi del sottosuolo dell'area sudorientale del Foglio 446-447 "Napoli", passaggio da livelli ghiaiosi pomicei a livelli torbosi.



Fig. 103 - Piezometro condizionato al di sotto dei tufi vesuviani nella zona di Poggioreale (Napoli). Il livello di falda risale in pressione sino a circa 2,5 m dal p.c.

Nella zona orientale di Napoli, la falda semiconfinata presente al di sotto dei livelli tufacei è stata sfruttata, a partire dall'immediato dopoguerra, a scopo idropotabile con la realizzazione del campo-pozzi di Lufrano. Sono stati inoltre effettuati cospicui emungimenti a scopo industriale ed irriguo nelle aree napoletana, di Nola e della valle di Maddaloni, che sfruttavano ugualmente la falda profonda. Tale sovrasfruttamento ha comportato, secondo ALLOCCA & CELICO (2008), il prosciugamento della falda superficiale e delle sorgenti del Volla, oltre alla compromissione della qualità delle acque di falda ed al conseguente abbandono dell'uso idropotabile.

La conseguenza di tale abbandono è stata, a partire dal 1990, una repentina diminuzione della soggiacenza della falda, che in alcuni casi ha subito innalzamenti piezometrici anche di 14 m, riattivando addirittura alcune sorgenti ormai dimenticate e compromettendo la funzionalità di importanti opere infrastrutturali (Fig. 104).

1.2. - DISSESTI

Il Dipartimento Difesa Suolo della Regione Campania ha fornito una carta (aggiornata all'anno 2010) relativa all'Inventario dei Fenomeni Franosi (IFFI), che unitamente agli elaborati del Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico dell'Autorità di Bacino Nord Occidentale (aggiornamento PAI 2010) ha coadiuvato le attività di rilevamento dei dissesti in campagna.

I fenomeni gravitativi nel Foglio 446-447, come già accennato, sono concentrati, per motivi geomorfologici e stratigrafico-strutturali, nella sua parte meridionale ed in particolare nelle aree collinari di Napoli e del campo vulcanico flegreo.

In particolare, i crolli si concentrano nelle falesie costiere di Posillipo, Nisida e flegree, nei contrafforti tufacei del Monte Barbaro e dei Camaldoli e nei valloni partenopei (Fig. 105).

I dissesti più comuni sono quelli complessi di tipo scorrimento (in genere traslativo) - colata detritica (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996) ed hanno interessato ripetutamente, in occasione di eventi meteorici intensi, le zone collinari napoletane ed i vulcani flegrei. I volumi coinvolti in tali dissesti sono contenuti di solito nell'ordine delle decine o centinaia di m³, risultando a volte di difficile individuazione e catalogazione (Figg. 106, 107, 108).

Le cause dell'innesco di tali fenomeni sono state indagate da diversi autori (CALCATERRA *et alii* 2003, CALCATERRA *et alii* (2005); PERRIELLO ZAMPELLI, 2005). In particolare CALCATERRA *et alii* (2003), descrivono la metodologia utilizzata nella redazione delle carte del Rischio da Frana dell'Autorità di Bacino Nord Occidentale, che ha competenza territoriale nell'intero Foglio. Tale metodologia è basata su indici che tengono conto della pendenza dei versanti, dello spessore delle coperture, e del rapporto morfologico tra area di distacco ed area di accumulo (*angle of reach*). Analoghe modellizzazioni vengono descritte anche in

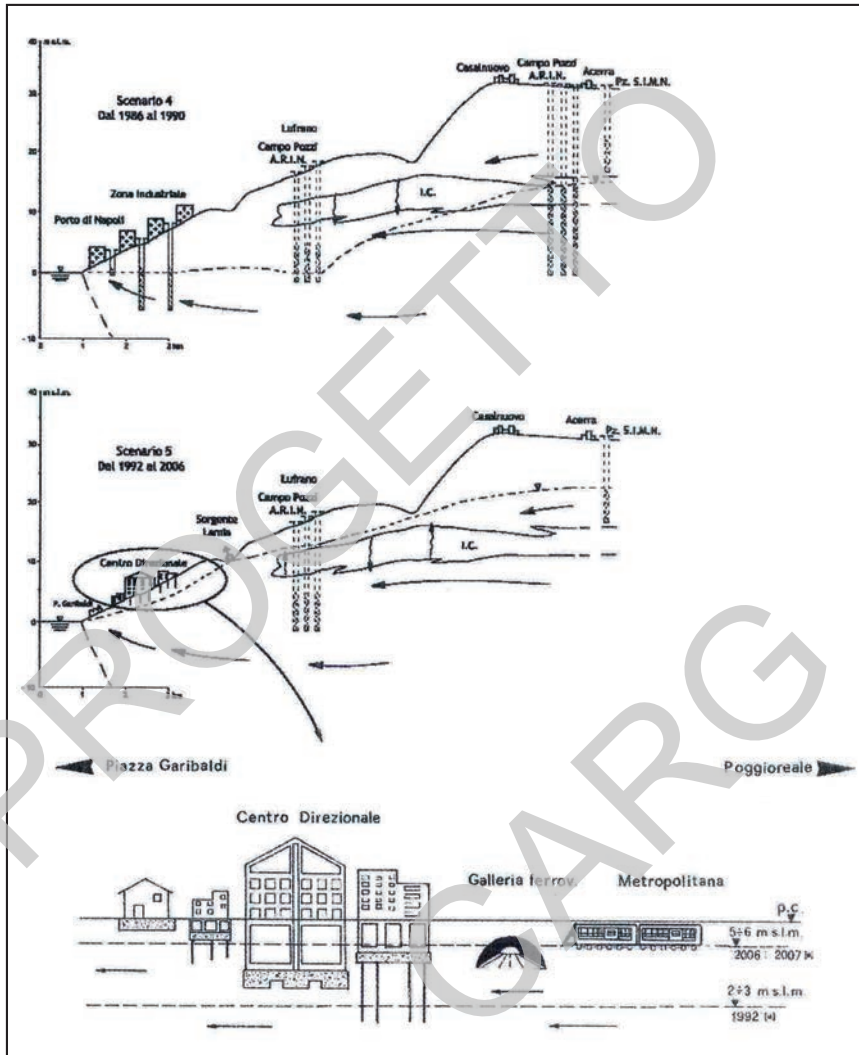


Fig. 104 - Scenari idrogeologici dell'area orientale di Napoli, da ALLOCCA & CELICO (2008).

CALCATERRA *et alii* (2005) (Metodo SHALTAB) ed in PERRIELLO ZAMPPELLI (2005) (metodo SLIDE).

Gli eventi calamitosi del maggio 1998 hanno costretto da tempo la comunità scientifica Campana ad interessarsi in particolare dei meccanismi di innesco delle colate detritico-fangose, anche ai fini della stima dei volumi mobilizzabili da tali dissesti e della modulazione degli interventi tesi alla mitigazione del rischio. In



Fig. 105 - Sistemazione di pareti sub-verticali in tufo sede di dissesti in loc. Camandoli e Coroglio (Napoli). Estratto da LOMBARDI et alii, (2010).



Fig. 106 - Scorrimento traslativo parzialmente evoluto in colata detritico-fangosa che ha interessato nel marzo del 2005 il cratere della Solfatara.

particolare, importanti attività sono state svolte sul campo dall'Unità Operativa 2.38 del Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del C.N.R. - incaricata della gestione scientifica dell'emergenza succitata - e, in seguito, dai Presidi Territoriali istituiti dal Commissariato Straordinario di governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania. Tali attività hanno permesso di approfondire sul campo le criticità morfologiche, stratigrafiche ed antropiche che hanno stori-

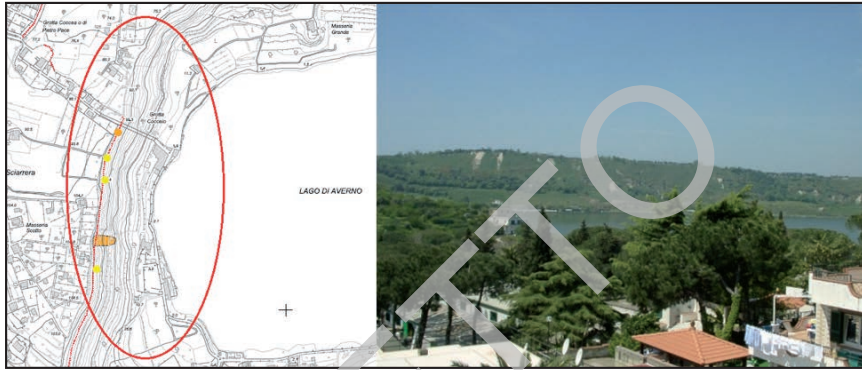


Fig. 107 - Scorrimenti traslativi parzialmente evoluti in colate che hanno interessato il settore occidentale del cratere di Averno (Pozzuoli) nell'anno 2005. A sx stralcio della Carta Inventario dei Fenomeni Franosì dell'Autorità di Bacino Nord Occidentale (aggiornamento PAI 2010). I dissesti sono i poligoni ed i punti di colore arancio e giallo.

camente interessato - a volte con esiti disastrosi - le coltri piroclastiche campane. Grande rilievo rispetto a tali criticità presentano le caratteristiche tefrostratigrafiche dei depositi piroclastici ed in particolare i livelli pomicei e scoriacei dei depositi da *fall* vesuviani e flegrei i quali, in particolari settori del versante (es. vallecole, cornici di morfoselezione) e/o congiuntamente a fattori antropici (es. tagli stradali, opere idrauliche mal funzionanti) possono risultare determinanti nell'attivazione dei dissesti (DI CRESCENZO & SANTO, 1999; CALCATERRA *et alii*, 2000; DI CRESCENZO & SANTO, 2005; EVANGELISTA *et alii*, 2005).

I fattori di innesco di tali frane sono riconducibili ad una diminuzione della resistenza al taglio, a causa di un repentino peggioramento dei parametri geomeccanici dei terreni, probabilmente dovuta a variazioni delle pressioni interstiziali per aumento della pressione di poro. Nei depositi, prossimi alla saturazione a causa di eventi pluviometrici eccezionali, possono talora verificarsi fenomeni di liquefazione e mobilitazione per fenomeni gravitativi complessi del tipo scorrimento-colata. Per tali motivi oltre alle attività (di "Protocollo") del Presidio Territoriale, molti autori oltre a quelli sopra citati si sono soffermati su approfondimenti stratigrafici in particolare nei depositi piroclastici dei Comuni dell'Emergenza Idrogeologica del 1998-1999 (DE RISO *et alii*, 1999; CASCINI *et alii*, 2000; CELICO *et alii*, 2000; ROLANDI *et alii*, 2000). I contesti geologici più indagati sono quelli delle piroclastiti in appoggio su substrato carbonatico. Meno analizzati risultano essere i parametri tefrostratigrafici dei numerosi dissesti che hanno interessato le aree napoletana e flegrea, ad esclusione di alcune zone come quella dei Camaldoli, investigate da CALCATERRA *et alii* (2007), mentre metodi previsionali deterministici su base fisica (SHALSTAB e SINMAP) sono stati applicati da CALCATERRA *et alii*, (2005) in due zone dei Campi Flegrei.

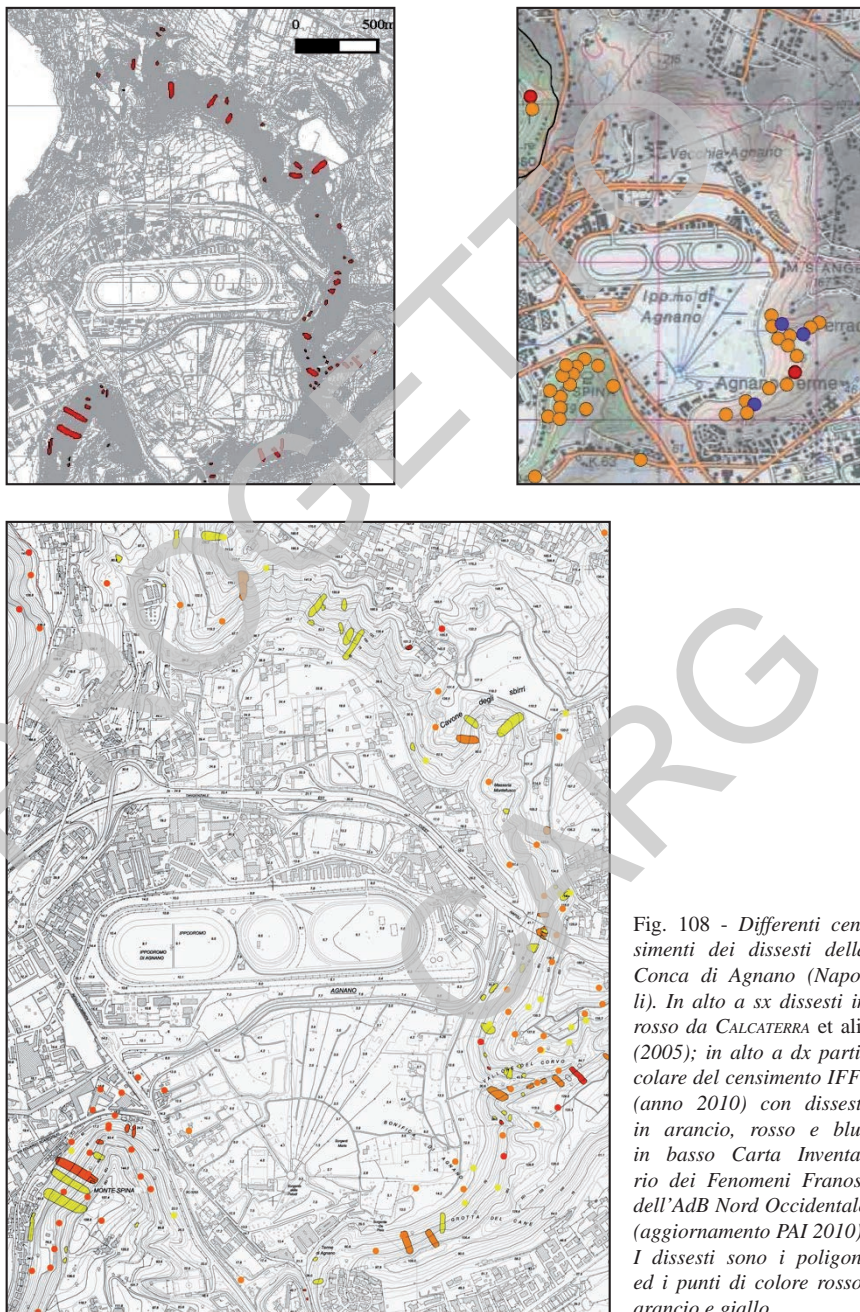


Fig. 108 - *Differenti censimenti dei dissesti della Conca di Agnano (Napoli). In alto a sx dissesti in rosso da CALCATERRA et alii (2005); in alto a dx particolare del censimento IFFI (anno 2010) con dissesti in arancio, rosso e blu; in basso Carta Inventario dei Fenomeni Franosì dell'AdB Nord Occidentale (aggiornamento PAI 2010). I dissesti sono i poligoni ed i punti di colore rosso, arancio e giallo.*

Durante l'attività di ricerca del Consorzio inter-Universitario per la Previsione e prevenzione dei Grandi Rischi (C.U.G.RI) Anno 2001 - 2002 (elaborato a cura di P.M. GUARINO) si sono analizzate le superfici di distacco di alcune decine di frane di scorrimento traslativo, a volte evolute in colata, della Conca di Agnano. Lo studio evidenzia il ruolo svolto da paleosuoli e livelli pomicei nei depositi di Agnano - M. Spina e di Astroni come determinante nell'innesco di tali fenomeni (Fig. 109).

Per tali motivi si può ritenere che una maggiore conoscenza dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'area potrà spingere verso una maggiore comprensione del Paesaggio Napoletano e Flegreo e della sua naturale evoluzione morfologica che si esplica anche attraverso i fenomeni gravitativi.



Fig. 109 - Sezione stratigrafica tipo della Conca di Agnano (Napoli), da GUARINO (2002), con evidenziate le superfici di distacco iniziale individuate nei depositi di Agnano M. Spina e di Astroni (Unità A7 di ISAIA et alii, 2004).

1.3. - CAVE E DISCARICHE

Le cave cartografate nel Foglio sono state fornite dal Dipartimento Difesa Suolo della Regione Campania ed estratte dal Piano Regionale delle Attività Estrattive (PRAE) pubblicato nel 2006. In area urbana una grossa parte dell'attività estrattiva è stata sin da epoche storiche condotta in via ipogea per l'estrazione dei prodotti litoidi del TGN e dei Tufi Antichi *Auctt.* (OVO). I dissesti legati spesso all'abbandono ed al degrado di tali strutture ipogee hanno spesso ripercussioni importanti nella Difesa del Suolo partenopeo (Fig. 110).

Nessuna cartografia ufficiale è stata fornita per quanto riguarda le attività di discarica. Pertanto le discariche cartografate come tali sono unicamente quelle relative alle attività di rilevamento geologico.

Fig. 110 - Crollo di volta in una cava ipogea realizzata nei prodotti litoidi del TGN in Via Nicolardi (Napoli). Tale dissesto, in seguito sistemato attraverso riempimento della cavità con boiaccia cementizia, ha provocato una voragine in superficie che ha interdetto la circolazione per alcuni anni. Estratto da LOMBARDI et alii (2010).



E' possibile che in particolare alcuni piazzali di cava possano essere stati utilizzati per attività di discarica, sia nel contesto di piana che in quello urbano. E' ad esempio il caso della cava di Cinque Cercole a Chiaiano, rilevata come tale per il CARG nel 2006 e poi utilizzata come discarica per risolvere l' "emergenza rifiuti" che ha interessato la Regione Campania negli anni successivi.

2. - CAVITÀ SOTTERRANEE DI NAPOLI E PROVINCIA

2.1. - LE CAVITÀ SOTTERRANEE NEI COMUNI IN PROVINCIA DI NAPOLI

La presenza abbondante di tufo sia in affioramento che nel sottosuolo ha fatto sì che nel corso dei secoli il territorio del comune di Napoli e dei comuni ubicati a nord della città fosse interessato dall'estrazione del tufo a fini edilizi portando così alla formazione di numerose cavità presenti nel sottosuolo.

Nel periodo tra il 1998 e il 2002 l'Amministrazione Provinciale di Napoli ha portato a termine un progetto per la costituzione della "Banca Dati delle cavità sotterranee dei comuni della provincia di Napoli", finalizzato ad omogeneizzare ed integrare i dati frammentari e disomogenei, disponibili presso enti pubblici e privati, di tutto il territorio della provincia, escluso il Comune di Napoli. Tale progetto ha consentito la realizzazione di un'unica banca dati informatizzata ed interattiva, predisposta per l'utilizzo tramite web, che è stata presentata al pubblico nel giugno 2003. Da tale lavoro emerge che le cavità artificiali sono concentrate, principalmente, nelle parti urbane di più antica formazione, cioè nei centri storici e con maggiore diffusione nel territorio a nord del Comune di Napoli e nell'area flegrica, come illustrato nello schema riportato in Figura 111.

Nel Foglio 446-447, escluso il Comune di Napoli, sono state censite circa 1600 cavità. Nella fascia a nord di Napoli le cavità interessano i centri storici dei comuni di Villaricca, Qualiano, Sant'Antimo, Casavatore, Casoria, Arzano,

Afragola, Caivano, Casandrino, Frattamaggiore, Grumo Nevano, Frattaminore, Crispano, Cardito.

In questi comuni nella maggior parte dei casi le cavità presenti nel sottosuolo traggono origine dagli scavi per il prelievo di materiale da costruzione (tufo, pozzolana e lapilli) e sono concentrate nel centro antico. Ultimata l'estrazione del materiale tufaceo la cavità veniva utilizzata come cantina principalmente per la conservazione del vino, il cui commercio era molto florido in passato. Le dimensioni sono molto variabili, con una superficie che va da alcune decine di mq fino a oltre 1000 mq nelle cavità più grandi.

In queste aree il tufo non affiora, ma è coperto da piroclastiti sciolte di spessore variabile, per cui per raggiungere il banco di tufo si utilizzava una delle seguenti tecniche:

- approfondimento di un pozzo, in genere circolare e non rivestito, fino al tetto del banco tufaceo attraversato per 3-5 metri (spessore del tufo in volta) e raggiungimento del letto del banco; dalle pareti dello scavo in genere si sviluppavano gallerie singole o multiple;

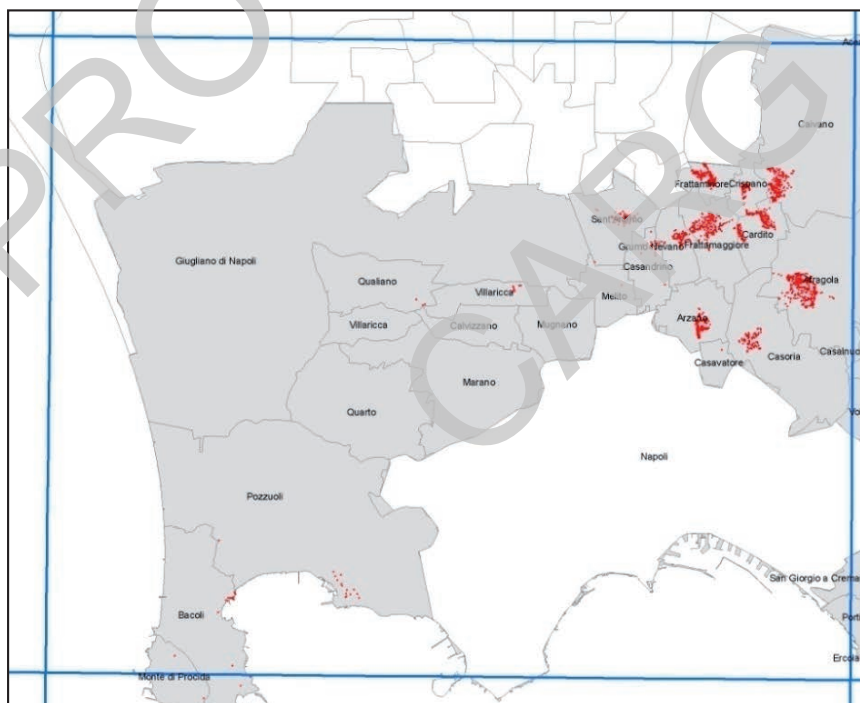


Fig. 111 - Ubicazione delle cavità presenti nel n. Foglio 446-447, escluso il comune di Napoli.

- realizzazione di una rampa di scale fino al raggiungimento del banco tufaceo da coltivare nel quale si procedeva alla realizzazione di gallerie orizzontali con volta circolare, trapezoidale o ellittica;
- realizzazione di un pozzo a pianta quadrata, generalmente avente lato da 3-5 metri, con il quale si raggiungeva il tetto del banco di tufo che veniva attraversato per 8-12 metri per poi intraprendere lo scavo di gallerie dalle pareti del pozzo all'altezza del banco di tufo. Le gallerie in genere a sezione ellittica hanno una larghezza di 8-10 metri, un'altezza variabile di 4-9 metri ed una lunghezza che in alcuni casi raggiunge i 50 metri. Le gallerie spesso venivano messe in comunicazione tra di loro tramite cunicoli secondari e con la superficie tramite condotti verticali rivestiti chiamati "occhi di monte" la cui funzione era quella di areare le gallerie.

Molto diffuse nei comuni situati a nord di Napoli sono le "tane di lapillo", eseguite per l'estrazione delle pomice utilizzate per realizzare i lastrici solari; la tecnica di coltivazione dei lapilli pomicei si realizzava a mezzo di un pozzo verticale non rivestito con cui si raggiungeva il banco di lapillo pomiceo. Dalla base del pozzo e a partire dal letto del banco si realizzavano cunicoli a raggiera lunghi 10 - 15 metri e larghi qualche metro; dopo la cavazione il pozzo veniva riempito in genere con terreno vegetale o materiale di risulta, mentre si lasciavano solo occlusi i cunicoli. Tale metodo rende impossibile la localizzazione dei cunicoli nonché rende precaria e suscettibile di avvallamenti l'area circostante i pozzi.

I comuni ricadenti nell'area flegrea, eccetto Villaricca e Qualiano, non risultano interessati dalla presenza di cavità nel sottosuolo legate ad attività estrattive. Nei comuni di Pozzuoli e Bacoli sono presenti piccole cavità di interesse archeologico (cisterne di epoca romana, colombaie e ambienti abitativi), posti al di sotto delle costruzioni attuali. La presenza di tali cavità "archeologiche" costituisce comunque un pericolo per la stabilità delle strutture su cui si poggiano le nuove costruzioni.

2.1.1. - *Il dissesto delle cavità*

Nel territorio dei comuni a nord di Napoli nel tempo si sono verificati numerosi casi di dissesti e voragini con crollo di edifici, di tratti del manto stradale e talora con anche vittime. Per citare solo i più recenti si pensi al crollo di una palazzina a Frattaminore nel febbraio 2011 ed alla voragine apertasi su una strada al centro di Casalnuovo che ha causato anche una vittima nel mese di agosto 2011.

I fattori che in misura maggiore contribuiscono a rendere precario il grado di stabilità delle cavità sono i seguenti:

- lo stillicidio, che è responsabile dell'alterazione e dell'erosione dei materiali piroclatici coinvolti;
- la presenza di fratture nel tufo, che unitamente allo stillicidio, provocano il crollo di alcuni blocchi anche in chiave di volta dove lo spessore del tufo è talora molto esiguo;

- l'assenza di rivestimenti lungo le pareti della maggior parte dei pozzi verticali di servizio: le piroclastiti sciolte, attraversate da tali pozzi, evidenziano spesso vistosi fenomeni erosivi da ascrivere al deflusso delle acque di infiltrazione;
- l'utilizzo della cavità come discarica.

Il fattore determinante per l'insorgere di fenomeni di instabilità è da ricondurre quasi sempre al deflusso di acque di infiltrazione nel sottosuolo dovute a perdite della rete idrica e fognaria che provocano crolli e voragini. Aree ad elevata criticità sono anche quelle in cui le cavità interessano il sottosuolo della sede stradale o sono nelle immediate vicinanze di essa, poiché le sollecitazioni dovute alla circolazione di mezzi anche pesanti contribuiscono a peggiorare le condizioni di stabilità già precarie.

Di seguito vengono illustrati alcuni esempi di utilizzo attuale delle cavità (Figg. 112, 113; *Fonte delle fotografie: Amministrazione Provinciale di Napoli*)

2.2. - STORIA DEL SOTTOSUOLO NAPOLETANO

Il sottosuolo della città di Napoli, certamente unico al mondo, è sempre stato testimone, nel bene e nel male, delle vicissitudini della città. Il mondo sotterraneo è un incredibile archivio di tutte le esperienze urbanistiche e architettoniche che si sono succedute e del cattivo o del buon uso che è stato fatto del territorio.

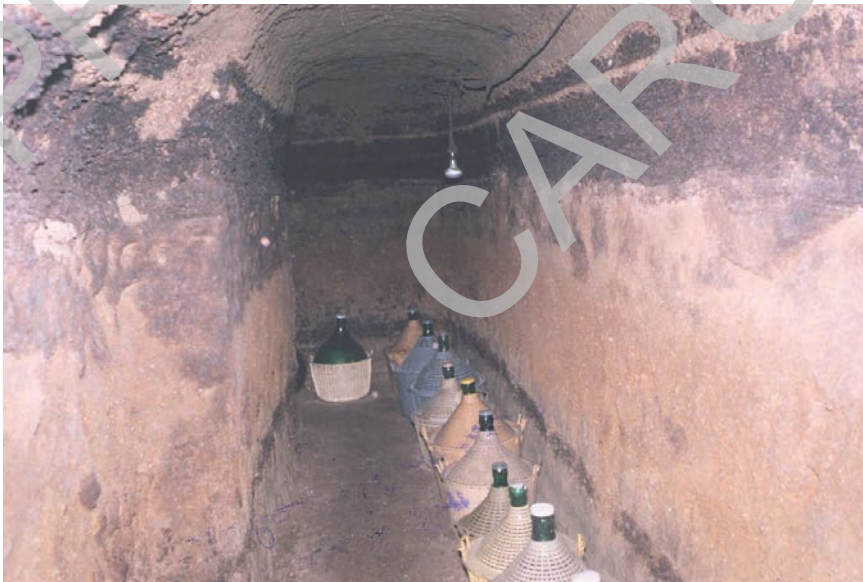


Fig. 112 - Interno di cavità ancora utilizzata come cantina (loc. Casoria).



Fig.113 - Pozzo di aerazione non rivestito, si noti l'erosione dei livelli più incoerenti (loc. Frattaminore).

La città si estende su depositi prevalentemente tufacei, che hanno consentito la realizzazione della cosiddetta “Napoli Sotterranea”, un complesso di centinaia di cavità sotterranee artificiali che si sviluppano al di sotto del tessuto edilizio partenopeo (Fig. 114, 115).

Il rapporto tra Napoli e il suo sottosuolo risale certamente al periodo della Magna Grecia. La città non sarebbe stata quella che è attualmente se i primi colonizzatori greci non avessero ben presto scoperto che, oltre al clima favorevole, al decantato porto naturale sul Mediterraneo, ai terreni fertili e alle abbondanti acque, il sottosuolo custodiva un'ampia gamma di materiale edile naturale come tufi, pozzolane, lapilli.

L'espansione superficiale seguiva quella sotterranea; la città si espandeva proprio nelle zone scavate per procurarsi il materiale edile. In questo modo l'avanzata dei confini urbani è stata delineata prima nel sottosuolo e poi sulla sua superficie. Conoscere il sottosuolo urbano è dunque conoscere lo stretto rapporto che intercorre fra esso e la città storica.

E' noto che a Napoli esistono due siti antichi: Parthenope e Neapolis. Parthenope, databile intorno alla metà del VII secolo a.C. è collocata sul Promontorio di Pizzofalcone e sull' isoletta di Megaride occupata dal Castel dell'Ovo. Neapolis databile tra la fine del VI secolo e gli inizi del V secolo a.C. si estende nell'area delimitata a nord dell'attuale via Foria, a sud da Corso Umberto, ad ovest da via Costantinopoli e a est da via Carbonara. Sulla città greca si è sviluppata poi quella romana, quella medievale ed infine quella moderna.

Tranne una cavità risalente a circa 4500 anni fa, rinvenuta nella zona di Materdei e costituita da due sepolture appartenenti alla “Cultura del Gaudo” (LICCARDO, 1995), i primi scavi sistematici effettuati per prelevare la roccia tufacea risalgono all’epoca greca proprio nella città di Parthenope. Furono realizzate le prime cave a cielo aperto, con il duplice scopo di estrarre la pietra da costruzione e nel contempo inasprire la morfologia originaria dando origine a falesie naturali con evidenti benefici ai fini difensivi. Gli scavi proseguirono poi in sotterraneo sia per realizzare cisterne per la raccolta delle acque piovane sia per l’estrazione del tufo utilizzato per l’edificazione della città sovrastante.

Con la nascita di Neapolis l’estrazione del tufo subì un notevole incremento. Proprio in questo periodo si iniziò ad estrarre il tufo necessario alla costruzione delle antiche mura della città. Testimonianze di queste antiche mura sono oggi rinvenibili solo in via Foria, via Costantinopoli (piazza Bellini), via Mezzocannone, Corso Umberto e via Duomo.

Sempre i Greci utilizzarono il territorio sito al di fuori delle mura, che si estendeva verso settentrione fino alle pendici della collina dell’attuale Capodimonte, esclusivamente a scopi cimiteriali e fino al secolo XIII. Infatti l’area compresa tra i rioni dei Vergini, della Sanità e i dei Miracoli era conosciuta come la “Valle dei Morti”, appellativo che si deve far risalire al fatto che proprio in quel luogo, per secoli, i greci e poi i romani, interrarono i propri defunti in ipogei (Fig. 116)

I sepolcreti greci erano generalmente costituiti singolarmente da due camere a livelli differenti ma in asse e comunicanti con una scala. Nel livello inferiore,

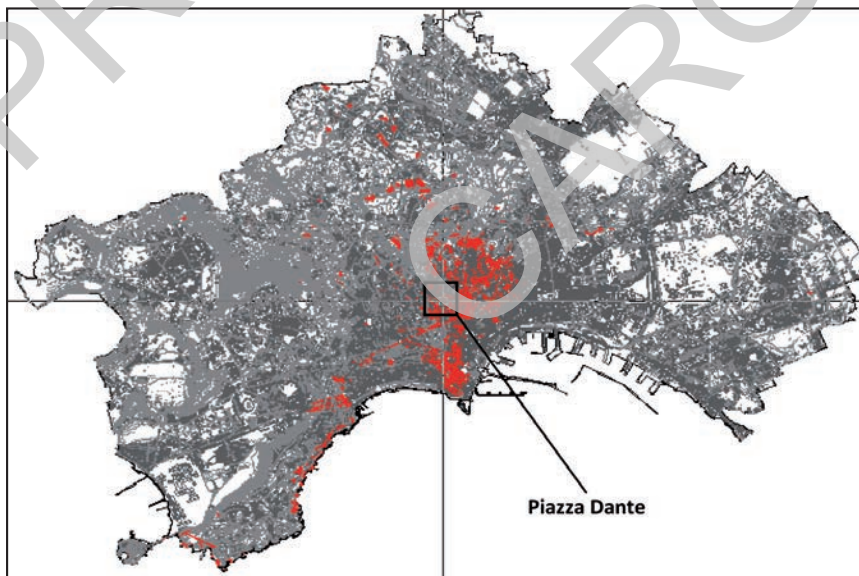


Fig. 114 - Planimetria delle cavità censite (in rosso).

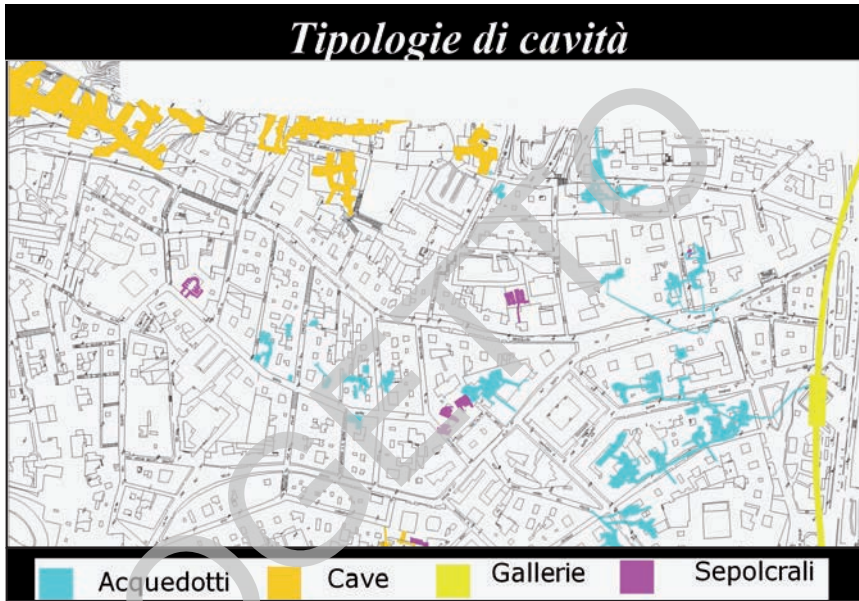


Fig. 115 - *Tipologie di cavità.*

una vera camera sepolcrale, erano posizionati i sarcofagi mentre in quella superiore venivano officiate le cerimonie rituali e deposte le offerte funerarie. Anche i romani continuarono questa pratica negli stessi luoghi, riutilizzando a volte gli antichi ipogei greci o costruendone di nuovi.

I cristiani poi utilizzarono numerose catacombe (S. Gennaro, S. Gaudioso, S. Severo) uniche al mondo perché a differenza di quelle trovate in altre città si sviluppano in orizzontale.

In quest'area è da ricordare l'Ossario delle Fontanelle che ospita i resti mortali delle vittime delle varie pestilenze ed eventi naturali che hanno colpito in passato la città di Napoli. Esso rappresenta uno dei luoghi più suggestivi e carichi di storia e di tradizioni della cultura napoletana (Fig. 117)

Ancora i greci, stante l'espansione di Neapolis, realizzarono l'acquedotto della "Bolla" al fine di consentire un costante approvvigionamento idrico alla città. Esso fu realizzato scavando nel tufo una fitta rete di cunicoli orizzontali che raggiungevano le cisterne già esistenti e collegati in superficie tramite pozzi scavati in parte nel tufo e in gran parte nei prodotti vulcanici incoerenti. Secondo alcuni esperti ancora oggi sussistono delle incertezze circa l'attribuzione ai greci della costruzione di detto acquedotto (Fig. 118).

Tuttavia, graffiti in caratteri greci trovati nei cunicoli e la mancanza di tracce di un diverso approvvigionamento idrico dei primi secoli, fanno propendere per

l'origine greca. Di fatto si sa che esso distribuiva l'acqua della falda e delle sorgenti di Volla, a circa 8 km ad oriente della città, convogliando le acque in cinque canali fino all'attuale quartiere di Poggioreale, dove i cinque canali si riunivano in uno nella " Casa dell'acqua della Bolla". Il canale poi si divideva in due direzioni: uno dava origine al rivolo più conosciuto col nome di Sebeto-Rubeolo, che andava a sfociare sotto il ponte della Maddalena (il "misterioso" Sebeto invece pare che sfociasse nella zona compresa tra le città di Parthenope e Neapolis) ed il secondo, che scorreva su un piano inclinato, arrivava a Napoli, passando prima nella "Casa della Stadera" dove venivano misurati quanti metri cubi d'acqua entravano a Napoli in un giorno portati dal Bolla (MELISURGO, 1979).



Fig. 116 - *Ipogeo Greco-Rione Sanità (Napoli).*

Se, come è presumibile, l'acquedotto della Bolla è d'età greca, è stato il primo acquedotto di Napoli costruito in età antica. Infatti, solo intorno alla seconda metà del I secolo d.C., in età Augustea, venne realizzato l'altro acquedotto che dalle sorgenti del Serino (Av) portava l'acqua a Napoli con un percorso di circa 60 km quasi tutto in sotterraneo. I romani lo costruirono non per la città ma per fornire l'acqua alla flotta stanziata a Miseno, la più potente del Mediterraneo. La città comunque ne ebbe benefici essendone stata attraversata per intero.



Fig. 117 - Sepolcreto: in alto Catacombe di San Gennaro - loc. Capodimonte (Napoli); in basso Cimitero delle Fontanelle-Rione Sanità (Napoli).

L'acqua scorreva a pelo libero, con lo stesso principio di quello greco, in base cioè alla legge dei vasi comunicanti. Laddove l'acquedotto si presenta integro si può notare la perfezione delle opere, i marciapiedi per le ispezioni delle cisterne, i canali scolmatori, i cunicoli perfettamente intonacati, le chiuse per la regolazione del passaggio delle acque, "l'opus reticulatum" a rivestimento delle parti di pozzo scavate nell'incoerente. L'acquedotto proseguiva fino alla piscina Mirabilis di Miseno dove era di stanza la flotta imperiale romana e la scuola militare di Mili-scola. Questa piscina suscita l'impressione di una grandiosa Basilica sotterranea. Fu chiamata così nel 1340, quando Petrarca visitandola la definì: "Ammirabile".

L'acquedotto della Bolla e quello Augusteo si differenziavano solo per le sorgenti da cui attingevano l'acqua e per il percorso fino a Napoli ma, una volta entrati in città, si ramificavano confondendosi, completandosi e integrandosi a tal punto che è impossibile stabilire l'appartenenza dei vari rami. Conferma di ciò sta nel fatto che nel 537, Belisario, valoroso condottiero bizantino, volendo conquistare la città senza colpo ferire, fece sabotare l'acquedotto Augusteo credendo di poterla prendere per sete. I napoletani, invece, non avvertirono la mancanza d'acqua perché la città era comunque fornita ancora dall'acquedotto della Bolla. Belisario però riuscì comunque ad entrare in città passando attraverso un cunicolo dell'acquedotto Augusteo, indicatogli da un cosiddetto "pozzaro" e cioè un addetto alla manutenzione delle cisterne di raccolta e dei cunicoli adduttori dell'acquedotto.



Fig. 118 - *Tratto di acquedotto nel Centro storico di Napoli.*

Sempre i Romani, per evitare faticosi percorsi collinari, scavarono due tunnel stradali sotto la collina di Posillipo, realizzati probabilmente dallo stesso architetto: Lucio Cocceio Aucto. Il tunnel denominato “*Grotta di Seiano*” metteva in comunicazione le aree della Gaiola e di Coroglio: lungo 900 m e largo 6 m, illuminato in parte da aperture che affacciano sulla Baia di Trentaremi, fu scavato per ordine del prefetto romano Elio Seiano. Il secondo tunnel, che già ai tempi di Seneca era definito oscuro e polveroso, è la famosa “*Cripta Neapolitana*” che metteva in comunicazione Napoli con la zona flegrea al di sotto della collina di Posillipo.

Dall’età romana fino al secolo XI, l’estensione della città non subì sostanziali incrementi. Con gli Angioini (1266-1442) Napoli, divenuta capitale, cominciò ad ampliarsi in superficie e, di pari passo, nel sottosuolo. In questo periodo gli edifici più importanti della città si ornarono di un eccellente materiale, ancora una volta estratto dal sottosuolo cittadino: il “Piperno” (TGC_a in Legenda). Le cave di Soccavo e di Pianura da cui provengono queste rocce, all’epoca si trovavano però al di fuori delle mura della città (Fig. 119).

Tale sviluppo progredì ancor più con gli Aragonesi (1442-1503) e nei secoli successivi. Durante il Vicereame Spagnolo (1503-1707) si verificò un vero e proprio saccheggio del sottosuolo. Non solo vennero scavate enormi cave, talora anche a cielo aperto, sottostanti le colline di Capodimonte, Vomero, Camaldoli e Posillipo, ma fra il XVI e il XVII secolo si sviluppò un nuovo sistema di cavatura cosiddetta



Fig. 119 - Cava nel Piperno (TGC_a) - loc. Pianura (Napoli).

“a rapina”. Si prelevò abusivamente il tufo dalle volte delle preesistenti cisterne dell’acquedotto che alimentava gli edifici sovrastanti per ampliarli con irregolari sopraelevazioni, indebolendo così la resistenza delle volte delle sottostanti cavità.

Un breve cenno meritano le tecniche particolari usate per gli scavi in sotterraneo. Esse hanno tipologie diverse a seconda dell’epoca in cui sono state realizzate. Le più antiche, quelle a forma trapezoidale (o volta piana) e a sezione quadrata, sono le più sicure in quanto le pareti sono poco discoste dalla verticale, e ciò perché il tufo è resistente allo schiacciamento. Quelle cavate con tecnica “a campana” venivano scavate partendo dall’incoerente in superficie fino ad arrivare al tetto del tufo che veniva perforato per alcuni metri e poi lo scavo proseguiva allargando il pozzo, generalmente a sezione circolare, scendendo fino ad una quota ragionevole. Detto metodo ha lasciato vuoti stabili solo dove lo spessore del tufo in volta ha una notevole altezza. Infine un altro metodo di scavo è quello di forma ellittica. Più moderno, consentiva un maggior prelievo di tufo, ma lasciava delle strutture poco stabili.

Ma non solo il tufo è stato cavato dal sottosuolo napoletano: a parte la “poz-zolana” sempre prelevata direttamente in superficie, i materiali sottostanti (lapilli pomicei, tufo, ecc.) furono quasi esclusivamente prelevati in sotterraneo e, preferibilmente, nei luoghi stessi del loro impiego. Dette “tane di lapillo” venivano scavate nei terreni incoerenti in particolare nell’area a nord di Napoli. E’ facile intuire la pericolosità di queste cavità abbandonate ed oggi difficilmente individuabili se non a seguito di sprofondamenti creati da esse stesse.

A causa di svariate vicissitudini, nel V secolo d.C., l’Acquedotto Augusteo fu dismesso e, al fine di integrare le risorse dell’Acquedotto della Bolla, nel 1627 fu dato incarico al nobile Cesare Carmignano che, a sue spese, portò a Napoli, in appena due anni, le acque del fiume Faenza.

Come tutti i precedenti acquedotti anche quello del Carmignano era particolarmente vulnerabile agli inquinamenti perché le fogne ed i pozzi neri stavano al di sopra di esso. Infatti nel 1885, a seguito dell’epidemia di colera generatasi nel 1884 per l’immissione nell’Acquedotto del Carmignano di acqua sporca proveniente da un pozzo nero, si decise di costruire un acquedotto intubato che portava le acque del Serino (AV) fino a Napoli, dotando così la città di una struttura idrica moderna. E’ singolare notare che parte dell’acquedotto attuale attinge le acque nello stesso punto dove vi erano le opere di presa romane e dunque, sotto certi aspetti non è altro che il ripristino del vecchio acquedotto Augusteo, in versione moderna, in quanto si tratta di una struttura intubata e quindi in pressione.

La pratica di cavare il tufo, nonostante essa fosse stata proibita nel 1781, pena la carcerazione, è continuata fino ai nostri giorni, infatti molte cave nelle zone di Chiaiano, Marianella, Vomero e Posillipo sono di epoca recente. Esse sono le più pericolose in quanto la tecnica di scavo “a rapina” prevedeva l’estrazione di quanto più tufo possibile, incurante della statica delle cavità.

Nei primi decenni del 1900 furono realizzate numerose gallerie viarie e ferroviarie quali la Galleria Laziale, la Galleria ferroviaria della Ferrovia Cumana e della Metropolitana delle FF.SS., la Galleria della Vittoria e non ultime le gallerie delle quattro funicolari della città.

Infine, durante l'ultimo periodo bellico, per offrire alla popolazione immediato rifugio dai bombardamenti aerei, si fece ricorso alle cavità preesistenti utilizzando le cave e parti dell'acquedotto, andato in disuso alle fine dell'ottocento, apportandovi notevoli rimaneggiamenti per adattare alle esigenze del caso. Furono allargati i pozzi per costruirvi al loro interno le scale di accesso ai ricoveri, allargati i cunicoli, riempite le cisterne, imbiancate le pareti ed installati i servizi igienici e gli impianti elettrici ed idraulici. In questi ricoveri il popolo napoletano ha vissuto interminabili ore e giorni, vivendo, spesso al freddo ed al buio, gli anni più tremendi della guerra (Fig. 120).

Questi interventi però hanno frammentato quella rete fitta e continua di cunicoli e cisterne che, fino agli inizi degli anni '40, poteva essere percorsa da un capo all'altro della città.

Successivamente, con la ricostruzione post bellica, si diffuse la deprecabile consuetudine di scaricare nei pozzi ogni genere di materiali di risulta e di rifiuti solidi e liquidi, ostruendo così, quasi irrimediabilmente, gli antichi percorsi. Un sottosuolo così intensamente ed estesamente scavato, la presenza di livelli di materiale sciolto a tetto del banco tufaceo e la miriade di pozzi che lo attraversano, unitamente alle sottostanti cavità, rappresentano per la città, un pericolo poten-



Fig. 120 - Ricovero antiaereo nel centro storico di Napoli.

ziale che molto spesso si traduce in dissesti, sprofondamenti, crolli e voragini.

Fenomeni questi che possono essere legati in maniera diretta o indiretta alla presenza delle cavità; non sempre infatti esse sono l'origine di dissesti dovuti al collasso della loro struttura; la maggior parte dei dissesti è dovuta soprattutto all'interferenza, in corrispondenza delle cavità, di infiltrazioni di acque meteoriche o provenienti da perdite della rete pubblica e privata che portano alla formazione di voragini in superficie con conseguenze per l'incolumità dei cittadini e del tessuto edificato.

Quanto finora esposto è una breve storia di come si è "formato" il sottosuolo napoletano. L'immenso patrimonio caveale di Napoli si fonde oggi incredibilmente nel confuso e caotico tessuto urbano ed è reso difficilmente distinguibile dalle più svariate riutilizzazioni realizzate nelle cavità.

L'Amministrazione Comunale di Napoli ha da tempo in essere l'attività di censimento e verifica dei vuoti sotterranei soprattutto per quanto riguarda la stabilità del territorio. Ad oggi le cavità censite e rilevate sono circa 850 e coprono una superficie di 850.000 m² ed un volume di circa 8.000.000 m³. Ad oggi il censimento delle cavità è ben lungi dall'essere completato in quanto esistono ancora ampie zone della città tuttora inesplorate. Da alcuni anni il Servizio Sicurezza Geologica e Sottosuolo del Comune di Napoli si è dotato di un archivio informatico e georeferenziato di tutte le cavità note, tramite il quale è possibile ottenere tutte le informazioni tecniche e storiche relative alle singole cavità.

3. - IDROGEOCHIMICA

3.1. - L'ATTIVITÀ IDROTERMALE DEI CAMPI FLEGREI

I Campi Flegrei sono sede di attività idrotermale testimoniata da numerose sorgenti e pozzi termali, fumarole, aree d'emissione diffusa di gas dal suolo, suoli caldi, attività esalativa sottomarina (Fig. 121).

L'area maggiormente interessata è la Solfatara di Pozzuoli. Qui fumarole e degassamento diffuso dal suolo interessano sia l'interno del cratere sia le pendici orientali del cono (zona di Pisciarelli, Fig. 122). Ingenti quantitativi di fluidi sono emessi dal suolo attraverso un processo di degassamento diffuso. E' stato stimato che il rilascio totale di CO₂ (anidride carbonica) idrotermale dalla Solfatara e zone limitrofe ammonta a circa 1500 tonnellate al giorno (CHIODINI *et alii*, 2001). L'energia termica associata al degassamento di fluidi idrotermali, e principalmente dovuta alla condensazione del vapore, è stata stimata in circa 100 MW. Questo flusso energetico, che provoca il riscaldamento degli strati più superficiali del suolo (Fig. 123), costituisce il termine più importante nel bilancio energetico della intera caldera dei Campi Flegrei.

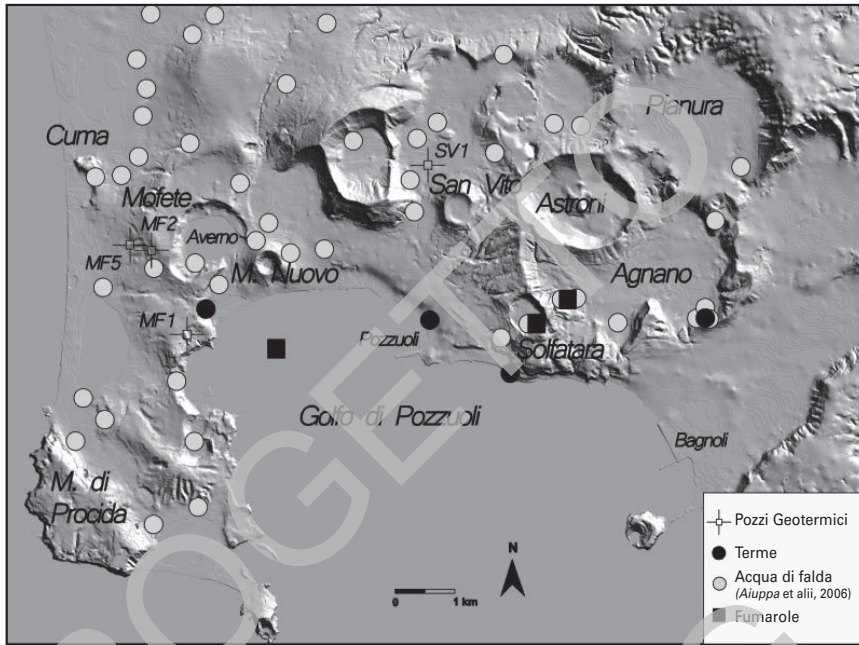


Fig. 121 - Mappa schematica della distribuzione dell'attività idrotermale ai Campi Flegrei (AIUPPA et alii, 2006, modificata).

All'interno della Solfatarara si trovano le fumarole a più alta temperatura dei Campi Flegrei: Bocca Grande (BG in Fig. 122) con temperatura di circa 161°C e Bocca Nuova (BN in Fig. 122) con temperatura di circa 145°C. Le altre fumarole hanno temperature d'emissione vicine o di poco inferiori al punto d'ebollizione dell'acqua. Le fumarole hanno come componenti maggiori l' H_2O e la CO_2 , che insieme costituiscono circa il 99% del fluido. Altri gas come H_2S (idrogeno solforato), N_2 (azoto), H_2 (idrogeno), CH_4 (metano), NH_3 (ammoniaca), He (elio), Ar (argon) e CO (monossido di carbonio) si trovano in concentrazioni minori e variabili. Queste composizioni ed in particolare l'assenza di gas acidi (come SO_2 , HCl e HF), tipici dei gas magmatici, sono dovute a processi di riequilibrio in ambiente idrotermale di fluidi magmatici profondi miscelati in differenti proporzioni con acqua meteorica (CALIRO et alii, 2007).

Il sistema idrotermale che alimenta le manifestazioni è stato ipotizzato come un *plume* di gas con temperature variabili. La temperatura massima sarebbe vicina al punto critico dell'acqua (373°C) e si riferisce alle zone più profonde dove fluidi magmatici vaporizzano e si miscelano con liquidi d'origine meteorica. In livelli più superficiali, a profondità di poche centinaia di metri, è stata ipotizzata l'esistenza di una zona *dry* (senza acqua liquida) con temperature di 220-240°C

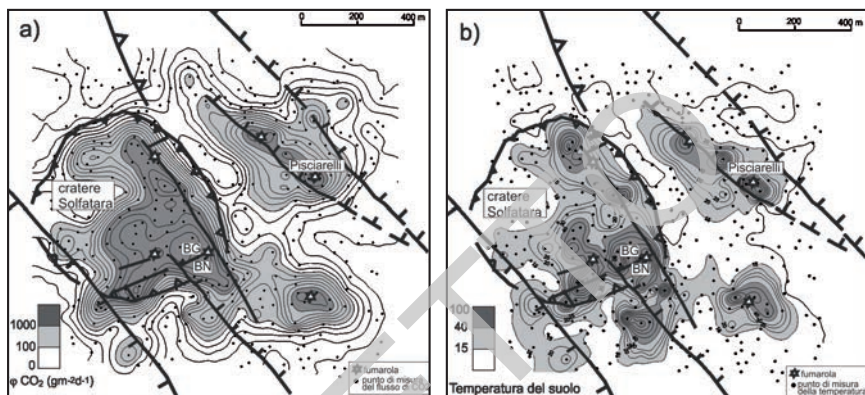


Fig. 122 - (a) Mappa dei flussi di CO_2 emessi dal suolo ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$) e (b) delle temperature misurate a 0.1m di profondità ($^{\circ}\text{C}$) nell'area della Solfatara e di Pisciarelli. Nelle figure sono indicate anche la localizzazione delle fumarole Bocca Grande e Bocca Nuova della Solfatara e quella di Pisciarelli. I punti rappresentano i siti di misura. Le strutture di degassamento diffuso ($\phi\text{CO}_2 < 100 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$), attraverso le quali avviene la risalita di CO_2 di origine idrotermale, sono rappresentate dalle aree in grigio.

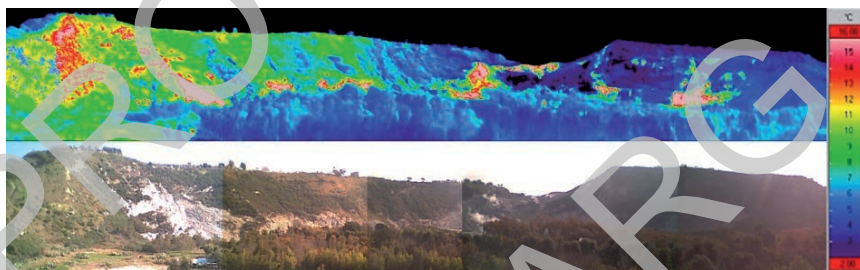


Fig. 123 - Suoli caldi all'interno della Solfatara evidenziati nell'immagine nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico ($8\text{-}14 \mu\text{m}$).

(CIONI *et alii*, 1984; CHIODINI *et alii*, 2001; CALIRO *et alii*, 2007).

Durante la crisi bradisismica del 1982-84 i fluidi emessi dalla fumarola Bocca Grande hanno mostrato significative variazioni della composizione chimica, come ad esempio l'incremento del rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, mentre la temperatura di emissione è rimasta stabile intorno a 160°C . Tali variazioni sono state attribuite a periodi di incremento dell'*input* di fluidi magmatici nell'acquifero idrotermale, causando un significativo aumento delle condizioni di pressione e temperatura nell'acquifero stesso e quindi contribuendo ai processi d'innalzamento del suolo che caratterizzano la caldera dei Campi Flegrei (CHIODINI *et alii*, 2003).

Emissioni di gas interessano anche diverse aree sottomarine del golfo di Pozzuoli. Generalmente sono emissioni fredde, a volte associate a venute di acqua sottomarina. Una eccezione è rappresentata dall'area denominata "secca delle fumose"

(Fig. 121), situata nel tratto di mare antistante il monte Nuovo a qualche centinaia di metri dalla riva, dove sono presenti emissioni di gas spesso associate ad emissioni di acqua con temperature variabili fino ad un massimo di 82°C. L'area maggiormente interessata dal processo di degassamento si trova ad una profondità variabile da 10 a 14 metri. La composizione chimica delle fumarole sottomarine risulta essere a CO₂ dominante, con minori concentrazioni di H₂, H₂S, CH₄, N₂, O₂, Ar, He e CO.

I Campi Flegrei presentano numerose sorgenti termali, il cui sfruttamento ad uso terapeutico era conosciuto già dai primi colonizzatori Greci. In epoca Romana si ebbe il massimo sviluppo: numerosi edifici termali, sia pubblici che privati, sorsero in tutta l'area, da Bagnoli fino a Cuma e Miseno. Attualmente, le più importanti sorgenti di acque termali presenti nell'area sono le Terme di Agnano (temperatura massima 73°C, pH=6.63, conducibilità elettrica 30mS/cm), le Terme Puteolane a Pozzuoli (temperatura 51°C, pH=7.4, e conducibilità elettrica 11.8 mS/cm); le "Stufe di Nerone" sul Lago di Lucrino (temperatura 60°C, pH=6.68 e conducibilità elettrica 37.4 mS/cm); le sorgenti del Tempio di Serapide a Pozzuoli (temperatura 34.5°C, pH=6.78, e conducibilità elettrica 11 mS/cm).

In genere le acque sotterranee mostrano forti eterogeneità nei parametri chimico-fisico e nelle concentrazioni degli ioni maggiori e sono state oggetto di numerosi studi (vedi VALENTINO & STANZIONE, 2003, 2004 e bibliografia inclusa). Si passa infatti da acque sotterranee fredde con quantità di sali disciolti presenti < 1 gl⁻¹ e temperature ~15-18 °C, a salamoie ad elevate temperature (fino a 95°C) con quantità di sali disciolti presenti superiori a 33 gl⁻¹ (AIUPPA *et alii*, 2006). Per quanto riguarda la composizione chimica degli elementi maggiori, le acque sotterranee si suddividono in tre gruppi principali:

- acque clorurato sodiche, caratterizzate da alti valori di sali disciolti (da 3 a 33 gl⁻¹), che si originano per processi di miscelazione fra acque marina, fluidi idrotermali e acque meteoriche;
- acque bicarbonato alcaline con salinità variabili da ~ 0,5 gl⁻¹ a ~ 3-4 gl⁻¹. La quantità totale di carbonio disciolto nelle acque (TDIC) varia fra ~ 100-200 mg l⁻¹ a ~2-3 gl⁻¹ ed è spesso correlata alla temperatura che varia fra 15-20°C a 35-40 °C. Tali caratteristiche sono da imputare alla presenza in quantità variabili di fluidi idrotermali caldi ricchi in CO₂;
- acque termali (50-95 °C) acide, ricche in solfati (2-4 gl⁻¹) ed in ammoniaca (0.1 - 0.9 gl⁻¹). La loro genesi è legata alla condensazione negli acquiferi superficiali di vapori idrotermali ricchi di H₂S-NH₃, processo che avviene principalmente nell'area della Solfatarata di Pozzuoli.

L'area dei Campi Flegrei è stata interessata in passato da una estesa prospezione per lo sfruttamento delle risorse geotermiche che ha portato alla perforazione di numerosi pozzi nell'area di Mofete e San Vito (Fig. 121). Tale prospezione ha fornito informazioni di grande interesse sulla struttura profonda del sistema idrotermale (ROSI & SBRANA, 1987; DE VIVO *et alii*, 1989; CAPRARELLI *et alii*, 1997) rivelando la presenza di acquiferi idrotermali a differente salinità e temperatura

(T 250-390 °C; profondità 550-2700 m; GUGLIELMINETTI, 1986). In particolare, in base alla composizione chimica dei fluidi interessati dalle perforazioni, sono stati individuati due distinti acquiferi idrotermali, uno più superficiale (<2000 m) alimentato da acqua di mare e uno profondo costituito da una miscela di fluidi meteorici e magmatici (CAPRARELLI *et alii*, 1997).

4. - PERICOLOSITÀ VULCANICA

Il Foglio 446-447 “Napoli” comprende una porzione del territorio della Regione Campania densamente abitata che include la città di Napoli, l’area dei Campi Flegrei e molti comuni che si estendono verso la Piana Campana. Questo territorio è caratterizzato dalla presenza di un campo vulcanico attivo e conseguentemente è un’area ad elevato rischio vulcanico. Il sistema vulcanico dei Campi Flegrei, attivo da più di 70.000 anni, è stato caratterizzato da due eventi principali: le eruzioni dell’Ignimbrite Campana *Auctt.* (Tufo Grigio Campano, **TGC**) (BARBERI *et alii*, 1978; FISHER *et alii*, 1993; ROSI *et alii*, 1996, 1999; CIVETTA *et alii*, 1997; FEDELE *et alii*, 2003; GIACCIO *et alii*, 2008) e del Tufo Giallo Napoletano (ORSI *et alii*, 1992, 1995; SCARPATI *et alii*, 1993; WOHLITZ *et alii*, 1995), verificatesi rispettivamente 40.000 e 15.000 anni fa (DE VIVO *et alii*, 2001; DEINO *et alii*, 2004). Durante gli ultimi 15.000 anni all’interno della caldera sono cresciuti diversi edifici vulcanici in seguito a circa 70 eruzioni. Il vulcanismo si è concentrato principalmente in periodi discreti alternati a periodi di quiescenza di lunghezza variabile (DI VITO *et alii*, 1999; ISAIA *et alii*, 2009). L’eruzione del Monte Nuovo del 1538 d.C. rappresenta l’ultimo evento eruttivo della caldera.

L’attività vulcanica dei Campi Flegrei è stata caratterizzata principalmente da eruzioni esplosive e meno frequenti eventi effusivi. Durante gli ultimi 15.000 anni si sono verificate solo due eruzioni di alta magnitudo caratterizzate da fasi Pliniane (Agnano Pomici Principali - **GPP** e Agnano - Monte Spina - **GNP**) (DI VITO *et alii*, 1999; DE VITA *et alii*, 1999), mentre eventi eruttivi di magnitudo media e bassa sono stati predominanti. La variabilità degli eventi è testimoniata dalle differenti distribuzioni areali dei depositi e dai diversi volumi di magma emesso che solo durante le eruzioni a magnitudo elevata hanno superato 1 km³ (ORSI *et alii*, 2004; DELL’ERBA, 2004; DI RENZO *et alii*, 2011). La posizione dei centri eruttivi è cambiata nel tempo, con i più recenti concentrati per lo più nel settore centro-orientale della caldera, rispetto al settore occidentale. Inoltre è stata evidenziata la contemporaneità di eventi eruttivi nei due diversi settori della caldera (ISAIA *et alii*, 2009).

Le eruzioni sono state generalmente dominate da esplosioni freatomagmatiche alternate a fasi magmatiche e da minori eventi stromboliani. Durante gli eventi freatomagmatici sono state generate *pyroclastic density currents* che hanno messo in posto depositi con una distribuzione areale strettamente connessa

alla magnitudo dell'eruzione e alla localizzazione del centro eruttivo. Depositi da caduta di particelle sono stati generati durante le fasi magmatiche e in relazione alle direzioni dominanti dei venti i prodotti si sono dispersi in gran parte verso est in seguito ad eruzioni di alta magnitudo pliniane e sub-pliniane, e in direzioni variabili, prevalentemente verso nord-est, durante le eruzioni di bassa e media grandezza.

La caldera è stata caratterizzata da deformazione del suolo che ha portato, a partire almeno dagli ultimi 10.500 anni, ad un innalzamento complessivo maggiore di 100 m nella sua parte centrale. Recentemente, movimenti lenti del suolo (bradisismo), si sono verificati periodicamente. Due importanti crisi bradisismiche (1970-72 e 1982-84), accompagnate da centinaia di terremoti e 3,5 m di sollevamento del suolo (BARBERI *et alii*, 1984, 1989; BERRINO *et alii*, 1984), hanno costretto alla parziale evacuazione dell'abitato di Pozzuoli. La diffusa attività fumarolica e idrotermale, l'eruzione storica del Monte Nuovo e le recenti crisi bradisismiche, sono i principali fenomeni vulcanici per considerare il sistema magmatico dei Campi Flegrei ancora attivo.

Le recenti crisi bradisismiche hanno dato l'*input* per realizzare azioni di protezione civile per la gestione di una lunga crisi sismica, fino alla preparazione di un piano di emergenza per affrontare una possibile imminente eruzione vulcanica. Nel corso del bradisismo avvenuto nel 1970-1972 i gravi danni subiti dagli edifici nel centro storico di Pozzuoli, ha portato le autorità a disporre l'evacuazione di 3000 abitanti, con il sostegno dell'esercito. Queste persone sono state poi definitivamente ricollocate nel nuovo quartiere di Rione Toiano, sempre nel comune di Pozzuoli.

Nel 1983 gli sciami sismici, le deformazioni del suolo e la valutazione della vulnerabilità degli immobili ha portato alla evacuazione di 30.000 persone provenienti da Pozzuoli, poi definitivamente ricollocati in un nuovo quartiere, Monte Ruscello. Inoltre, per il protrarsi della crisi la comunità scientifica e i funzionari della protezione civile hanno deciso di elaborare un piano di emergenza per gestire una possibile evacuazione di un elevato numero di persone a causa del verificarsi di una eruzione vulcanica in tempi brevi.

Il primo piano di emergenza per l'area dei Campi Flegrei pubblicato nel 1984, ha preso in considerazione come scenari eruttivi di riferimento due eruzioni esplosive con scala diversa (estrapolati principalmente dal lavoro di ROSI & SANTACROCE, 1984), una simile all'eruzione del Monte Nuovo e una con magnitudo maggiore ma a minore probabilità. E' stata definita una zonazione della pericolosità, in cui, in particolare, l'area attorno alla bocca eruttiva che può essere distrutta dai flussi piroclastici ha un raggio rispettivamente di 1 o 4,5 km nel caso Monte Nuovo, o di un evento a più alta magnitudo. La posizione della bocca eruttiva è stata situata nel centro di Pozzuoli. Infine lo scenario preso in considerazione per definire il piano di evacuazione è stato quello di una eruzione a più grande magni-

tudo, che coinvolga una superficie di 5-6 km intorno alla città di Pozzuoli, dove vivono circa 400.000 persone.

Nel 1996, una Commissione Scenari è stata nominata dalla Protezione Civile con l'incarico di aggiornare il piano di emergenza Vesuvio e anche quello del 1984 per i Campi Flegrei, sulla base della definizione dello scenario eruttivo di riferimento, dei livelli di allerta, della pianificazione delle azioni di protezione civile e del completamento delle indagini di vulnerabilità sismica. Nel 1998 l'Osservatorio Vesuviano (ORSI *et alii*, 1998) ha presentato alla Commissione Scenari una relazione sulla valutazione del rischio vulcanico ai Campi Flegrei, in caso di ripresa dell'attività eruttiva in tempi medio-brevi. Tale relazione, pur considerando tutta la storia e l'evoluzione vulcanica della caldera dei Campi Flegrei, al fine di valutare la pericolosità ha preso in considerazione in particolare l'attività vulcanica verificatasi negli ultimi 5.000 anni. E' stata costruita una zonazione del territorio in relazione ai pericoli vulcanici attesi. In particolare sono state prodotte le mappe indicanti le aree a diversa probabilità di apertura di una nuova bocca eruttiva, quelle che potrebbero essere interessate da soglie di carico variabile dei depositi di caduta e le aree che potrebbero essere invase da correnti piroclastiche. La Commissione Scenari ha assunto la relazione Osservatorio Vesuviano come documento scientifico di riferimento nello sviluppo del piano nazionale di emergenza dell'area flegrea. I risultati dei lavori della Commissione sono stati pubblicati nel giugno 2001 (DPC 2001) in una bozza di piano di emergenza che comprende una mappa delle aree con possibile apertura di bocche eruttive (Fig. 124) e una mappa di rischio per le aree esposte alla più alta probabilità di invasione da parte di correnti piroclastiche, indicata come Zona Rossa (Fig. 125).

La mappa del rischio è stata costruita tenendo conto dei confini amministrativi e dei collegamenti stradali tra le città. Il confine della Zona Rossa segue alcuni limiti amministrativi nelle città di Napoli e Pozzuoli, perché solo alcuni settori di entrambe le città sono incluse nella zona di pericolo massimo. La cittadina di Bacoli è stata totalmente compresa nella zona rossa per non frammentare la popolazione in caso di evacuazione. Il comune di Monte di Procida, anche se al di fuori della zona di massima pericolosità, è stato incluso nella Zona Rossa perché strettamente connesso con le altre città.

In un sistema vulcanico attivo caratterizzato da una frequente attività esplosiva alternata a lunghi periodi di riposo, da variabilità nella zona di apertura di nuove bocche eruttive e da eventi sismici e di deformazioni del suolo non seguite da eruzioni, la valutazione della pericolosità vulcanica e la zonizzazione del territorio per i pericoli attesi rappresentano uno strumento fondamentale di base per ogni strategia di mitigazione del rischio vulcanico.

Studi sulla pericolosità e sulla valutazione del rischio vulcanico sono stati pubblicati recentemente da vari autori che hanno utilizzato approcci differenti e costruito diverse carte di pericolosità e rischio vulcanico. In particolare alcuni

autori (ORSI *et alii*, 2003; ORSI *et alii*, 2004) attraverso lo studio della storia vulcanica e deformativa della caldera, della tipologia e della frequenza degli eventi eruttivi, nonché della distribuzione sul territorio dei prodotti hanno effettuato una valutazione della pericolosità sia relativa alla invasione dell'area flegrea ad opera di correnti piroclastiche che per la caduta di particelle. Per i diversi fenomeni sono state costruite delle carte di pericolosità (LIRER *et alii*, 2001; ORSI *et alii*, 2004) e successivamente attraverso la combinazione di quest'ultime con le mappe di urbanizzazione sono state elaborate mappe del rischio vulcanico per invasione da flusso piroclastico (ALBERICO *et alii*, 2002). Mappe probabilistiche di pericolosità sono state ottenute anche utilizzando metodi statistici e simulazioni numeriche al computer dei fenomeni vulcanici attesi (MASTROLORENZO *et alii*, 2006; COSTA *et alii*, 2009).

I dati stratigrafici e geochimici prodotti durante la realizzazione di questo Foglio forniscono un contributo molto importante per una migliore definizione dell'attività vulcanica e della dinamica della caldera dei Campi Flegrei, elementi conoscitivi fondamentali per formulare ipotesi sugli scenari attesi in caso di ripresa dell'attività eruttiva del vulcano. In particolare nell'ambito dell'attività vulcanica più recente di 5.500 anni fa sono state riconosciute nuove unità vulcaniche e una nuova sequenza stratigrafica tra le unità, nonché un terrazzo marino precedentemente non identificato. Analisi geochimiche e petrografiche hanno mostrato, a circa 4.5 ka, che il sistema magmatico superficiale è stato rialimentato da magmi

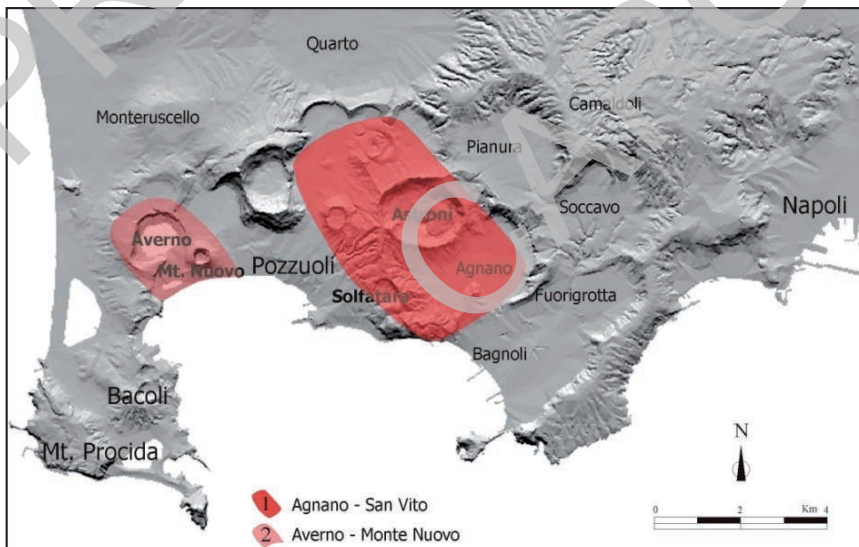


Fig. 124 - 1) area a maggiore probabilità di apertura di bocche eruttive,
2) area con minore probabilità di apertura di bocche eruttive

a composizione mafica e che durante questo intervallo temporale il settore centrale della caldera si è sollevato di diversi metri. I risultati ottenuti mostrano anche che le eruzioni si sono verificate con intervalli di decenni o meno ed inoltre, per la prima volta, dimostrano che due eruzioni sono avvenute contemporaneamente nei settori orientale e occidentale della caldera. Tutti questi risultati (già discussi in ISAIA *et alii*, 2009) suggeriscono che una futura crisi eruttiva probabilmente sarà preceduta da diversi metri di sollevamento della caldera in risposta a movimenti del magma in profondità e che i piani per mitigare il rischio vulcanico ai Campi Flegrei dovrebbero tener conto, almeno per il settore centro-orientale della caldera, della possibilità di un ritorno dell'attività eruttiva dopo intervalli temporali di decenni o meno, ed inoltre comprendere la possibilità che eventi eruttivi possano verificarsi simultaneamente da due o più bocche all'interno della caldera.

Si rimanda al F 448 "Ercolano" per quanto concerne la pericolosità vulcanica connessa all'attività del complesso Somma - Vesuvio che interessa parzialmente i comuni compresi nel settore orientale del F 446 - 447 "Napoli".

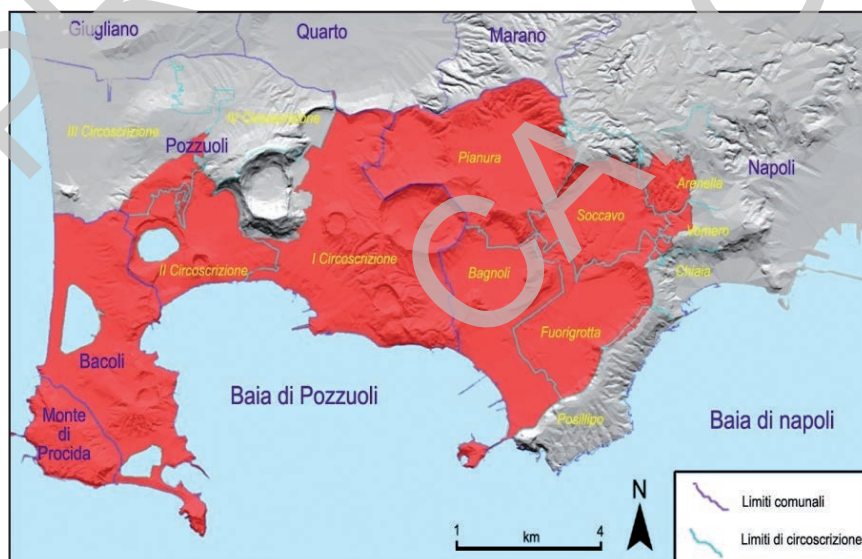


Fig. 125 - Carta del Rischio vulcanico della caldera dei Campi Flegrei - Dip. Protezione Civile (estratta da Orsi *et alii*, 2001).

XII - ABSTRACT

This explanatory note summarizes the results of the geological survey of the new 1:50,000 Geological Map of Italy, sheet 446-447 "Napoli". The realization of the sheet "Napoli" was conducted as part of CARG. Project (L.226/99) following the agreement of the National Geological Survey - ISPRA and the Campania Region. The field work has been coordinated by Prof. A. Sbrana, directed by R. Isaia, and performed by R. Isaia, E. Iannuzzi, M. Vietina, R. M. Toccaceli, C. Scarpati, A. Perrotta. Petrographic and geochemical analyses were performed by P. Marianelli. Paleontological analyses were performed by G. Aiello and D. Barra. The subsurface stratigraphy was elaborated by E. Iannuzzi, R. Isaia, R. M. Toccaceli. The marine part was realized by the Institute Geomare South, now Institute for Coastal Marine Environment IAMC, CNR Naples, and by the University "Parthenope".

The 446-447 geological sheet includes almost the entire continental portion of the Campi Flegrei and part of the marine area including the southern part of the volcanic field, matching the Gulf of Pozzuoli and the sector of the Gulf of Naples, overlooking the city of Naples. The Campi Flegrei are part of the Phlegrean Volcanic District along with the volcanic fields of Procida and Ischia islands. Among the geological sheets of the Campania Region, the 446-447 sheet is of particular importance including the cities of Naples and Pozzuoli. Both these densely inhabited cities are located on the largest active volcanic area of the Mediterranean affected in the recent past by intense phenomena of reactivation (bradyseisms), of magmatic and volcanic structures.

The stratigraphic sequences have been organised as Unconformity-bounded Stratigraphic Units (UBSU) taking into account the hierarchy of the bounding unconformities. The widespread unconformities are mainly linked to the volcano-tectonic evolution of the area and more confined unconformities were produced by local tectonic uplift and subsidence which interact with the sea level variations.

The successions of volcanic rocks cropping out at Campi Flegrei indicate that volcanism began in a period prior to 70 ka (volcanoes of Monte di Procida) and already at this stage was a widespread volcanic field formed by lava domes, tuff cones, cinder cones and lava fields. Between 78 and 40 ka several eruptive centers have been identified, including the lava and scoria of San Martino (**IMT**, ~78 ka, cf. "Isola di Procida" Sheet 446), the ash and tuff cones of Vita Fumo and Miliscola (**LVF LMI**, at Monte di Procida), the lava domes of Cuma (**TEC**), Punta Marmolite (**UNT**), the tuff cones of San Sepolcro, Capodimonte and Monte Echia (**OVO**). Thick pyroclastic sequences generated since 60 ka both from Ischia (**PBC**) and Campi Flegrei (**RAC**) were also recognized. The above mentioned volcanoes form the structure of the old Phlegraean volcanic field and are exposed only along the non-collapsed area, mostly in the City of Naples, Monte di Procida and north of Quarto Plain.

Around 40 ka in the Campi Flegrei occurred the Campanian Ignimbrite (CI) eruption, which is the largest explosive eruption occurred in the Mediterranean over the past 200,000 years. This high-energy explosive eruption generated pumice fallout deposits, pyroclastic flows which have put in place ignimbrite deposits and pyroclastic breccias that cover the entire Campanian Plain and surrounding hillsides. The sequence of deposits constitutes the formation of Campanian Grey Tuff (**TGC**). The eruption was accompanied by the formation of a caldera, which is the main structure that now dominates the Campi Flegrei volcanic field. The margins of the Phlegraean caldera have been the subject of different interpretations in recent literature that differ mainly in the definition of the eastern sector of the collapsed area, with particular reference to the inclusion or exclusion of the city of Naples in the area affected by the caldera collapse.

The combination of both, surface and subsurface stratigraphic data, collected during the CARG Project, supplemented by interpretation of high resolution seismic profiles carried out in the north-western sector of the Gulf of Naples, have provided additional information to define the eastern edge of the caldera-related eruption of the Campanian Ignimbrite. These results suggest that the margin of the caldera related to the CI eruption crosses the area of the Gulf near the present Posillipo shoreline and connects with the margin reconstructed within the southern part of the Gulf of Pozzuoli from geophysics and northward with the one exposed at the base of the hill of Camaldoli. Only the western sector of the city of Naples is included in the collapsed area, while the central eastern sector was outside the caldera margins.

The caldera was invaded by the sea and partially filled by a significant thickness of epiclastic fossiliferous deposits. The emergence of the northern half of the caldera is completed by the eruption of the Neapolitan Yellow Tuff (**TGN**) occurred around 15,000 years ago, and always preceded by several other eruptions within and along the caldera boundaries (Pianura sub-synthem, **VEF₉**). During this period debris avalanches, confined between **TGC** and **TGN**, may have been generated by the destabilization of the oldest volcanic structure of the city of Naples, such as in the area of Chiaia - C. V. Emanuele or between Capodimonte and Arenella. This processes of slopes destabilization are likely related to the volcano-tectonic deformation associated with volcanism occurred in the area after the eruption of **TGC**, probably favoured by the lowering of sea level occurred between 40,000 and 20,000 years ago. The morphologies formed as a result of these phenomena were subsequently draped and partially filled by deposits from the **TGN**.

The event of Neapolitan Yellow Tuff was the second largest eruption occurred within the Phlegrean area and leads to a further caldera collapse that some authors suggested to coincide with the more lowered internal structure of the Campanian Ignimbrite caldera. The only exposed caldera margin coincides with the eastern edge of the Bagnoli plain, while on the western sector of the caldera some volcanic edifices grew soon after or almost contemporaneously to the **TGN** eruption (units **LVE**, **MTF**, **GUO** of sub-synthem Napoli, **VEF₁₀**).

Following the emplacement of the **TGN** volcanism occurred mainly during three epochs of eruptive activity separated by two phases of quiescence of the volcano, marked by two thick paleosols. The younger one represents a time interval of about 4,000 years, is very widely dispersed even in the Campanian Plain and marks the regional unconformity which separates the sub-synthem of Agnano - Soccavo (**VEF₁₁**) from the younger sub-synthem of Contrada Romano (**VEF₁₂**). Both these sub-synthems include many units representative of about 70 explosive eruptions mainly of medium and low energy that generated primarily flow deposits and minor fallout deposits. The only high-energy eruptions were those of Pomici Principali (**GPP**) and Agnano-Monte Spina (**GNP**), whose fallout deposits were distributed over a very wide area up to the foot of the Apennines. The majority of the eruptive events occurred within the central-eastern sector between Soccavo and San Vito plains, and just a few eruptions took place in the western sector along an almost N-S structure from Cape Miseno to Averno lake.

In the central area of the Phlegrean Fields caldera, along the borders to the south of the La Starza paleo-cliff, marine terrace thick deposits of marine origin are exposed. Two units (**RZA** and **ZZU**) characterized by a different stratigraphic position and variations of sedimentary facies have been mapped as part of the sequence that forms the marine terrace. These units, irregularly outcropping, testify very important phases in the evolution and dynamics of the caldera, providing

clear indications on the relative changes among sea and ground level in large areas of the caldera.

The facies variation of non volcanic sediments and their paleontological characterization have allowed, together with field data and interpretation of subsurface stratigraphic data, to estimate the sea ingression area in a certain period of time. For the first time, it was possible to delineate the area of marine ingression after the eruption of Agnano-Monte Spina (**GNP**) and highlight a subsequent ground uplift with a new emersion of the La Starza up to more than 40 m a.s.l. occurred during about 2 centuries that preceded the emplacement of the unit SMG.

Further core drilling analyses show that stages of marine sedimentation alternating in very different times with phases of volcanic activity occurred both near the present shoreline of the city of Naples and far from it.

The last eruption of Monte Nuovo (A.D.1538) occurred after a period of quiescence lasted more than 3,000 years and represent the upper unit (**MVU**) of sub-synthem **VEF**₁₂. Even this eruptive event was preceded by a significant ground uplift episode. Events of slow ground movement (uplift and subsidence), i.e. bradyseisms, still characterize the recent dynamics of the Phlegrean caldera.

Marine areas

The present map (Sheet n°447-448 “Napoli”) is the synthesis of results combination of different projects promoted by the Italian Geological Survey (now ISPRA) for the firm-land and the marine areas and implemented by the Regione Campania in the Campania offshore.

The submerged area illustrated in the geological map has been investigated through indirect and direct methods. The basic cartography of the sea bottom has been carried out at the scale 1:10.000. All surveying activities in shallow and deep water have used modern sonars as swath-bathymetric echosounder (MBES) and digital side scan sonar (SSS) to define respectively a tridimensional digital elevation model of the seafloor (DEM) and MBES-derived acoustic backscatter images of the seabed. In addition, different types of mono and multi-channel seismic tools (Subbottom-chirp, Sparker, water-gun seismic sources) have been used to achieve a good understanding of the deeper structures.

Underwater geological surveys at the scale 1:10.000 have been carried out up to the -30 m water depth, for a detailed mapping of the volcanic units cropping out along the emerged coastal cliffs of the submerged coastal belt. The underwater geological survey has contributed to a better knowledge of the distribution of the volcanic units. During the surveys samples both of the mobile sea bottoms and of the rocky substratum have been collected. Some volcanic bedrock units, identified on the base of geological surveys have been mapped, and span from the late Pleistocene to Recent.

Under the -30 m of water depth besides seafloor and sub-seafloor sampling provided the ground-truth for calibrating the geophysical acquisitions. Grabs and gravity corers were used to retrieve massive and undisturbed sediment sections or rock samples. The combination of the geophysical and sedimentological database, georeferenced, allowed us to map the geomorphological features of the continental margin and the areal distribution of sediment classes and rock features.

Starting from the experimental project of marine geological mapping, in about a decade the technological evolution of marine survey and a calibration of stratigraphic and sedimentological criteria allow the synthesis in this map. Campania offshore represents a laboratory for the application of those criteria in an important part of the Tyrrhenian Margin, because of the presence of all characteristic features that play important roles, coupling among tectonics, sedimentation and volcanic thin layers useful as stratigraphic markers during Pleistocene.

The marine area of Napoli Sheet is occupied by the continental shelf; the actual physiography of this shelf is characterized by low inclination; the shelf break is located outside the Sheet area. The shelf is divided in three areas: the Napoli Bay offshore and the Pozzuoli Gulf, and the Gaeta Gulf. In the first two sectors the shelf is characterized by a coastal wedge alternated to volcanic bedrock outcrops; coastal morphology is dominated by sedimentation and volcano-tectonics related to Phlegrean Field activity during late Pleistocene - Holocene. Geophysical data show that in both sectors the continental shelf stratigraphic architecture is formed mainly by Pleistocene - Holocene sedimentary deposits interbedded with volcanics. The seismo-stratigraphical analysis reveals the presence of volcano tectonic deformation active until very recent time in Pozzuoli Gulf. Late Pleistocene-Holocene sediments are deformed and interbedded with many volcanoclastic bodies. The Gaeta Gulf area represented in the Sheet, shows a low angle morphology dominated by sedimentation.

The cartographic representation of the seabed geology takes into account the lithofacies associations, variously clustered to form different “depositional systems”, which in turn pertain to each specific sedimentary environment (submerged beach, shelf, slope); these systems represent tracts of the Late Pleistocene depositional sequence that belong to the category of “Unconformity Bounded Stratigraphic Units”. The systems tracts mapped are genetically correlated to the last sea level eustatic cycle and are distinguished on the map by colours fill. Sedimentological information as grain size and textures (defined according to FOLK, 1954) is represented by hatches superimposed to the map colours.

The still active depositional systems pertain to the Highstand Systems Tract (Holocene), and accommodate “not completely formed unit”. A sedimentary prism has been forming across the various sedimentary environments from the submerged beach, to the continental scarp.

PROGETTO
CARG

XIII - LEGEND**LANDFILL (h₁)**

Controlled landfills of municipal solid and inert waste (concrete, bricks, mortar, ceramics, rag stuff).

Age: PRESENT

ANTHROPIC DEPOSITS (h)

Storage of material from mining activities (mainly tuff), inert materials (concrete, bricks). Anthropogenic heterogeneous blanket. Deposits consist of lava blocks and minor pyroclastic fragments of local provenance and / or limestone, artificial blocks of metric size from coastal works. In marine areas are present stratified and lithified sand deposits, coarse to fine matrix, blackish in colour, (iron oxides, carbon dust) arising from industrial activities of the twentieth century.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. - PRESENT

LANDSLIDE DEPOSITS

Heterogeneous and heterometric clasts (tuffs, welded tuffs, pumice) piled up by gravity, clast-supported or in a clay-sandy matrix.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. - PRESENT

ALLUVIAL DEPOSITS (b)

Sand-gravel stratified deposits with sparse heterogeneous blocks, cropping out in the riverbed; blocks and pebbles (mainly tuffs) immersed in sandy matrix of pyroclastic origin.

Age: UPPER HOLOCENE p.p.-PRESENT

DEBRIS-FLOW AND STREAM-FLOW DEPOSITS (i)

Incoherent or weakly lithified, massive or stratified debris deposits formed by sand and silty sand with tuff, welded tuffs and epiclastic clasts, locally containing pumice lapilli and/or big lava blocks.

Age: UPPER HOLOCENE p.p.-PRESENT

PRESENT AND RECENT BEACH DEPOSITS (g₂)

Fine to medium coarse sand of pyroclastic origin containing pumice and scoria and lava pebbles; sandy gravel with cobbles of lava and tuff blocks mainly close to the cliffs. In the Neapolitan and Phlegrean coasts these sediments occur interbedded with deposits of anthropogenic origin.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. - PRESENT

SLOPE DEBRIS DEPOSITS (a)

Heterometric deposit clast to matrix (silt-clay to sand) supported; the deposits sometimes are weakly lithified or cohesive by reason of the percentage of the clay component. Locally is present a pedogenized layer.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. -PRESENT.

ELUVIAL AND COLLUVIUM DEPOSITS (b₂)

Sands and clayey silts sometimes pedogenized derived from the alteration of pyroclastics and tuffs, sometimes containing pumices and scoriaceous lapilli deposited after a brief transport.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. -PRESENT

SWAMP AND SHALLOW LACUSTRINE DEPOSITS (e)

Swamp sandy silt with peaty layers, lagoons and lacustrine clayey silt interlayered with sandy sea layers.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. -PRESENT

EOLIAN DEPOSITS (d)

Silty sands and dune soils of lagoons and coastal lakes dune barrage.

Age: UPPER HOLOCENE p.p. -PRESENT

LATE QUATERNARY DEPOSITIONAL SEQUENCE OF MARINE AREAS - *HST*

LITTORAL ENVIRONMENT

Coastal cliff toe deposit (g_{1s})

Rounded to sharp blocks from decimetre to decametre in size, formed by grey to black lava and / or yellow to grey, poorly to very altered, lithoid pyroclastics (tuffs). Sandy gravel sometimes with bioclasts.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

Submerged beach deposit (g_8)

Sandy gravel and well sorted coarse to medium sand made of pyroclastic and minor lava frequently with abundant quartz and feldspar phenocrysts, sometimes mixed with rounded pumices from sub-millimetre to millimetre in size, bioclasts; rounded clasts with scarce or absent pelitic matrix. The pelitic matrix increases in areas sheltered from wave action and towards the outer edge of the submerged beach. Along the Domitian coast deposits consist mainly of well sorted sands.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

CONTINENTAL SHELF ENVIRONMENT

Inner shelf deposit (g_{19})

Coarse to fine light grey to dark grey sands, with bioclasts mainly molluscs and sometimes rounded pumice of sub-millimetre size, scarce pelitic matrix sometimes organogenic, brown or blackish; rare centimetre pebbles of pyroclastics and / or of lava and fragments of clay material. On the slopes of inshore areas may be present sandy or gravelly zones stretched along the lines of maximum gradient of the seafloor.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

Outer shelf deposit (g_{21})

Deposits mainly pelitic with variable amounts of medium-fine volcanoclastic and minor bioclastic sands. Lineations related to the action of bottom currents, with trend sub-parallel to the isobaths, are presents.

Age: HOLOCENE - PRESENT

VESUVIAN-PHLEGREAN SYNTHEM (**VEF**)

Succession of mainly pyroclastic deposits consisting of stratified ash and pumice layers with intercalated paleosols and reworked products, of marine

and swamp/lake origin. The synthem unit is bounded to the bottom by an erosional and volcano-tectonic unconformity above the Campanian Grey Tuff. Locally humified layers characterize the erosional unconformity. The synthem includes both lithostratigraphic and lithosomatic sub-units. The deposits of lava crop out in a few locations in the central area of Campi Flegrei. The top surface of the unit coincides with the present topographic surface.

VOLCANIC AREAS

AGRO NOCERINO-SARNESE SUBSYNTHEM (**VEF**₂)

The subsynthem is comprised between the unconformity of erosion or non-deposition that affects the top of the underlying Scanzano subsynthem (cf. “Ercolano” Sheet) and the topographical surface. Inside are recognizable distal pyroclastic and volcano-sedimentary deposits, present in the outer parts of the Somma-Vesuvius volcanic edifice, and the fluvial flood plain and fan deposits, with carbonate and volcanoclastic fractions (**VEF**_{2b}). Sediments include swamp sandy silt with peaty levels of the Volla and Sebeto plains, sands and backfilling and drainage site silts of Licola, Patria, and Regi Lagni. Also clay lagoon, lacustrine silt and marine sands are found (**VEF**_{2c3}).

Age: HOLOCENE p.p. - PRESENT

SOMMA VESUVIUS APPARATUS

MOLARA SUBSYNTHEM (**VEF**₈)

The subsynthem is comprised between the unconformity of non-deposition and / or erosion present at the base of the Plinian Pompeii eruption deposits, and the topographical surface. The subsynthem contains in the adjacent 448 Sheet “Ercolano”, some units not cropping out in this sheet.

Age: HOLOCENE p.p. (79 D.C.) - PRESENT

San Giuseppe Vesuviano pyroclastics (1631 pyroclastic deposits Auct.) (**PMX**)

Massive, metric thick, deposit with pinkish-grey coarse ashy matrix rich in leucite and biotite crystals, containing scoriaceous lapilli strongly leucite sanidine and biotite porphyritic, and abundant lava lithics, due to the deposition of pyroclastic flows. In the eastern sector of the volcano is present a deposit of scoriaceous leucite-porphyritic lapilli, light grey to dark grey upward, with abundant lava, carbonate, skarn and cumulate lithics (pyroclastic fall deposit regionally distributed which constitutes a stratigraphic marker). Composition from tephritic to tefri-phonolitic.

Age: AD 1631

UNDIFFERENTIATED PYROCLASTIC DEPOSITS

CAMPI FLEGREI AREA

CONTRADA ROMANO SUBSYNTHEM (**VEF₁₂**)

Succession of stratified ash layers interbedded with lapilli fall deposits. The deposits lie above a thick ochre paleosol common inside and outside the Phlegraean caldera, in the surrounding plain areas up to the foothills of the Apennines, or, above marine deposits. In the eastern area between the city of Naples and Casoria-Afragola axis, the upper part of the sequence comprises pyroclastic deposits of the Avellino Vesuvian eruption. All the sequences of the lithostomatic or lithostratigraphic units are separated by erosional surfaces, or paleosols. Portions of lava domes are recognizable in the central sector of the caldera. Among the pyroclastic sequences are sometimes present epiclastic deposits related to sea or shallow lacustrine-swamp sedimentation.

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p. - PRESENT

Monte Nuovo lithosome (**MVU**)

The deposits of this volcano are represented in the lower part by cineritic surge deposits and in the upper part by coarse scoria fall. The fine to coarse ash layers, contain large pumice and scoria distributed in lenses. The pumice are phonolitic, little porphyritic and with variable degree of vesicularity. The lithic fragments are mainly composed of yellow tuff and secondarily by lava. Maximum thickness about 20 m. Age 1538 AD.

Age: UPPER HOLOCENE p.p.

Nisida tuff (**TNI**)

Succession of layers of massive yellow tuff, with pumiceous lapilli and lava lithics scattered in abundant ashy matrix and pozzolan (grey, stratified) of variable thickness from 1-2 m to over 10 m. Both lithotypes are repeated several times in succession, characterized by a sharp vertical transition or a gradual transition. In the eastern part of the Gulf of Pozzuoli is well preserved the tuff cone produced by the phreatomagmatic explosive activity related to such deposits. The juvenile chemical composition varies from latite to phonolite.

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p.

Fossa Lupara Auctt. lithosome (**FLP**)

Sequence consisting of fine to coarse layers and coarser layers, mainly due to pyroclastic fall and to a lesser extent by pyroclastic density currents. The

ash layers are grey to dark grey to purple. The coarse layers contain juvenile trachytic fragments, composed of pumice (very porphyritic with pyroxene, feldspar and scarce biotite), scoriae, obsidians, and few tuff and lava lithics. Maximum thickness of 25 m. AMS ^{14}C age $3,820 \pm 0,05$ ka (DI VITO *et alii*, 1999); calibrated age from 3,978 to 4,192 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p.

Astroni lithosome (ATN)

Sequence consisting of pyroclastic deposits separated by thin paleosols or erosional surfaces. The deposits consist of layers of ash with variable grain size and minor coarse layers (ATN, Astroni pyroclastics), emplaced mainly by pyroclastic density currents and by fall. The ashy levels are grey with abundant accretionary lapilli. The coarse layers, often lens-shaped, contain pumice, scoriae, and obsidian lava and scarce lava and tuff lithics. The juvenile fragments are porphyritic with phenocrysts of feldspar, pyroxene and biotite, and have variable chemical composition from phonolite to trachyte and latite. ATN_a - Caprara lavas. Lavas interlayered with pyroclastic deposits. ATN_b Rotondella scoriae. Scoria cones associated with the final activity of the volcano. Maximum thickness of 40 m. AMS ^{14}C age $3,820 \pm 0,050$ ka (DI VITO *et alii*, 1999); calibrated age from 4,098 to 4,297 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p.

Averno lithosome (AER)

Pyroclastic sequence consisting of alternating coarse pumice layers and fine massive, accretionary lapilli-rich ash layers. The succession is originated by pyroclastic fall in its lower part and by pyroclastic density currents in the upper middle part. The pumices are subaphytic with few crystals of feldspar and rare pyroxene, and have trachytic composition. The lithic are composed of yellow and green tuff and fragments of altered lavas. In proximal areas are present few layers of volcanic breccia. Maximum thickness of 20 m.

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p.

La Solfatara lithosome (LFA)

Sequence of pyroclastic deposits at variable grain size composed of alternating layers of fine to coarse ash from grey to green colour, and coarse levels, generally lens shaped containing pumice, scoriae and abundant lithics composed of hydrothermalized clasts and minor fresh lavas. The pumice, trachyte, are biotite, feldspar and pyroxene porphyritic. Some coarse layers are rich in altered m-sized lava block. The deposits derive mainly by pyroclastic currents. Maximum thickness of 10 m. AMS ^{14}C age $3,815 \pm 0,055$ ka (ISAIA *et alii*, 2009); calibrated age from 4,181 to 4,386 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE p.p.

Accademia lithosome (DEI)

Dome-structure consisting of poorly vesiculated light grey lava, very porphyritic with phenocrysts of feldspar and minor pyroxene and rare biotite. The lavas cover a sequence of coarse scoria fall blanket with variable density degrees and colour from black to grey to dark red, containing phenocrysts of feldspar. The composition varies from trachytic to phonolitic. Maximum thickness of 70 m.

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Monte Olibano lithosome (OLB)

Trachytic dark grey to blackish lava, with poorly vesiculated microcrystalline groundmass. The lavas are highly fractured and altered, porphyritic with abundant phenocrysts of feldspar, minor biotite and rare pyroxene. Maximum thickness of 30 m.

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Santa Maria delle Grazie pyroclastics (SGZ)

Sequence of fine to coarse ash layers of ash, from grey to green in colour, alternating with thin coarse lens-shaped layers. These contain pumice with biotite, and minor feldspar and pyroxene crystals, and lithic hydrothermalized clasts, tuffs and minor fresh lavas. The deposits mainly by pyroclastic currents, in the upper part have a coarse scoriae fall that formed a scoria cone. The composition of the juvenile fraction is latitic. Maximum thickness of 6 m. AMS ¹⁴C age 3,970 ± 0,065 ka (ISAIA *et alii*, 2009); calibrated age from 4,382 to 4,509 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Fozzuoli unit (ZZU)

Sequence of sedimentary deposits of marine origin. Sediments have variable grain size, from coarse to fine sand. The sands, massive to laminated, include lava pebbles and very rounded clasts of pumice and scoria. In the sandy matrix are found sponges, siliceous spicules not abraded and rare carbonate elements probably derived from irregular echinoids and bryozoans strongly corroded. Maximum thickness of about 2 m.

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Agnano-Monte Spina pyroclastics (GNP)

Alternation of pyroclastic deposits at different grain size. The fine layers are made of fine to coarse pale grey to pink-burgundy ashes, and contain accretionary lapilli. The coarse, sometimes lens shaped, layers contain juvenile fragments composed by pumice, scoriae and glass, and tuff and hydrothermalized lava lithic clasts. The juvenile fraction is feldspar, pyroxene

and biotite strongly porphyritic, and has trachytic composition. The sequence formed by deposits from surge and fall contains, in the proximal areas, layers of coarse breccia, sometimes overlapping flow deposits with varying welding degrees. Maximum thickness of 40 m. Age AMS ^{14}C $4,130 \pm 0,05$ ka (Di Vito *et alii*, 1999); calibrated age from 4,482 to 4,625 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Cigliano lithosome (IGL)

Sequence of pyroclastic deposits mainly composed of layers of fine to coarse ashes interbedded with coarse pumice lens shaped layers. The grey ashy layers contain accretionary lapilli. The trachytic pumice containing phenocrysts of feldspar, biotite and pyroxene. The lithic are dark grey-black lavas. This sequence comprehends pyroclastic surge and minor fall deposits. It lies above pyroclastic deposits included in the lower part of the Monte Oliveto Pyroclastics (MLV). Maximum thickness of 10 m.

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Monte Oliveto pyroclastic (MLV)

Complex sequence of pyroclastic deposits, separated by thin paleosols and mainly consisting of layers of ash with variable grain size, and coarse pumice layers. The ashy deposits are yellow-orange and purple, and often contain abundant accretionary lapilli and are cohesive. The coarse levels, often lens shaped, are composed of pumice fragments, sometimes dense black glass and lithic clasts often hydrothermalized. This sequence includes sequences of pyroclastic deposits, pyroclastic surge and minor fall generated by distinct eruptive events occurred in the Agnano-Astroni area. The composition of the juvenile is trachytic. Maximum thickness up to 15 m. AMS ^{14}C ages between $4,840 \pm 0,05$ ka and $4,180 \pm 0,05$ ka (Di Vito *et alii*, 1999); calibrated age between 4,712 to 4,757 and from 5,266 to 5,628 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

Capo Miseno tuff (TCM)

Deposits are constituted by two distinct facies. The lower facies, which forms the main part of the succession consists of a lithified, poorly stratified to massive yellow tuff, with abundant pumice and lithic lava. An incoherent grey cineritic deposit, stratified, characterized by a lower content of pumice and lithic than the one below, represents the upper facies. This unit is associated with the tuff cone of Capo Miseno. The maximum thickness cropping out is about 160 m. The composition of juvenile fraction varies from trachyte to phonolite. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ of $5,090 \pm 00,140$ ka (INSINGA *et alii*, 2006) or $3,70 + 0,5$ ka (Di RENZO *et alii*, 2011).

Age: MIDDLE HOLOCENE *p.p.*

AGNANO-SOCCAVO SUBSYNTHEM (**VEF₁₁**)

Succession of deposits confined to the top by a thick ochre paleosol widely distributed in both sectors, within the Phlegrean caldera and in areas of the surrounding plain. The sequence lies above the tuff deposits of Naples subsynthem (**VEF₁₀**). The deposits are composed of alternating grey and greenish fine and coarse ashes with lenses of pumiceous lapilli and yellowish ashes with layers and lenses of black scoriae. The deposits of lithomastic or lithostratigraphic units are separated by erosional surfaces, paleosols or non-volcanic continental sediments, and sometimes they overlap marine deposits. The subsynthem unit also includes the relics of lava domes and yellowish tuff deposits. The subsynthem also contains the “La Starza” unit with its marine terrace sequence consisting of alternating layers of marine sediments and pyroclastic rocks.

Masseria D’Angelo lithosome (**ERG**)

Sequence of pyroclastic deposits consisting of alternating layers of coarse pumice and ashy layers. The fall coarse levels are prevalent in the lower half of the sequence and form thin layers or lenses in the middle-high sequence. The coarse fragments are feldspar, biotite and pyroxene porphyritic. The lithic fragments consist of fresh and altered lavas and subordinate tuffs. The upper ashy layers, mainly from surge, contain armoured lapilli, and are vesiculated and cohesive. The chemical composition varies from trachytic to latitic. Maximum thickness of 10 m. AMS ¹⁴C age 8,250 ± 0,05 ka (Di Vito *et alii*, 1999); calibrated age from 9,026 to 9,370 ka (Smith *et alii*, 2011).

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Pigna San Nicola lithosome (**ISN**)

The sequence consists of an alternation of pyroclastic deposits (mainly fall with variable grain size) and fine to coarse grey ash layers containing accretionary lapilli. The coarse levels contain shoshonitic to trachytic juvenile consisting of dense and dark glasses and lithic clasts of lava often hydrothermalized. The light pumices contain feldspar and biotite and the dark pumices pyroxene, biotite, feldspar and olivine. Maximum thickness of 8 m. AMS ¹⁴C age 8,270 ± 0,14 ka (Scandone *et alii*, 1991); calibrated age from 9,201 to 9,533 ka (Smith *et alii*, 2011).

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Costa San Domenico lithosome (**CSD**)

Sequence of fine to coarse ashy layers with subordinate coarse levels. The ash layers, by pyroclastic surge, are light grey-green, waveform to cross laminated

and contain abundant accretionary lapilli. The coarse levels and lenses contain pumice and scarce lava lithic clasts, mainly hydrothermalized. Maximum thickness of 6 m.

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Monte Spina lavas (LMP)

Dark grey very altered lava, fractured and locally brecciated, with variable vesiculation and fluidal texture zones highlighted by vesiculation. The lava is latitic-trachytic in composition and poorly porphyritic with feldspar and biotite. Maximum thickness of 7 m.

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Baia and Fondi di Baia tuffs (TBF)

Pyroclastic deposits formed by ashy layers and layers or lenses of coarse material. Ashy layers contain accretionary lapilli. The juvenile fragments are composed of pumice in different degree of vesiculation, often banded with rare feldspar crystals and trachytic composition. The lithic consist of tuffs and lavas. Deposits derive mainly by pyroclastic flows and minor pyroclastic fall; in proximal areas they are partially zeolitized. Maximum thickness of 20 m. AMS ¹⁴C ages 8,560 ± 0,07 ka (DI VITO *et alii*, 1999); calibrated age from 9,525 to 9,695 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Torre Cappella pyroclastics (TOP)

Well-stratified zeolitized deposits, consisting of fine to coarse volcanic ash with discontinuous interbedded pumice levels. The juvenile fragments are trachytic and consist of pumice with different degree of vesiculation. They are biotite, sanidine and pyroxene porphyritic. The lithic fragments consist of yellowish and greenish tuff and hydrothermalized clasts. Maximum thickness of 5 m.

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Bagnoli lithosome (OAB)

Pyroclastic deposits consist of ashy layers interspersed with layers or lenses of coarse material. The levels of ash contain accretionary lapilli. The coarse material is made of pumice, scoriae and dense grey browns fragments, black glasses and lithics. The juvenile fragments, often altered, are poorly vesiculated, and have trachytic composition with phenocrysts of feldspar and biotite. The lithic clasts are green tuffs and hydrothermalized lavas. Pyroclastic flow deposits, are almost entirely zeolitized. Maximum thickness of 20 m.

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Fondo Riccio lithosome (NCO)

Sequence of pyroclastic deposits consisting of very coarse blackish scoria level with coarse ash layers. The scoriae are often altered, and locally welded and poorly porphyritic with feldspar, biotite, pyroxene and olivine; latitic composition. The lithics consist mainly of hydrothermalized tuffs. Maximum thickness of 10 m.

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Concola lithosome (NCC)

Sequence of pyroclastic deposits consisting of a succession of levels of very coarse blackish scoriae, with intercalated some thin levels of coarse massive yellowish ash. Scoriae are poorly porphyritic with pyroxene and minor biotite and feldspar; latitic composition. Lithics consist of both fresh and altered yellow tuff and of minor fresh and altered lavas. Maximum thickness of 2 m.

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Montagna Spaccata lithosome (GCT)

Pyroclastic sequence consisting of alternating layers of very coarse scoriae and minor massive ashy grey layers. The scoriae are blackish, low porphyritic with biotite and minor pyroxene; in proximal areas are locally welded and sometimes exceeding 50 cm in size. The lithic fragments consist of yellow tuff and hydrothermalized lava. Ash layers are vesiculated and contain accretionary lapilli. Juveniles have latitic composition. Maximum thickness of 30 m.

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Pisani pyroclastics (ISA)

Complex sequence consisting of pyroclastic deposits separated by erosional surfaces or thin paleosols. The coarse levels are made up of coarse pumice, scoriae and / or unvesiculated glasses, with composition mainly latitic, and containing crystals of pyroxene and subordinate biotite and feldspar. The lithic fragments are made of yellow tuff and hydrothermalized lava. The ashy levels have different degree of cohesion and contain abundant accretionary lapilli. The deposits consist of coarse levels and minor ashy layers with variable grain size, emplaced mainly by fall and pyroclastic currents. The Pisani unit includes different volcanic units not mappable individually. Maximum thickness is 40 m. The deposit has an AMS ^{14}C age of $9,540 \pm 0,05$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) and calibrated age of 10,516 to 10,755 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: LOWER HOLOCENE p.p.

Minopoli pyroclastics (MOP)

Complex sequence consisting of pyroclastic deposits separated by erosional

surfaces. The deposits are constituted by an alternation of coarse layers and of subordinate layers of ashes with variable grain size. The coarse levels consist of dense blackish to vesiculated, dark grey scoriae, containing crystals of pyroxene, biotite and minor olivine. Lithics consist of fresh or hydrothermalized lavas and tuff clasts. The ash levels contain accretionary lapilli, and fragments of scoriae and lithics. The unit of Minopoli includes distinct volcanic units not mappable individually, constituted by pyroclastic fall and surge deposits. Juveniles vary from shoshonites to latites. Maximum thickness 20 m.

Age: LOWER HOLOCENE *p.p.*

Porto Miseno tuff (TPT)

Pyroclastic deposits consisting of two distinct facies. The bottom facies, which forms a large part of the entire outcropping succession, is constituted by a yellow tuff lithified very rich in grey pumice and subordinate scoriae and lithic lava. The upper facies is constituted by a grey cineritic deposit incoherent, with pumice and lithics lower in size and amount in respect to those of the lower facies. Both facies show a clear stratification, from planar to waveform. This unit is associated with tuff ring of Porto Miseno. The juvenile products have a fairly homogeneous trachytic composition. A maximum thickness of about 30 m is observed. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ of $6,490 \pm 0,51$ ka (INSINGA *et alii*, 2006) or $11,8 \pm 0,7$ ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

Age: PLEISTOCENE *p.p.* (LATE GLACIAL) - HOLOCENE (LOWER)

Bacoli tuff (TCF)

Stratified tuff consisting of small pumice and lithic lava surrounded by abundant ashy matrix. The lower part of the deposit is more lithified, of yellow colour. This formation is associated with the tuff cone of Bacoli. The chemical composition of the juvenile fraction ranges from trachyte to phonolite. The maximum thickness observed is equal to about 20 m. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ $8,6 \pm 0,6$ ka (FEDELE *et alii*, 2011) or $12,8 \pm 0,9$ ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (LATE GLACIAL) - HOLOCENE (LOWER)

Agnano Pyroclastics ("Pomici Principali" Auctt.) (GPP)

Complex sequence of pyroclastic deposits separated by thin layers of humified or erosional surfaces. The sequence of Agnano-Pomici Principali Auctt. is composed by an alternation of layers of coarse pumice and fine to coarse ashes levels, containing accretionary lapilli, pumice and dispersed lithic fragments. The pumice are poorly porphyritic, with pyroxene, biotite and rare feldspar, with mainly trachytic and latitic compositions. Lithics

consist of fresh and hydrothermalized lavas. The Agnano-Pomici Principali unit includes other volcanic units not mappable at this scale. Deposits, mainly from surges, were generated by eruptive centres located primarily in the Soccavo-Plain and consist of alternating layers of fine to coarse ashes with thick lenses and layers of coarse pumice and / or scoriae. Maximum thickness 40 m. The unit lies generally on the Neapolitan Yellow Tuff. The upper deposit (Pomici Principali Auctt.) has an age AMS ^{14}C of $10,320 \pm 0,05$ ka (DI VITO *et alii*, 1999) and calibrated age of 11,915 to 12,158 ka (SMITH *et alii*, 2011).

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL)

La Starza unit (RZA)

Sequence of sedimentary deposits of marine origin with intercalated volcanic and volcanoclastic deposits. Marine sediments are variable in grain size from coarse sand to fine ash. The volcanic ashes contain abundant fossils, sometimes concentrated in layers. Sands, from massive to laminate, include lava pebbles and very rounded clasts of pumice and scoria which often show alteration and oxidation coating. Inside the sequence are present erosional surfaces and reworked pyroclastic material; it is covered by pyroclastic deposits. The maximum outcrop thickness is about 20 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL) - HOLOCENE p.p. (MIDDLE PART)

Santa Teresa tuffs (TEA)

Sequence of pyroclastic deposits consisting of layers of fine to coarse ashes with intercalated lenses of coarse material. The deposits, completely zeolitized, contain large scoriae and subordinate pumice clasts and dense glass fragments. The blackish scoriae and the beige-brown pumice are biotite and pyroxene porphyritic, and latitic composition. The scarce lithics are fresh and hydrothermalized lava clasts. Maximum thickness of 10 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL)

NAPOLI SUBSYNTHEM (VEF_{10})

Includes deposits of yellow tuff and pozzolan that characterize the entire urban area of Naples in surface and underground, vast areas of plains that surround the Campi Flegrei as well as numerous areas inside the Phlegraean caldera. It is delimited at the top by an erosional surface that developed in a phase of low sea level, and at the bottom by tectonic discordances in the Phlegraean caldera and by erosional unconformities in lowland areas. It also includes lithosomatic units of tuff cones partially preserved in the central-western part of the caldera.

Bellavista lithosome (LVE)

Fine to coarse ashy layers, containing lenses of lapilli. Zeolitized yellowish deposits characterized by surge waveform dunes. The juvenile fragments, trachytic, vary in density and colour, from black to light gray and contain rare feldspar. The lithics are scarce and consist of dark gray lava. Maximum thickness of 40 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (LATE GLACIAL)

Gauro lithosome (GUO)

Sequence of pyroclastic deposits almost completely zeolitized, consisting of fine to coarse volcanic ash, with lenses of pumice. The ashy levels contain accretionary lapilli. The juvenile fragments, trachytic, vary in density and colour, from black to light grey and contain crystals of feldspar, biotite and minor pyroxene. The lithic fraction consists of lavas and yellow and green tuffs. The deposits have been put in place mainly by pyroclastic currents. Maximum thickness of 50 m outcrop. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ 14,300 \pm 0,9 ka (DI RENZO *et alii*, 2011).

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (LATE GLACIAL)

Mofete lithosome (MTF)

Stratified yellow tuffs formed by ashy layers alternated with lenses of scoraceous lapilli and pumice, completely zeolitized. The pumices are often hydrothermalized; colour pinkish-white, and the scoriae are dark and poorly vesiculated, with minor alteration. The lithics consist of blackish lavas. Maximum thickness of 15 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (LATE GLACIAL)

Neapolitan Yellow tuff (TGN)

Succession of yellowish pyroclastic deposits generally lithified in the proximal areas (**TGN_a**), that vary vertically and laterally to loose light grey deposits (**TGN_b**). The sequence of the **TGN** is divided into two different members (here not mapped singularly) separated by sedimentological and textural variations of the deposits or by the presence of an angular unconformity. A coarse breccia rich in black scoria, tuffs and lavas intercalates between the two members. The lower member (maximum thickness about 20 m) is formed by alternations of cineritic levels, rich in accretionary lapilli, and of coarse pumice thin layers. The top member (maximum thickness of 100 m) is formed by thick massive ashy layers, with lenses of pumices. The pumices, having latitic to trachytic composition, show elongated vesicles and very few crystals of feldspar. The lithic fraction consists of green tuffs and epiclastic tuffs and

lavas. The deposits have been emplaced by pyroclastic currents and minor pyroclastic fall. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ 14,900 \pm 0,4 ka (DEINO *et alii*, 2004).

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL)

PIANURA SUBSYNTHEM (**VEF₉**)

Includes pyroclastic deposits from eruptive centres located mainly along pericalderic structures. At the top it is delimited by erosional and tectonic unconformities pre-emplacment of the Neapolitan Yellow Tuff; at the bottom by the erosional (outside the Phlegraean caldera) and tectonics (inside the caldera) regional unconformity present at the top of the Campanian Gray Tuff. In the subsoil this unit consists of epiclastic fossil bearing lithified and hydrothermalized deposits.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL)

Chiarano tuffs (**CIH**)

Pyroclastic deposits of the Monticelli tuff cone. They are formed by alternated clast-supported layers of dark grey pumice and scoriae, with ashy layers. The juvenile clasts, trachytic, are feldspar and biotite porphyritic. The lithic fragments are composed of lavas and tuffs. Maximum thickness of about 5m.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LATE GLACIAL)

Verdolino tuffs (**TVD**)

Yellow ochre to whitish tuffs strongly layered, and ashy loose deposits with intercalations of discontinuous layers of pumice. The pumices are grey, with phonolitic-trachytic composition and with crystals of feldspar and subordinate pyroxene and biotite. The lithic fragments mainly consist of lavas. Maximum thickness about 50 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LGM)

Trentaremi tuffs (**TTR**)

The sequence consists of deposits from different eruptive events separated by paleosols and erosional surfaces. The basal part is formed by layers of greyish white pumice, clast supported with intercalated ashy layers. The upper part of the sequence consists of layers of well-sorted trachytic pumices, with intercalated humified ashes. The lower part of the succession could represent intermediate-distal facies of the Trentaremi tuff cone, well exposed in the southern sector of the Posillipo hill where it reaches a maximum thickness of about 60 m. The age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ of emplacement is 22,3 \pm 0,239 ka (see Sheet 465 "Isola di Procida").

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (LGM)

Torregaveta pyroclastics (**PTV**)

Pyroclastic deposits formed by tuffs and tuff breccia, latitic black scoria and scoria bombs rich, and abundant yellow blackish lithic clasts. Tuffs pass laterally and gradually to a continuous level of pyroclastic fall made of lapilli scoria clast-supported. The unit includes at the top a layer of scoriaceous lapilli of the Solchiaro tuff unit (SHI, Island of Procida, Ischia volcanic field). Maximum thickness about 15 m.

Age: *UPPER PLEISTOCENE p.p. (LGM)*

Masseria del Monte tuffs (**TMS**)

Sequence of pyroclastic deposits consisting of laminated layers of whitish ashes, with interbedded layers and lenses of pumice. The pumices are generally angular, white-greyish, with trachytic composition, feldspar and porphyritic biotite. The sequence, from poorly to medium lithified, has been emplaced mainly by pyroclastic currents and secondarily by pyroclastic fall. Maximum thickness about 50 m.

Age: *UPPER PLEISTOCENE p.p. (LGM)*

PHLEGREAN ISCHIAN SUPERSYNTHEM (FI)

Includes sedimentary, volcanic and epiclastic units filling the Graben of the Campanian Plain. At the bottom it is delimited by the structural surface present at the roof of the Pliocene sedimentary units involved in the formation of the graben. At the top it is bounded by the erosional (outside the Phlegraean caldera) and tectonics (inside the caldera) surface regionally present at the top of Campanian Gray Tuff.

CAMPANIAN GRAY TUFF ("IGNIMBRITE CAMPANA" AUCTT.) (TGC)

Pyroclastic sequence formed in the basal part by a stratified pumice fall deposit, eastward distributed; above this are present layers of blackish coarse scoriae showing variable degrees of welding, in abundant grey ashy matrix with fiammae (Piperno Auctt, **TGC_a**), locally topped by heterometric coarse breccia (Breccia Museo Auctt, **TGC₁**) and ignimbrite grey-brown ignimbrite deposits. The Breccia Museo includes massive to weakly stratified breccia layers rich in heterogeneous lithic clasts, aphyric to porphyritic lapilli and bombs, dense feldspar-rich blocks, and obsidian fragments. In the Campanian Plain and in the surrounding Apennines is present the ashy grey facies, matrix rich, with varying degrees of welding (Tufo Grigio Auctt.); this contains grey subaphyric pumice and bombs. In these areas, the sequence also includes tuffs with zeolites, rich in black scoria and grey flattened pumice, having trachytic composition. Locally degassing sub vertical structures cross these deposits.

The whole sequence was produced predominantly by pyroclastic flows and by minor fall. Maximum thickness visible in the Soccavo area is of about 100 m. Age $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ to $39,28 \pm 0,11$ ka (DE VIVO *et alii*, 2001).

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (PRE-LGM)

QUARTO SYNTHEM (QTO)

It is delimited at the top by the erosive and tectonic unconformity on which lies the Tufo Grigio Campano. The base of the synthem is not well stratigraphically defined but is represented physically by older eruptive vents of Naples and Monte di Procida. The synthem includes eruption units from vents of the Campi Flegrei volcanic field older than the eruption of Ignimbrite Campana (TGC) and of the formation of the Campi Flegrei caldera. Some stratigraphic sequences also contain intercalated distal deposits of eruptions from the island of Ischia (SNL).

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (PRE-LGM)

Monte di Cuma lavas (TEC)

Massive grey, feldspar-porphyrific, lavas forming a phono-trachytic lava dome. Lavas are fractured and scoriaceous. Maximum thickness 40 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (PRE-LGM)

Punta Marmolite lavas (UNT)

Massive grey subaphyric lavas forming a phono-trachytic lava dome. Lavas are fractured and scoriaceous. Maximum thickness 15 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (PRE-LGM)

Torre di Franco pyroclastics (RAC)

Pyroclastic deposits formed by decimetric to metric layers well sorted, clast supported, of subaphyric, white to grey, phono-trachytic pumices from white to grey, with intercalated ochre-brown paleosols. The deposits, containing lithic lava, were mainly emplaced by fall and minor pyroclastic flow and surge. The maximum thickness is about 35 m. The upper part of the sequence covers lava of Punta Marmolite (UNT). A unit in the lower part of the sequence has age of $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ of $59,900 \pm 0,16$ ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999).

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.* (PRE-LGM)

Castel dell'Ovo tuffs (OVO)

Yellow-brown tuffs with different degree of lithification, mainly characterized by a cross to plane parallel stratification. The deposits are rich in phono-trachytic black scoriae and lithic fragments. The deposits of this unit form the morphostructure of the ancient Naples and are sometimes covered by TGN

through an unconformity. The maximum thickness is approximately 60 m. A unit in the lower part of the sequence has an age of $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ of $78,3 \pm 0,4$ ka (SCARPATI *et alii*, 2012).

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

RIFUGIO DI S. NICOLA SYNTHEM

The Rifugio di San Nicola synthem (cfr. Sheet n. 464, “Isola d’Ischia”) is defined by a regional unconformity clearly identifiable on the island of Procida and Ischia and continental Campi Flegrei. The synthem is bounded at the bottom by an erosional/structural unconformity above the Ancient Ischia unit (see Sheet n. 464 “Isola d’Ischia”), by an erosional unconformity with products of the group of Ciraccio and with tuffs of Procida lithosomes (see Sheet n. 465 “Isola di Procida”) and by erosive unconformities on the underlying formation of pyroclastics of Procida tuffs p.p. (**TBP**). The top of the unconformity has a volcano-tectonic origin associated with the Tufo Grigio Campano. In 446-447 Naples sheet the unit of the ignimbrites of Pietrabanca (**PBC**) has been mapped. Age between 75 and 60 ka (Sheet n. 464 “Isola d’Ischia”).

Pietra Bianca Ignimbrites (and Cavone dei Camaldoli) (PBC)

Massive cineritic grey deposits, welded with fiamme and very porphyritic scoriae with crystals of sanidine and biotite. The deposit contains abundant lithic from subvolcanics, syenites and hydrothermalized lavas. At the bottom is present a decimetric fall layer of pumice, clast supported. The entire sequence contains lenses of pumice and lithic-rich breccia. Age 60,00 ka (Sheet n. 464 “Isola d’Ischia”). In Monte di Procida area this unit includes different volcanic units belonging to the Rifugio di San Nicola synthem (see Sheet n. 464, “Isola d’Ischia” and Sheet n. 465 “Isola di Procida”). In particular the deposits include layers of lapilli fall belonging to the Pignatiello Formation Auctt. The pumice layers are separated by paleosols or unconformity and contain grey trachytic-phonolitic pumices together with lava and obsidian lithics.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

Procida tuffs p.p. (**TBP**) see Sheet n. 465 “Isola di Procida”

Pyroclastic deposits of eruptive centres of Vitafumo and Miliscola and scoria and lava products of the island of San Martino. The pyroclastic sequences mainly consist of alternating layers of coarse pumice and ash, with proximal facies of the volcanic centres; lavas are massive and covered by layers of coarse slag sometimes partially agglutinated. The composition of the products is mainly trachytic. Older than 75 ka (see Sheet n. 465 “Isola di Procida”).

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

Miliscola lithosome (LMI)

From bottom to top 4 facies are distinguishable: a dark grey cineritic deposit, a whitish cineritic deposit, a cineritic with scattered pumice clasts deposit, and a succession of stratified ashes and pumice and ash layers. The upper part of the sequence shows a continuous plane parallel stratification, formed of massive and well-sorted layers of lapilli and rare cineritic beds. The total thickness is approximately 35 m. Juveniles have trachytic composition.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

Vitafumo lithosome (LVF)

Stratified pyroclastic deposit. Juvenile consists mainly of pumice ranging in size from centimetre to decimetre. Lithics are mainly lava and yellow tuff, with variable size. A thick deposit of altered reddish pumice, pedogenized at the top, closes the sequence. The total thickness is about 50 m. The composition of the juvenile fraction is trachytic.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

Isola di San Martino lithosome (IMT)

Massive lava covered by a layered scoriae deposit. The lava has characteristic “trachytic” texture and appears weakly porphyritic with rare phenocrysts of alkali feldspar in a glassy to partially microcrystalline groundmass. Lava has a trachytic composition. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ age of emplacement: $76,8 \pm 3,9$ ka (Sheet n. 465 “Isola di Procida”).

Age: UPPER UPPER PLEISTOCENE p.p. (PRE-LGM)

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ACOCELLA V. (2010) - *Evaluating fracture patterns within a resurgent caldera: Campi Flegrei, Italy*. Bull. Volcanol. **72**, 623-638.
- AIELLO G., BUDILLON F., CRISTOFALO G., D'ARGENIO B., DE ALTERIS G., DE LAURO M., FERRARO L., MARSELLA E., PELOSI N., SACCHI M. & TONIELLI R. (2001) - *Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples*. In: FARANDA F.M., GUGLIELMO L. & SPEZIE G. (EDS.): *Structures and processes of the Mediterranean ecosystems*. Springer-Verlag Italy, 1-8.
- AIUPPA A., AVINO R., BRUSCA L., CALIRO S., CHIODINI G., D'ALESSANDRO W., FAVARA R., FEDERICO C., GINEVRA W., INGUAGGIATO S., LONGO M., PECORAINO G. & VALENZA M. (2006) - *Mineral control of arsenic content in thermal waters from volcano-hosted hydrothermal systems: Insights from island of Ischia and Phlegrean Fields (Campanian Volcanic Province, Italy)*. Chem. Geol., **229**, 313-330.
- ALBERICO I., LIRER L., PETROSINO P. & SCANDONE R. (2002) - *A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **116**, 63-78.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CORTESI C. & TURI B. (1971) - *University of Rome Carbon - 14 Dates IX*. Radiocarbon, **13** (2), 395 - 411.
- ALLOCCA V. & CELICO P. (2008) - *Scenari idrodinamici nella piana ad Oriente di Napoli (Italia) nell'ultimo secolo: cause e problematiche idrogeologiche connesse*. Giornale di Geologia Applicata 2008, **9** (2), 175-198.
- ALLOCCA V., CELICO F., CELICO P., DE VITA P., FABBROCINO S., MATTIA C., MONACELLI G., MUSILLI I., PISCOPO V., SCALISE A.R., SUMMA G. & TRANFAGLIA G. (2007) - *Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale* - Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato S.p.a., ROMA (ITALIA).
- AMATO L., CARSANA V., CINQUE A., DI DONATO V., GIANPAOLA D., GUASTAFERRO C., IROLLO G., MORHANGE C., ROMANO P., RUELLO M. R., RUSSO & ERMOLLI E. (2009) - *Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis*. Méditerranée, **112**, 23-31.
- AMATO L., EVANGELISTA A., NICOTERA M.V. & VIGGIANI C. (2001) - *The tunnels of Cocceius in Napoli: an example of Roman engineering of the early imperial age*. Atti AITES/ITA World Tunnel Congress, Milano 2001.
- AMORE O., BARRA D., CIAMPO G., TADDEI E., RUSSO G.F. & SGARRELLA F. (1988) - *Il terrazzo de La Starza: associazioni fossili e batimetria*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 969-981.
- ANDERSON E.M. (1951) - *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Oliver & Boyd, Edimburgh*, 206 pp.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. Ital., **97**, 591-608.
- ARMIENTI P., BARBERI F., BIZOUARD H., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., METRICH N., ROSI M. & SBRANA A. (1983) - *The Phlegrean Fields: magma evolution within a shallow chamber*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**, 289-311.
- AUTORITÀ DI BACINO NORD OCCIDENTALE DELLA CAMPANIA (2010) - Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico.
- BARBERI F., CARAPEZZA M., INNOCENTI F., LUONGO G. & SANTACROCE R. (1989) - *The problem of volcanic unrest: the Phlegrean Fields case history*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 387-405.
- BARBERI F., CASSANO E., LA TORRE P. & SBRANA A. (1991) - *Structural evolution of Campi Flegrei Caldera in light of volcanological and geophysical data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48** (1/2), 33-49.
- BARBERI F., CORRADO G., INNOCENT, F. & LUONGO G. (1984) - *Phlegrean Fields 1982-1984: brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area*. Bulletin of Volcanology **47** (2), 175-185.

- 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.
- 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.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Marine geology, **55**, 163-180.
- BELLUCCI F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 395-420.
- BELLUCCI F., MILIA A., ROLANDI G. & TORRENTE M.M. (2006) - *Structural control on the upper Pleistocene ignimbrite eruptions in the Neapolitan area (Italy): volcano tectonic faults versus caldere faults*. In DE VIVO (Ed): "Volcanism in the Campanian Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites", Elsevier, 163-180.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. Ital., **90**, 163-172.
- BERRINO, G., CORRADO, G., LUONGO G. & TORO, B. (1984) - *Ground deformation and gravity change accompanying the 1982 Pozzuoli uplift*. Bull. Volcanol., **47**(2), 187-200.
- BOYD R., SUETR J. & PENLAND S. (1988) - *Implications of modern sedimentary environments for sequence stratigraphy*. In: JAMES D.P. & LECKE D.A. (Eds.) - *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **15**, 33-36.
- BRUNO P.P.G., DI FIORE V. & RAPOLLA A. (2002) - *Seismic reflection data processing in active volcanic areas: an application to Campi Flegrei and Somma-Vesuvius offshore*. Annals of Geophysics, **45**(6), 753-768.
- CALCATERRA D., COPPIN D., DeVITA S., DI VITO M.A., ORSI G., PALMA B. & PARISE M. (2007) - *Slope processes in weathered volcanoclastic deposits within the city of Naples: The Camaldoli Hill case*. Geomorphology, **87**, 132-157.
- CALCATERRA, D., DE RISO, R. & DI MARTIRE, D. (2005) - *Valutazione della suscettibilità da frana nella Conca di Agnano (Napoli) mediante applicazione di un modello su base fisica (SHALSTAB)*. Atti Workshop "Modelli matematici per la simulazione di Catastrofi Idrogeologiche", Arcavacata di Rende. AGM, Castrovillari (CS), 355-368.
- CALCATERRA D., DE RISO R. & SANTO A. (2003) - *Landslide hazard and risk mapping: experiences from Campania, Italy*. Proc. Intern. Conf. On Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation, **1**, 63-70.
- CALCATERRA D., GIANNI A., IETTO A. & PAPPONE G. (1988) - *Sistemi di fratturazione nei tufi post-calderici dell'area flegrea*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 935-940.
- CALCATERRA D., PARISE M., PALMA B. & PELELLA L. (2000) - *Multiple debris flows in volcanoclastic materials mantling carbonate slopes*. Proc. 2nd Int. Conf. On Debris-flow Hazards Mitigation, Taipei (Taiwan), 99 -107.
- CALIRO S., CHIODINI G., MORETTI R., AVINO R., GRANIERI D., RUSSO M. & FIEBIG J. (2007) - *The origin of the fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy)*. Geochim. Cosmochim. Acta, **71**, 3040-3055.
- CAPRARELLI, G., TSUTSUMI, M. & TURI, B. (1997) - *Chemical and isotopic signature of the basement rocks from the Campi Flegrei geothermal field (Naples, southern Italy): inferences about the origin and evolution of its hydrothermal fluids*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **76**, 63-82.
- CARRARA, E., IACOBUCCI, F., PINNA, E. & RAPOLLA, A. (1974) - *Interpretation of gravity and magnetic anomalies near Naples, Italy, using computer techniques*. Bull. Volcanol., **38** (2), 458-467.

- CARSANA V., FEBBRARO S., GIAMPAOLA D., GUASTAFERRO C., IROLLO G. & RUELLO M.R. (2009) - *Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis: una sintesi geoarcheologica per l'area dell'antico porto*. Méditerranée, **112**, 15-22.
- CASCINI L., GUIDA D., ROMANZI G., NOCERA G. & SORBINO G. (2000) - *A preliminary model for the landslides of May 1998 in Campania Region*. Proc. 2nd Intern. Symp. On Hard Soil Rocks. Balkema, Rotterdam, 1623-1649.
- CASSIGNOL C. & GILLOT P. Y. (1982) - *Range and effectiveness of unspiked potassium argon dating: experimental groundwork and application*. Numerical dating in stratigraphy. Ed. G.S. Odin J. Will and Sons, New York, 160-179.
- CATALANO R., BARTOLINI C., FABBRI A., LEMBO P., MARANI M., MARSELLA E., ROVERI M., & ULZEGA A. (1996) - *Linee guida al rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico Nazionale*. Commissione di studio del CNR per la cartografia geologica marina, Rapporto finale.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Casmez, **4/2**.
- CELICO P., AQUINO S., ESPOSITO L. & PISCOPO V. (2000) - *"Problematiche idrogeologiche connesse con i fenomeni di instabilità delle coltri piroclastiche della dorsale di Pizzo d'Alvano (Campania)"*. Quaderni di Geologia Applicata, **7** (2).
- CELICO P., DE VITA P., NIKZAD F., STANZIONE D. & VALLARIO A. (1991) - *Schema idrogeologico ed idrogeochimico dei Campi Flegrei*. Ric. Scient. ed Educ. Perm. Univ., Milano.
- CELICO P., DEVITA P., PAGANO D., RONCA A., STANZIONE D. & VALLARIO A. (1987) - *Idrogeologia ed idrogeochimica dei Campi Flegrei: Relazioni tra chimismo delle acque e idrodinamica sotterranea*. Atti Convegno Bradisismo e fenomeni connessi, Napoli, 33-42.
- CELICO F., ESPOSITO L. & MANCUSO M. (2001) - *Complessità idrodinamica e idrochimica dell'area urbana di Napoli: scenari interpretativi*. Geologia Tecnica ed Ambientale, **2**, 35-54.
- CHIODINI G., FRONZINI F., CARDELLINI C., GRANIERI D., MARINI L. & VENTURA G. (2001) - *CO₂ degassing and energy release at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy*. J. Geophys. Res., **106** (B8), 16213-16221.
- CHIODINI G., TODESCO M., CALIRO S., DEL GAUDIO C., MACEDONIO G. & RUSSO M. (2003) - *Magma degassing as a trigger of bradyseismic events: the case of the Phlegrean Fields (Italy)*. Geophys. Res. Lett., **30** (8), 1434.
- CINQUE A., ALINAGHI H. 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., AUCELLI P. P. C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., RUSSO M., SANTANGELO N. & SGAMBATI D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. I.A.G. IV Int. Conf. On Geomorphology, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **3**(2), 123-141.
- CINQUE A., IROLLO G., ROMANO P., RUELLO M.R., AMATO L. & GIAMPAOLA D. (2011) - *Ground movements and sea level changes in urban areas: 5000 years of geological and archaeological record from Naples (Southern Italy)*. Quat. Int., **232** (2011), 45-55.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & CELICO P. (1993) - *Quaternary Kinematic evolution of the Southern Apennines relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36** (2).
- CINQUE A., ROLANDI G. & ZAMPARELLI V. (1985) - *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 327-348.
- CIONI R., CORAZZA E. & MARINI L. (1984) - *Gas steam ratio as an indicator of heat transfer at Solfatara fumaroles, Phlegrean Fields (Italy)*. Bull. Volcanol., **47**, 295-302.

- CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R.V., HEIKEN G. & ORT M. (1997) - *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - The Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**, 183-219.
- COCCO E., DE PIPPO T., EFAICCHIO M.T. & TARALLO F. (1992) - *Caratteri morfologici della piattaforma costiera del Golfo di Pozzuoli*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 995-1004.
- COLANTONI P., DEL MONTE M., FABBRI A., GALLIGNANI, P., SELLI R. & TOMADI L. (1972) - *Ricerche geologiche nel Golfo di Pozzuoli*, In: VERSINO L. (Ed.): "Relazione sui rilievi effettuati nell'area flegrea nel 1970-71", CNR, Quad. de «La Ricerca Scientifica», Roma, Italy, **83**, 26-76.
- COLE P.D., PERROTTA A. & SCARPATI C. (1994) - *The volcanic history of the southwestern part of the city of Naples*. Geol. Mag., **131** (6), 785-799.
- COLE P.D. & SCARPATI, C. (1993) - *A facies interpretation of eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **55**, 311-326.
- CORNIELLO A., DE RISO R. & DUCCI D. (1990) - *Idrogeologia e idrochimica della Piana Campana*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 351-360.
- COSTA A., DELL'ERBA F., DI VITO M., ISAIA R., MACEDONIO G., ORSI G. & PFEIFFER T. (2009) - *Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. Bull. Volcanol., **71**, 259-273.
- CRUDEN D.M. & VARNES D. J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A.K.; Shuster R.L. (eds) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transp. Res. Board, Spec. Rep., **247**, 36-75.
- D'ANTONIO M., CIVETTA L., ORSI, G. PAPPALARDO L., PIOCHI M., CARANDENTE A., DE VITA S., DI VITO M.A. & ISAIA R. (1999) - *The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei caldera based on a reconstruction of its behaviour in the past 12 ka*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 247-268.
- D'ARGENIO B., AIELLO G., DE ALTERIIS G., MILIA A., SACCHI M., TONIELLI R., BUDILLON F., CHIOCCI F.L., CONFORTI A., DE LAURO M., D'ISANTO C., ESPOSITO E., FERRARO L., INSINGA D., IORIO M., MARSELLA E., MOLISSO F., MORRA V., PASSARO S., PELOSI N., PORFIDO S., RASPINI A., RUGGIERI S., TERRANOVA C., VILARDO G. & VIOLANTE C. (2004) - *Digital elevation model of the Naples Bay and adjacent areas, Eastern Tyrrhenian sea*. In: G. PASQUARÈ, C. VENTURINI & G. GROPELLI (EDS.): *Mapping Geology in Italy*. APAT, 21-28.
- 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 BONITATIBUS A., LATMIRAL G., MIRABILE L. PALUMBO A., SARPI E. & SCALERA A. (1970) - *Rilievi sismici per riflessione: strutturali, ecografici (fumarole) e batimetrici del Golfo di Pozzuoli*. Boll. Soc. Nat., **79**, 97-115.
- DE LORENZO G. (1904) - *L'attività vulcanica dei Campi Flegrei*. Rend. Acc. di Sci. FF MM, serie 3, **10**, 203-221.
- DE LORENZO G. & SIMOTOMAI H. (1914) - *I crateri di Fossa Lupara nei Campi Flegrei*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, serie 2, **16**, 1-27.
- DE PIPPO T. (1988) - *Coastal dynamics and sedimentary transit axes on the Volturno river mouth (Campania, Italy)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Matem., ser. IV, **LV**, anno CXXVII, 27-45.
- DE PIPPO T., DI CARA A., GUIDA M., PESCATORE T. & RENDA P. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: lineamenti di geomorfologia*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 151-159.
- DE PIPPO T., DONADIO C., OZER A.J.F.G., TERLIZZI F. & VARRIALE R. (2004b) - *Geoarchaeological evidences and morphological evolution during the last 3,700 years of the Neapolitan coast (Campania, Italy)*. Atti IV Congr. Naz. Scienze del Mare e XVI Congr. Ass. It. Oceanol. Limnol., *Le Scienze naturali, economiche e giuridiche nello studio e per la gestione degli ambienti acquatici*, CoNISMa, AIOL, S.I.B.M., S.It.E., 18-22 ottobre 2004, Città del Mare, Terrasini (PA), 32.
- DE PIPPO T., DONADIO C. & PENNETTA M. (2004a) - *Morphological control on sediment dispersal along the southern Tyrrhenian coasts (Italy)*. Geologica Romana, **37**, 113-121.

- DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F. & VALENTE A. (2000a) - *Influenza della morfologia costiera e del regime idrodinamico sulla distribuzione degli inquinanti sui fondali della Baia di Bagnoli (Napoli, Italia): ipotesi di recupero ambientale*. Atti 2° Conv. Naz. delle Scienze del Mare, 22-25 novembre 2000, Genova, CoNISMa, 81-83.
- DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F. & VECCHIONE C. (2000b) - *Caratteri morfologici del Canyon di Cuma (Campania - Italia)*. Atti 2° Conv. Naz. delle Scienze del Mare, 22-25 novembre 2000, Genova, CoNISMa, 184-185.
- DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., TERLIZZI F., VECCHIONE C. & VEGLIANTE M. (2002) - *Seabed morphology and pollution along the Bagnoli coast (Naples, Italy): a hypothesis of environmental restoration*. Marine Ecology, **23**, Suppl. 1, 154-168.
- DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., VALENTE A. & VECCHIONE C. (1996c) - *Morphological evolution of a volcano-tectonic coastal plain in the Western Neapolitan area*. IV Int. Conf. on Geomorphology, Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **III** (1997), 140-141.
- DE PIPPO T., DONADIO C., RUSSO F. & SGAMBATI D. (1996b) - *Caratteri geomorfologici costieri e sottomarini del litorale napoletano tra Castel dell'Ovo e Capo Posillipo*. VI Conf. Sc. Ann. Att. Ric. Dip., Territorio ed Ambiente: Giornate Poster Ric. Gr. Geomin., Napoli, 27-29 marzo 1996, 148-149.
- DE PIPPO T., DONADIO C., RUSSO F. & SGAMBATI D. (1996d) - *Caratterizzazione geomorfologica del litorale vesuviano: evidenze per la ricostruzione della linea di costa di epoca romana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., "Atti del Convegno Geosub 94", **LII**, 207-224.
- DE PIPPO T., DONADIO C., RUSSO F. & VALENTE R. (1996a) - *Evoluzione morfologica e caratteristiche ambientali del tratto costiero occidentale napoletano*. VI Conf. Sc. Ann. Att. Ric. Dip., Territorio ed Ambiente: Giornate Poster Ric. Gr. Geomin., Napoli, 27-29 marzo 1996, 150-151.
- DE PIPPO T., PESCATORE T. & VECCHIONE C. (1992) - *Caratteri granulometrici dei sedimenti dei terrazzi del Golfo di Pozzuoli*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1005-1014.
- DE PIPPO T., RUSSO F. & DONADIO C. (1994) - *Caratterizzazione geomorfologica del litorale vesuviano: evidenze per la ricostruzione della linea di costa di epoca romana.*, Atti Congr. Int. Geol. Sub. Geosub '94, Palinuro, 8-10 giugno 1994, 106-108.
- DE RISO R., BUDETTA P., CALCATERRA D. & SANTO A. (1999) - *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano. Convegno su "Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi"*, Trento 17-19 giugno, GEAM.
- DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARANDENTE A., D'ANTONIO M., DI CESARE, T., DI VITO M., FISHER R. V., ISAIA R., MAROTTA E., ORT M., PAPPALARDO L., PIOCHI M. & SOUTHON, J. (1999) - *The Agnano-Monte Spina eruption (4.1 ka) in the resurgent, nested Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm Res., **91**, 269-301.
- DE VIVO B., BELKIN H.E., BARBIERI M., CHELINI W., LATTANZI P., LIMA A. & TOLOMEI L. (1989) - *The Campi Flegrei (Italy) geothermal system: a fluid inclusion study of the Mofete and San Vito fields*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **36**, 303-326.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN A.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruption history of the Campanian volcanic plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DEINO A.L., ORSI G., PIOCHI M. & DE VITA S. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 157-170.
- DELL'ERBA F. (2004) - *A method to evaluate the volume of pyroclastic current deposits: application for the magnitude evaluation of Campi Flegrei eruptions*. 32nd International Geological Congress - Florence, Italy, abstract.

- DELLINO P., ISAIA R., LA VOLPE L. & ORSI G. (2001) - *Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequence: implication for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina eruption (4.1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy*. Bull. Volcanol. **63**, 443 - 461.
- DELLINO P., ISAIA R., LA VOLPE L. & ORSI G. (2004) - *Interference of particles fallout on the emplacement of pyroclastic surge deposits of the Agnano-Monte Spina eruption (Phlegraean Fields, Southern Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 193-210.
- DI CRESCENZO G. & SANTO A. (1999) - *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **22**, 57-72.
- DI CRESCENZO G. & SANTO A. (2005) - *Nuovo contributo sul ruolo svolto dai livelli pomicee nelle aree di distacco delle frane di colata rapida dei massicci carbonatici campani* - Comm. di Gov. Per l'Em. Idr. In Campania. Atti del Convegno Nazionale La mitigazione del rischio da colate di fango a Sarno e negli altri Comuni colpiti dagli eventi del maggio 1998. Napoli, 2 e 3 maggio 2005 - Sarno 4 e 5 maggio 2005, 385-401.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano)*. Rend. Soc. Min. Petr., **26(2)**, 547-588.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE A (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F & TORRE M. (1976) - *Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale*. Bollettino Della Società dei Naturalisti di Napoli, **84** 1-17.
- DI RENZO V., ARIENZO I., CIVETTA L., D'ANTONIO M., TONARINI S., DI VITO M.A. & ORSI G. (2011) - *The magmatic feeding system of the Campi Flegrei caldera: architecture and temporal evolution*. Chem. Geol., **281**, 227-241.
- DI VITO M.A., ARIENZO I., BRIAR G., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DI RENZO V. & ORSI G. (2011) - *The Averno 2 fissure eruption: a recent small-size explosive event at the Campi Flegrei Caldera (Italy)*. Bull. Volcanol., **73**, 295-320.
- DI VITO M.A., ISAIA R., ORSI G., SOUTHO J., DE VITA S., D'ANTONIO M., PAPPALARDO L. & PIOCCHI M. (1999) - *Volcanic and deformational history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka*. J. Volcanol. Geotherm Res., **91**, 221-246.
- DI VITO M. A., LIRER L., MASTROLORENZO G. & ROLANDI G. (1987) - *The Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy)*. Bull. Volcanol., **49**, 608-615.
- DONADIO C. (1998) - *Caratteristiche geomorfologiche ed ambientali dell'area orientale napoletana*. In: LEBRO M. & LEBRO D. (a cura di): "Le frontiere della città. L'area orientale di Napoli". Univ. degli Studi di Napoli Federico II, Regione Campania, Ord. Arch. Prov. di Napoli, pp. 120.
- DONADIO C. (1999) - *Riflessioni sulla costa dell'area occidentale napoletana. La geomorfologia*. In: VALENTE R.: "Frontiere tra Mare e Terra. La Progettazione Ambientale lungo la Linea di Costa". Liguori ed., Napoli, 143-152.
- DONADIO C. (2006) - *Caratteri geomorfologici e climatici di un ambito urbano*. In: VALENTE R. (a cura di): "La riqualificazione delle aree dismesse. Conversazioni sull'ecosistema urbano". Liguori ed., Napoli, 75-85.
- DONADIO C., RUSSO F. & SGAMBATI D. (1995) - *Osservazioni geomorfologiche preliminari nel litorale sommerso flegreo*. In "Geologia delle aree di avampae", 77ª Riunione Estiva, Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 23 settembre - 1 ottobre 1994, 215-216.
- DONADIO C., TERLIZZI F. & DE PIPPO T. (2008) - *Analisi critica della letteratura esistente sulla dinamica litoranea della Campania*. ARPAC - Studio di fattibilità su erosione costiera e rischio da inondazione costiera - Rapporto marzo 2008, pp.169.
- DONADIO C. & VALENTE R. (1995) - *Coast renaturalization at west periphery of Naples: morphologic features and landscape design*. In MEDCOAST 95, proc. II Int. Conf. on the Mediterranean Coastal Environment, 24-27 ottobre 1995, **1**, E. Özhan ed., 423-437.

- DPC (2001) - *Aggiunte e varianti alle parti A3, B, C1 e C2 della Pianificazione Nazionale d'Emergenza dell'Area Vesuviana del 1995. Proposta di aggiornamento*. Dipartimento della Protezione Civile, Roma.
- EVANGELISTA A., NICOTERA M.V. & SCOTTO DI SANTOLO A. (2005) - *Valutazione del ruolo degli strati pomicei nell'innescio di fenomeni di colate di fango*. Comm. di Gov. Per l'Em. Idr. In Campania, Atti del Convegno Nazionale La mitigazione del rischio da colate di fango a Sarno e negli altri Comuni colpiti dagli eventi del maggio 1998. Napoli, 2 e 3 maggio 2005 - Sarno 4 e 5 maggio 2005, 125-140.
- FEDELE F.G., GIACCIO B., ISAIA R. & ORSI G. (2003) - *The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich Event 4, and Palaeolithic change in Europe: a high-resolution investigation*. In A. ROBOCK & C. OPPENHEIMER, (Ed.), "Volcanism and the Earth's Atmosphere", Am. Geophys. Un., Geophys. Monog. Series, **139**, 301-325.
- FEDELE L., INSINGA D.D., CALVERT A.T., MORRA V., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2011) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity*. Bull. Volcanol., **73**, 1323-1336.
- FEDELE L., MORRA V., PERROTTA A., SCARPATI C. (Aree Emerse); PUTIGNANO M.L., ORRÙ P., SCHIATTARELLA M. (Aree Marine Costiere Da 0 A -30 M); AIELLO G., D'ARGENIO B., CONFORTI A. (aree marine da -30 m a -200 m) (2011) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 465 Isola di Procida*. ISPR A, Servizio Geologico d'Italia. 204 pp. Reperibile su: <http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/campania.html>.
- FERRARO I. (2003) - *Napoli - Atlante della Città Storica. Vol. II - Quartieri Bassi e il "Risanamento"*. CLEAN Edizioni, pp. 543.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **23**, 75-155.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geof. Teor. Appl., **XVI**, 62-63, 175-222.
- FISHER R.V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G. (1993) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow — emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**, 205-220.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- FUSI N. & GARDUNO V.H. (1992) - *Structural analysis of a sector of the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines: the horst of Sorrentina Peninsula and Lattari Mounts (Campania, Italy)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. **315**, Serie II, 1747-1754.
- FUSI N., MIRABILE L., CAMERLENGHI A. & RANIERI G. (1991) - *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 95-114.
- GIACCIO B., ISAIA R., FEDELE F., DI CANZIO E., HOFFECKER, J., RONCHITELLI A., SINITSYN A., ANIKOVICH M., LISITSYN S. & POPOV V. (2008) - *The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **177**, 208-226.
- GIORGIO B. (2010) - *Studio vulcanologico delle porzioni sommerse del Distretto Vulcanico Flegreo attraverso indagini di sismica marina ad alta risoluzione e correlazione della facies alle interfacce terra mare*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa, pp 126.
- GIUDICEPIETRO F. (1993) - *La dinamica recente dell'area vulcanica flegrea*. Tesi di Dottorato. Napoli, 179 pp.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*, INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>.

- GRUPPO DI LAVORO PER LA REDAZIONE DELLA MAPPA DI PERICOLOSITÀ SISMICA (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*, INGV Milano-Roma, 65 pp. + 5 appendici. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>.
- GUARINO P.M. (2002) - *Franosità dell'area flegrea: Il ruolo svolto dall'assetto litostratigrafico nell'innescio delle frane*. Elaborato finale Ass. Ricerca C.U.G.R.I., pp. 38.
- GUERRIERO V., IANNACE A., MAZZOLI S., PARENTE M., VITALE S. & GIORGIONI M. (2010) - *Quantifying uncertainties in multi-scale studies of fractured reservoir analogues: Implemented statistical analysis of scan line data in carbonate rocks*. *Journal of Structural Geology*, **32**, 1271-1278.
- GUGLIELMINETTI M. (1986) - *Mofete geothermal fields*. *Geothermics*, **15**, 781-790.
- GUIDOBONI E. & CIUCCARELLI C. (2011) - *The Campi Flegrei caldera: historical revision and new data on seismic crises, bradyseisms, the Monte Nuovo eruption and ensuing earthquakes (twelfth century 1582 ad)*. *Bull. Volcanol.*, **73**, 655-677.
- GUNTHER R.T. (1903a) - *The submerged Greek and Roman foreshore near Naples*. *Archaeologia*, **58**, 499.
- GUNTHER R.T. (1903b) - *Contribution to the study of the earth movements in the Bay of Naples*. *Geographical Journal*, **22**, 121-149.
- HIPPOLYTE 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.
- INSINGA D. (2003) - *Tefrostratigrafia dei depositi Tardo-Quaternari della fascia costiera campana*. Tesi di dottorato in Scienze ed ingegneria del mare, XV1 ciclo, Università Federico II di Napoli, 256 pp.
- INSINGA D., CALVERT A.T. & LANPHERE M.A. (2006) - *The Late-Holocene evolution of the Miseno area (south-western Campi Flegrei) as inferred by stratigraphy, petrochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology*. In (De Vivo Ed.) *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, and Ignimbrites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Volcanology* **9**, 97-125.
- INSINGA D., MOLISSO F., LUBRITTO C., SACCHI M., PASSARIELLO I. & MORRA V. (2008) - *The proximal marine record of Somma-Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kys*. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **177**, 170-196.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. America Bull.*, **98**, 2, 232-237.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione dei dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 227-250.
- ISAIA R. (1998) - *Storia Vulcanica ed Evoluzione Morfostrutturale della Caldera dei Campi Flegrei negli ultimi 12 ka*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, pp 156.
- ISAIA R., D'ANTONIO M., DELL'ERBA F., DI VITO M. & ORSI G. (2004) - *The Astroni volcano: the only example of close eruptions within the same vent area in the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy)*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **133**, 171-192
- ISAIA R., DI VITO M.A., DE VITA S., ROSI M. & SBRANA A. (2012) - *Comment on "⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity" by FEDELE et al. [Bull Volcanol; 73,1323-1336]*. *Bull. Volcanol.*, **74**, 293-296.
- ISAIA R., MARIANELLI P. & SBRANA A. (2009) - *Caldera unrest prior to intense volcanism in Campi Flegrei (Italy) at 4.0 ka B.P.: Implications for caldera dynamics and future eruptive scenarios*. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L21303.
- LATMIRAL G., SEGRE A.G., BERNABINI M. & MIRABILE L. (1971) - *Prospezioni sismiche per la riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **90**, 163-172.
- LA TORRE P. & NANNINI R. (1980) - *Geothermal well location in southern Italy: the contribution of geophysical methods*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **XXII**, 87, 201-209.

- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN A. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.
- LICCARDO G. (1995) - *Le catacombe di Napoli*. Newton Compton Editori. Roma.
- LIRER L., LUONGO G. & SCANDONE R. (1987) - *On the volcanological evolution of Campi Flegrei*. EOS, **68** (16), 226-234.
- LIRER L., PETROSINO P. & ALBERICO I. (2001) - *Volcanic hazard assessment at volcanic fields: the Campi Flegrei case history*. J. Volcanol. Geotherm Res., **112**, 55-75.
- LOMBARDI G., FEOLA A. & MIRAGLINO P. (2010) - *Interventi per la mitigazione del rischio idrogeologico nella città di Napoli* - Geologi, **28**, 7-17.
- MARIANELLI, P., SBRANA A., & PROTO M. (2006) - *Magma chamber of Campi Flegrei supervolcano at the time of eruption of the Campanian Ignimbrite*. Geology., **34**, 937-940.
- MARIANI M. & PRATO R. (1992) - *I bacini neogenici costieri del Mar Tirreno: approccio sismico stratigrafico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 519-531.
- MARSELLA E., AIELLO G., ANGELINO A., BRUNO P.P.G., DI FIORE V., GIORDANO F., PELOSI N., SINISCALCHI A., D'ISANTO C. & RUGGIERI S. (2002) - *Shallow geological structures and magnetic anomalies in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy). An integrated analysis of seismic and magnetometric profiles*. Boll. Geof. Teor. Appl. **42** (1/2), 292-297.
- MASTROLORENZO G., PAPPALARDO L., TROISE C., ROSSANO S., PANIZZA A. & DE NATALE G. (2006) - *Volcanic hazard assessment at the Campi Flegrei caldera*. In: (TROISE C., DE NATALE G. & KILBURN C.R.J., (Eds) *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*, Geol. Soc., London, Special Publications **269**, 159-171.
- MELISURGO G. (1979) - *Napoli Sotterranea*. Colonnese Editore, **61**.
- MILIA A. (1996) - *Evoluzione tettono-stratigrafia di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli*. PhD thesis. Università di Napoli Federico II, pp. 184.
- MILIA A. (1998a) - *Le unità piroclastiche tardo-quadernarie nel Golfo di Napoli*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern. **21**, 147-153.
- MILIA A. (1998b) - *Stratigrafia, strutture deformative e considerazioni sull'origine delle unità deposizionali oloceniche del Golfo di Pozzuoli (Napoli)*, Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**(3), 777-787.
- MILIA A. (1999) - *Aggrading and prograding infill of a peri-tyrrhenian basin (Naples Bay, Italy)*. Geo-Marine Letters, **9**, 21-35.
- MILIA A. (2000) - *The Dohrn Canyon formation: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf (Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy)*. Geo-Marine Letters, **20**(2), 101-108.
- MILIA A. (2010) - *The stratigraphic signature of volcanism off Campi Flegrei (Bay of Naples, Italy)*. Geological Society of America Special Paper, **464**, 155-170.
- MILIA A., MIRABILE L., TORRENTE M. & DVORAK J.J. (1998b) - *Volcanism offshore of Vesuvius Volcano in Naples Bay*. Bull. Volcanol., **59**, 404-413.
- MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., SACCHI M. & TORRENTE M. (2008) - *Syneruptive features and sedimentary processes associated with pyroclastic currents entering the sea: the AD 79 eruption of Vesuvius, Bay of Naples, Italy*. Journal of the Geological Society, London, **165**, 839-848.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*, Tectonophysics. **315**, 301-318.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2000) - *Fold uplift and syn-kinematic stratal architectures in a region of active transtensional tectonics and volcanism, Eastern Tyrrhenian Sea*. Bulletin of the Geological Society of America, **112**, 1531-1542.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2003) - *Late Quaternary volcanism and transtensional tectonics at the Campania continental margin Bay of Naples, Italy*. Mineralogy and Petrology, **79**, 49-65.

- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2007) - *The influence of paleogeographic setting and crustal subsidence on the architecture of ignimbrites in the Bay of Naples (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **263** (3), 192-206.
- MILIA A., TORRENTE, M.M., & GIORDANO, F. (2000) - *Active deformation and volcanism offshore Campi Flegrei, Italy: New data from high-resolution seismic reflection profiles*. Marine Geology, **171**, 61-73.
- MILIA A., TORRENTE M.M., GIORDANO F. & MIRABILE L. (2006) - *Rapid changes of the accommodation space in the Late Quaternary succession of Naples Bay, Italy: the influence of volcanism and tectonics*. In: DE VIVO, B. (Ed.): "Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites". Series "Developments in Volcanology", **9**, Elsevier, 53-68.
- MILIA A., TORRENTE M.M. & NARDI G. (1998a) - *Recent tectonic and magmatic features off the coast of Naples*, Giornale di Geologia, ser. 3ª, **60**, 27-39.
- MILIA A., TORRENTE M.M. & ZUPPETTA A. (2003) - *Offshore debris avalanches at Somma-Vesuvius volcano (Italy): implications for hazard evaluation*. Journal of the Geological Society of London, **160**, 309-317.
- MONTCHARMONT-ZEI M. (1964) - *Studio ecologico sui Foraminiferi del Golfo di Pozzuoli*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **34**, 160-184.
- MONTI L., DONADIO C., PUTIGNANO M.L. & TOCCACELI R.M. (2003) - *Geologia subacquea delle aree marine costiere. Linee guida al rilevamento geologico subacqueo, scala 1:10.000. Progetto CAR.G Regione Campania*. Regione Campania, Lab. Graf. Legatoria Duminuco ed., pp. 93.
- ORSI G. CIVETTA L., D'ANTONIO M., DI GIROLAMO P. & PIOCHI M. (1995) - *Step-filling and development of a three-layers magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history*. J. Volcanol. Geotherm Res., **67**, 291-312.
- ORSI G., CUNA L., DE ASTIS G., DE VITA S., DI VITO M., ISAIA R., NAVE R., PAPPALARDO L., PIOCHI M., POSTIGLIONE T. & SANSIVERO F. (2001) - *I Vulcani Napoletani : Pericolosità e Rischio*. Ed. Osservatorio Vesuviano, G. Dolgetta, (Sarno-SA), pp. 47.
- 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): Constraints on its Evolution and Configuration*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **74**, 179-214.
- ORSI G., DE VITA S., DI VITO M., NAVE R. & HEIKEN G. (2003) - *Facing volcanic and related hazards in the Neapolitan area*. In (HEIKEN G, FAKUNDINY R, SUTTER J. (Eds.) Earth Sciences in the Cities: A Reader. Am. Geophys. Un., Sp. Publ. Series **56**, 121-170.
- ORSI G., DI VITO M.A. & ISAIA R. (1998) - *Pericolosità vulcanica della caldera dei Campi Flegrei in caso di ripresa dell'attività in tempi brevi o medi. Relazione per la Commissione Nazionale incaricata di provvedere all'Aggiornamento dei Piani di Emergenza dell'Area Flegrea e Vesuviana connessi a situazioni d'emergenza derivanti dal Rischio Vulcanico, Febbraio 1998*. Rapporto per il DPC, pp 39.
- ORSI, G., DI VITO, M.A. & ISAIA R. (2004) - *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bull. Volcanol., **66**, 514-530.
- ORT M., ORSI G., PAPPALARDO L. & FISHER R.V. (2003) - *Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy*. Bull. Volcanol., **65**, 55-72.
- ORT M., ROSI M. & ANDERSON C.A. (1999) - *Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 167-178.
- ORTOLANI F. (2009) - *Una proposta per Napoli: rinaturalizzazione e adeguamento ambientale del litorale di Chiaia dopo le modificazioni naturali e antropiche (tra il 1600 e il 1900) della costa tra Santa Lucia e Mergellina*. Bollettino delle Assise della città di Napoli e del Mezzogiorno d'Italia, **07**, 1-8.

- ORTOLANI F. & APRILE F. (1979) - *Sulla struttura profonda della Piana Campana*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **88**, 1-19.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (2007) - *Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali storiche nell'Area Mediterranea*. Quad. Soc. Geol. It., **1**.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DEINO A., DI VITO M., ORSI G., CARANDENTE A., DE VITA S., ISAIA R. & PIOCHI M. (1999) - *Chemical and Isotopical Evolution of the Phlegraean Magmatic System Before the Campanian Ignimbrite (37 ka) and the Neapolitan Yellow Tuff (12 ka) Eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 141-166.
- 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.
- PENNETTA M., PESCATORE T. S. & VECCHIONE C. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: caratteristiche tessiturali dei sedimenti superficiali*. Mem. Soc. Geol. It., Roma, **27**, 161-169.
- PERRIELLO ZAMPELLI S. (2005) - *Sulla possibilità di determinazione della suscettibilità allo scivolamento di suoli piroclastici in Campania*. Comm. di Gov. Per l'Em. Idr. In Campania, Atti del Convegno Nazionale La mitigazione del rischio da colate di fango a Sarno e negli altri Comuni colpiti dagli eventi del maggio 1998, Napoli, 2 e 3 maggio 2005 - Sarno 4 e 5 maggio 2005, 385-401.
- PERRONE V. (1992) - *Carta geologica della Penisola Sorrentina*. Atti 74° Cong. Soc. Geol. It., **B**, 336-340.
- PERROTTA A., SCARPATI C., LUONGO G. & MORRA V. (2006) - *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In (De Vivo, B. Ed.) *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*: Amsterdam, the Netherlands, Elsevier, *Developments in Volcanology* **9**, 85-96.
- PERROTTA A., SCARPATI C., LUONGO G. & MORRA V. (2010) - *Stratigraphy and volcanological evolution of the southwestern sector of Campi Flegrei and Procida Island, Italy*. In: GROPELLI G. & VIERECK-GOETTE L. (Eds.), *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper* **464**, 171-191.
- PESCATORE T., DIPLOMATICO G., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & MIRABILE L. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 133-149.
- PIOCHI M., BRUNO P. P. & DE ASTIS G. (2005) - *Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological, and geochemical data for the Neapolitan volcanic region (southern Italy)*. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**.
- POSAMENTIER, H.W. & P.R. VAIL (1988) - *Sequence stratigraphy: sequences and systems tract development*. *Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, **15**, 571-572.
- PUTIGNANO M.L. & SCHIATTARELLA M. (2010) - *Geomorfologia strutturale e domini di frattura dei fondali marini pericostieri dell'Isola di Procida (Campi Flegrei insulari, Italia meridionale)*. Il Quaternario **23** (2 Bis) Vol. Speciale, 229-242.
- RITTMANN A. (1950) - *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **69**, 117 - 128.
- RIZZI ZANNONI G.A. & GUERRA G. (1790) - *Pianta della Città di Napoli come esiste nel presente anno MDCCXC*. Luogo Ed. - Museo Nazionale di S. Martino, Napoli.
- ROLANDI G., BELLUCCI F., HEIZLER M.T., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2003) - *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy*. *Mineral. Petrol.*, **79**, 3-31.
- ROLANDI G., BERTOLINO F., COZZOLINO G., ESPOSITO N. & SANNINO D. (2000) - *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano (Sarno - Campania)*. *Quad. Geol. Appl.*, **7**, 1.
- ROSI M. & SANTACROCE R. (1984) - *Volcanic hazard assessment in the Phlegraean Fields: a contribution based on stratigraphic and historical data*. *Bull. Volcanol.*, **47**, 359-370.
- ROSI M. & SBRANA A. (Eds.) (1987) - *Phlegraean Fields*. Quaderni della Ricerca Scientifica, vol. **114**. CNR, Rome, Italy.

- ROSI M., SBRANA A. & PRINCIPE C. (1983) - *The Phlegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanism*. Journ. of Volcanol. and Geoth. Res., **17**, 249-271.
- ROSI M., VEZZOLI L., ALEOTTI P. & DE CENZI M. (1996) - *Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy*. Bull. Volcanol., **57**, 541-554.
- ROSI M., VEZZOLI L., CASTELMENZANO A. & GRIECO G. (1999) - *Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm Res., **91**, 179-198.
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. (a cura di) (2011) - *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, Milano-Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI11>.
- RUSO G. (1960) - *La città di Napoli dalle origini al 1860*. - Edizioni Società pel Risanamento di Napoli, **1** - pp. 564.
- SACCHI M., AIELLO G., ANGELINO A., BUDILLON F., FERRARO L., INSINGA D., IORIO M., MOLISSO F., MORRA V. & TONIELLI R. (2001) - *Pyroclastic diapirs in the Bay of Naples, Eastern Tyrrhenian Sea*, EUGXI Assembly, Session OS03, abstract.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) - *Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in offshore campania (Eastern Tyrrhenian sea)*. Boll. Geof. Teof. Appl., **36**, 469-482.
- SACCHI M., INSINGA D., MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., TORRENTE M.M. & CONFORTI A. (2005) - *Stratigraphic signature of Vesuvius 79 A.D. event off Sarno prodelta system, Naples Bay*. Marine Geology, **222-223**, 443-469.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.
- 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*. J. Volcanol. Geotherm Res., **177**, 1-18.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- SCANDONE P., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G. (1991) - *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm Res., **48**, 1-31.
- 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.
- SCHERILLO A. (1953) - *Sulla revisione del foglio Napoli della Carta Geologica d'Italia*. Boll. Serv. Geol. It., **75**, 808 - 826.
- SCHIATTARELLA M. (1990) - *Random comparison of fracture patterns from Phlegrean Fields and carbonate horst of Sorrento peninsula - Capri island, southern Italy*. Relazioni Scuola avanzata di Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano, Ercolano.
- SECOMANDI M., PAOLETTI V., AIELLO G., FEDI M., MARSELLA E., RUGGIERI S., D'ARGENIO B. & RAPOLLA A. (2003) - *Analysis of the magnetic anomaly field of the volcanic district of the Bay of Naples, Italy*. Marine Geophys. Res., **24**, 207-21.
- SEGRE A.G. (1972) - *La carta batimetrica n. 1256 del Golfo di Pozzuoli*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, F.C. **1053**, 12, Genova.
- SERRAGLIO R. (2006) - *L'attività di colonizzazione dell'Opera Nazionale Combattenti in Campania tra primo e secondo dopoguerra*. Atti I Conv. Naz. di Storia dell'Ingegneria - Napoli, Tomo II, 1109-1118.
- SEVINK J., VAN BERGEN M.J., VAN DER PLICHT J., FEIKEN H., ANASTASIA C. & HUIZINGA A. (2011) - *Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945±10 cal BP (1995±10 cal BC)*. Quat. Sc. Rev. **30**, 1035-1046.

- SIANI G., Sulpizio R., PATERNE M. & SBRANA A. (2004) - *Tephrostratigraphy study for the last 18,000 ¹⁴C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic*. Quat. Sc. Rev., **23**, 2485-2500.
- SMITH V.C., ISAIA R. & PEARCE N.J.G. (2011) - *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers*. Quat. Sc. Rev., **30**, 3638-3660.
- STEFANIUK L., MUNZI P., BRUN JEAN-PIERRE & MORHANGE C. (2004) - *Mobilità del littorale domiziano (Cumes, Campania, Italia) e dinamiche antropiche da 4000 anni*. - GEOLAB-UMR 6042 - CNRS, 473-480.
- VAIL P.R., AUDEMARD E., BOWMAN S., EISNER P. & PEREZ-CRUZ C. (1991) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology--an overview*. In: EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin, Springer-Verlag., 955 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (EDS) (2001) - *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*, Annali di Geofisica, **44**, Suppl., 180 pp., con banca dati su CD-ROM.
- VALENTINO G.M. & STANZIONE D. (2003) - *Source processes of the thermal waters from the Phlegrean Fields (Naples, Italy) by means of the study of selected minor and trace element distribution*. Chem. Geol., **194**, 245-274.
- VALENTINO G.M. & STANZIONE D. (2004) - *Geochemical monitoring of the thermal waters of the Phlegrean Fields*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 261-289.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: Schuster R. L. & Krizek R. J. Ed., *Landslides, analysis and control*. Transportation Research Board Sp. Rep. **176**, Nat. Acad. of Sciences, 11-33.
- VITALE S. & ISAIA R. (2014) - *Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): insight into volcano-tectonic processes*. Int. J. Earth. Sci., In press, DOI 10.1007/s00531-013-0979-0.
- WALTHER J. (1888) - *Über die Geologie von Capri*. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **41**, 771-776, Berlin.
- WASHINGTON H.S. (1906) - *The Roman Comagmatic Region*. Carnegie Inst. Washington, **57**, 1-199.
- WEZEL F.C., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (1982) - *Sedimentazione sui margini tirrenici in relazione alla loro evoluzione tettonica*. Mem. Soc. Geol. It. **24**, 401-426.
- WOHLETZ K., ORSI G. & DE VITA S. (1995) - *Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **67**, 263 - 290.
- ZOLLO A., CAPUANO P. & CORCIULO M. (2006) - *Geophysical Exploration of the Campi Flegrei (Southern Italy) Caldera Interiors: Data, Methods and Results*. Doppia Voce, NAPOLI, 276 p.p.
- ZOLLO A., JUDENHERC S., AUGER E., D'AURIA L., VIRIEUX J., CAPUANO P., CHIARABBA C., DE FRANCO R., MAKRISS J., MICHELINI A. & MUSACCHIO G. (2003) - *Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-d active seismic imaging*. Geophys. Res. Lett., **30**, doi:10.1029/2003GL018173.

PROGETTO
CARG