



ISPR 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 1:25.000

foglio 464

ISOLA DI ISCHIA

A cura di:

A. Sbrana¹ (*aree emerse*)

R. M. Toccaceli² (*Isola di Ischia*); **M.L. Putignano**⁹ (*Isola di Vivara*),
(*aree marine costiere da 0 a -30 m*)

G. Aiello³, **F. Budillon**³, **A. Conforti**³, **B. D'Argenio**³
(*aree marine da -30 m a -200 m*)

Con i contributi di:

Aree emerse:

E. Cubellis⁴, **C. Faccenna**⁵, **M. Fedi**⁶, **G. Florio**⁶, **P. Fulignati**¹, **F. Giordano**⁷, **B. Giorgio**¹
G. Giudetti¹, **M. Grimaldi**⁶, **F. Italiano**⁶, **W. Luperini**¹, **P. Marianelli**¹, **R. M. Toccaceli**¹

Aree marine costiere (da 0 a -30 m):

M.C. Bui⁸, **C. Donadio**⁶, **M.C. Gambi**⁸, **M.L. Putignano**⁹

Redazione scientifica: L. Monti¹⁰, **M.L. Putignano**⁹

(1) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Pisa

(2) Regione Campania - Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli

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

(4) Osservatorio Vesuviano, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

(5) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Roma3

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

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

(8) Stazione zoologica Anton Dorn, Napoli

(9) Istituto di Geologia Ambientali e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

(10) Direzione Generale Lavori Pubblici, Governo del Territorio e Protezione Civile - Regione Campania - Napoli

Ente realizzatore:



Regione Campania
Servizio Geologico

*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

*Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Campania: **L. Monti***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte a mare)

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento stampa:

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

PER LA REGIONE CAMPANIA:

Coordinamento informatizzazione:

W. Luperini (aree emerse), **N. Pelosi** (responsabile informatizzazione)

Coordinamento terra/mare e allestimento cartografico per la stampa:

L. Monti, M.L. Putignano (Coord. scientifico)

M.L. Putignano (redazione scientifica)

Informatizzazione e Allestimento per la stampa della banca dati:

L. Giannetti, M. Zazzeri

*Gestione tecnico-amministrativa del progetto CARG
per la Regione Campania:*

L. Monti, F. Della Corte, R. Fusco

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici Nazionali per il loro contributo scientifico.

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 11
II	- STUDI PRECEDENTI.....»	17
1.	- AREE EMERSE	17
1.1.	- L'ISOLA D'ISCHIA	18
1.1.1.	- <i>L'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo</i>	20
1.1.2.	- <i>Il graben di Ischia</i>	24
1.1.3.	- <i>I rilievi strutturali del Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico</i>	24
1.2.	- CENNI STORICI SUI DEPOSITI MARINI ANTICHI	25
2.	- LE AREE MARINE ANTISTANTI L'ISOLA D'ISCHIA	27
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE ..»	31
1.	- IL MARGINE TIRRENICO CAMPANO	31
2.	- IL CAMPO VULCANICO ISCHITANO NELL'AMBITO DELLA TETTONICA REGIONALE...»	33
3.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	36
3.1.	- SETTORE MERIDIONALE	38
3.2.	- SETTORE SETTENTRIONALE	39
3.3.	- SETTORE OCCIDENTALE	40
3.4.	- SETTORE ORIENTALE.....»	41
IV	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE.....»	43
1.	- ISOLA D'ISCHIA.....»	43
1.1.	- ISCHIA ANTICA.....»	47
1.1.1.	- <i>unità della spiaggia della Scarrupata (LSU)</i>	47
1.1.2.	- <i>scorie saldate di Punta della Signora (NOA)</i>	47
1.1.3.	- <i>scorie saldate del Castello d'Ischia (LIS)</i>	48
1.1.4.	- <i>lave de La Guardiola (GDL)</i>	50
1.1.5.	- <i>scorie saldate di Capo Grosso (ROG)</i>	50
1.1.6.	- <i>tufi della Scarrupata di Barano (RBN)</i>	51
1.1.7.	- <i>piroclastici de La Carrozza (PCZ)</i>	52
1.1.8.	- <i>piroclastiti di Punta della Pisciazza (PSZ)</i>	52
1.1.9.	- <i>scorie saldate di La Navicella (LNV)</i>	54
1.1.10.	- <i>tufi della spiaggia di San Pancrazio (TSS)</i>	54
1.1.11.	- <i>scorie saldate del Torone (LTO)</i>	55
1.1.12.	- <i>lave di Punta San Pancrazio (LPZ)</i>	56
1.1.13.	- <i>lave di Punta Imperatore (PIM)</i>	56
1.1.14.	- <i>lave di Punta Chiarito (LCH)</i>	56
1.1.15.	- <i>lave di Capo Negro di Ischia (LCG)</i>	58

1.1.16.	- <i>lave di Monte Sant'Angelo di Ischia (LMT)</i>»	59
1.1.17.	- <i>piroclastiti della spiaggia di Agnone (FGN)</i>»	61
1.1.18.	- <i>lave di Monte Vico (LMV)</i>»	63
1.1.19.	- <i>lave di Parata (LPA)</i>»	64
1.2.	- SITEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)»	64
1.2.1.	- <i>formazione di Pignatiello Auctt. (PPA)</i>»	67
1.2.1.1.	- <i>membro della Baia del Porticello (PPA₁)</i>»	68
1.2.1.2.	- <i>membro di Grotta di Terra (PPA₂)</i>»	70
1.2.2.	- <i>unità di Cava Celario (ECV)</i>»	71
1.2.3.	- <i>ignimbriti di Pietra Bianca (PBC)</i>»	73
1.2.4.	- <i>breccia di Punta Sant'Angelo (PUA)</i>»	74
1.2.5.	- <i>breccia de Il Porticello (BPT)</i>»	74
1.2.6.	- <i>tufo del Pizzone (PZE)</i>»	76
1.2.7.	- <i>tufo dei Frassitelli (TFS)</i>»	78
1.2.8.	- <i>Tufo Verde del Monte Epomeo Auctt. (p.p.) (TME)</i>»	79
1.2.9.	- <i>piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC)</i>»	81
1.3.	- SITEMA DI BUCETO (UCE).....»	83
1.3.1.	- <i>subsintema di Fasaniello (UCE₁)</i>»	84
1.3.1.1.	- <i>unità di Campomanno (CPM)</i>»	84
1.3.1.2.	- <i>unità di Colle Jetto</i> <i>(formazione di Colle Jetto Auctt. p.p.) (CJT)</i>»	86
1.3.2.	- <i>subsintema di Piani di San Paolo (UCE₂)</i>»	87
1.3.2.1.	- <i>unità di Cava Leccie</i> <i>(formazione di Colle Jetto Auctt. p.p.) (VEC)</i>»	87
1.3.2.2.	- <i>unità di Toccaneto (TCN)</i>»	88
1.3.2.3.	- <i>deposito di origine mista:</i> <i>debris-flow e/o torrentizio (i_d)</i>»	88
1.4.	- SITEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (IIH)»	88
1.4.1.	- <i>subsintema di Fontana-Fasano (IIH₁)</i>»	89
1.4.1.1.	- <i>tufi del Testaccio (TSC)</i>»	89
1.4.1.2.	- <i>tufi di Citara (TCT)</i>»	90
1.4.1.3.	- <i>tufi di Monte Cotto (TTC)</i>»	91
1.4.1.4.	- <i>tufi di Serrara-Cava Petrella (TSP)</i>»	92
1.4.1.5.	- <i>tufi di San Michele di Ischia (TMH)</i>»	94
1.4.2.	- <i>subsintema di Campotese (IIH₂)</i>»	96
1.4.2.1.	- <i>lave della Madonna di Montevergine (MMV)</i>»	97
1.4.2.2.	- <i>piroclastiti di Cava Pelara (CPE)</i>»	97
1.4.2.3.	- <i>lave del Pilaro (LPR)</i>»	98
1.4.2.4.	- <i>lave del Rosicariello (RSC)</i>»	98
1.4.2.5.	- <i>lave di Grotta del Mavone (GMV)</i>»	99
1.4.2.6.	- <i>scorie saldate della Schiappa (SHP)</i>»	99

1.4.2.7.	- piroclastiti dello Scarrupo di Panza (SUN).....»	100
1.4.2.7.1.	- breccie pomicee (SUN_a).....»	100
1.4.2.7.2.	- scorie saldate (SUN_b).....»	101
1.4.2.8.	- lave del Pomicione (POM).....»	101
1.4.2.9.	- piroclastiti di Russo (RUO)»	102
1.4.2.10.	- tufi di Sant'Angelo (SGL)»	104
1.4.2.11.	- scorie di Grotta del Mago (GTM)»	105
1.4.2.12.	- tufo di Solchiaro (<i>cfr.</i> F. 465 “Isola di Procida”) (SHI).....»	105
1.4.2.13.	- piroclastiti di Casa Mormile (PCM).....»	106
1.4.2.14.	- lave di Sant'Anna (TNN).....»	108
1.4.2.15.	- piroclastiti di Faro Punta Imperatore (PPI)»	108
1.4.3.	- <i>subsintema di La Rita-M. Caccaviello</i> (III₃).....»	109
1.4.3.1.	- lave di Costa Sparaina (INA).....»	109
1.4.3.2.	- lave del M.te Trippodi (TPI)»	109
1.4.3.3.	- lave di Selva del Napolitano (NPT).....»	110
1.4.3.4.	- unità di Castiglione (Cafferì <i>Auctt.</i>) (TIL).....»	110
1.4.3.5.	- lave della Fundera (FUD).....»	112
1.4.3.6.	- tufi di Cava del Puzzillo (PUZ).....»	113
1.4.3.7.	- deposito di spiaggia (g_{2c}).....»	114
1.4.3.8.	- piroclastiti di San Montano (PMT)»	114
1.4.3.9.	- lave dello Zaro (ZRO).....»	114
1.4.3.9.1.	- membro della Sciavica (ZRO₁)»	114
1.4.3.9.2.	- membro di Punta Caruso (ZRO₂).....»	115
1.4.3.10.	- unità di Vagnulo (VNU)»	117
1.4.3.11.	- unità di Bocca di Serra (BSR).....»	118
1.4.3.12.	- unità di Punta del Soccorso (PUS).....»	121
1.4.3.13.	- unità di Lacco Ameno (LMO).....»	123
1.4.3.14.	- tufi di Villa Arbusto (VLA).....»	124
1.4.3.15.	- unità di Mezzavia Vecchia (MZV)»	125
1.4.4.	- <i>subsintema di Ischia Porto</i> (III₄)»	125
1.4.4.1.	- piroclastiti di Piano Liguori (PNU).....»	125
1.4.4.2.	- scorie di Punta della Cannuccia (PCI).....»	127
1.4.4.3.	- unità di Serrara Fontana (SEF)»	128
1.4.4.4.	- unità di Barano (Rosato <i>Auctt.</i>) (BNO)»	128
1.4.4.5.	- unità della Grande Sentinella (GSN)»	129
1.4.4.6.	- deposito di origine mista: <i>debris-flow</i> e/o torrentizio (i_o).....»	129
1.4.4.7.	- unità di Succhivo (SUC).....»	129
1.4.4.8.	- lave del Rio Corbore (RCB).....»	130
1.4.4.9.	- lave del M.te Tabor (TBR).....»	131

1.4.4.10.	- lave e piroclastiti del Bosco della Maddalena (BMD).....»	131
1.4.4.10.1.-	membro di Cognolo (BMD ₁).....»	132
1.4.4.10.2.-	membro del Fondo d'Oglio (BMD ₂).....»	133
1.4.4.10.3.-	membro de Le Querce (BMD ₃).....»	133
1.4.4.11.	- deposito di origine mista: <i>debris-flow</i> e/o torrentizio (i _b).....»	134
1.4.4.12.	- lave del Cantariello (CNT).....»	134
1.4.4.13.	- piroclastiti di Panza (PPZ).....»	134
1.4.4.14.	- scorie saldate del Porto d'Ischia (PIH).....»	135
1.4.4.15.	- piroclastiti del Vateliero (VTL).....»	135
1.4.4.15.1.-	membro di Molara di Ischia (VTL ₁).....»	136
1.4.4.15.2.-	membro di Casa Balestrieri (VTL ₂).....»	136
1.4.4.16.	- piroclastiti di Cava Bianca (CBN).....»	138
1.4.4.17.	- lave di Posta Lubrano (LPS).....»	138
1.4.4.18.	- piroclastiti del Cretaio (PCE).....»	139
1.4.4.19.	- piroclastiti e lave di San Alessandro (SNA).....»	141
1.4.4.19.1.-	membro di Foce (SNA ₁).....»	141
1.4.4.19.2.-	membro della Quercia (SNA ₂).....»	141
1.4.4.20.	- piroclastiti e lave del Bosco dei Conti (BCN)...»	142
1.4.4.20.1.-	litofacies di Casa Arcamone (BCN _a).....»	142
1.4.4.20.2.-	litofacies di Sacchetta (BCN _b).....»	142
1.4.4.21.	- deposito di spiaggia (g _{2b}).....»	142
1.4.4.22.	- lave del Montagnone (MMH).....»	143
1.4.4.22.1.-	membro del Maschiata (MMH ₁).....»	143
1.4.4.22.2.-	membro del Montagnone inferiore (MMH ₂).....»	143
1.4.4.22.3.-	membro del Montagnone superiore (MMH ₃).....»	143
1.4.4.23.	- lave del Rotaro (RTA).....»	144
1.4.4.24.	- lave di Punta della Scrofa (PUT).....»	144
1.4.4.24.1.-	membro di Pietra Vono (PUT ₁).....»	144
1.4.4.24.2.-	membro di Perrone (PUT ₂).....»	145
1.4.4.25.	- lave dell'Arso (ASO).....»	145
1.4.4.25.1.-	membro di Fasolara (ASO ₁).....»	145
1.4.4.25.2.-	membro di Spalatriello (ASO ₂).....»	147
1.4.4.25.3.-	membro del Bosco d'Argento (ASO ₃).....»	148
2.	- ISOLA DI VIVARA.....»	148
2.1.	- VIVARA ANTICA.....»	148
2.1.1.	- <i>litosoma Vivara</i> (TVV).....»	148
2.2.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL).....»	150
2.2.1.	- <i>piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore</i> (CNF).....»	150
2.2.2.	- <i>formazione di Pignatiello</i> Auctt.- <i>membro della Baia del Porticello.</i> (PPA ₁).....»	151

2.2.3.	- <i>piroclastiti del Canale d'Ischia superiore (CNP)</i>	152
2.2.4.	- <i>breccia de Il Porticello (BPT)</i>	153
2.3.	- SITEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (III)	153
2.3.1.	- <i>subsintema di Fontana-Fasano (III₁)</i>	154
2.3.1.1.	- Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana <i>Auctt.</i>) - membro "Breccia Museo" <i>Auctt.</i> (TGC ₁)	154
2.3.2.	- <i>subsintema di Campotese (III₂)</i>	155
2.3.2.1.	- tufo di Solchiaro (<i>cfr.</i> F. 465 "Isola di Procida") (SHI).....	155
2.3.2.2.	- unità di Casa Ospedale Civico (PCV)	155
3.	- DEPOSITI VULCANOCLASTICI E CLASTICI.....	156
3.1.	- DEPOSITO DI FRANA ANTICA (a _{1b})	157
3.2.	- DEPOSITO DI ORIGINE MISTA: DEBRIS-FLOW E/O TORRENTIZIO (i _a).....	157
3.3.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE E RECENTE (g _{2a})	158
3.4.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b ₂).....	158
3.5.	- DEPOSITO ALLUVIONALE (b)	159
3.6.	- DETRITO DI FALDA (a ₃)	159
3.7.	- DEPOSITO DI FRANA (a _{1a})	159
3.8.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a)	160
3.9.	- DISCARICA (h ₁)	160
3.10.	- DEPOSITO ANTROPICO (h)	161

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	163
1. - UNITÁ DEL SUBSTRATO LITOIDE O INCOERENTE»	163
1.1. - SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (svi)	163
1.2. - DEPOSITI DA COLLASSO GRAVITATIVO (BSR - PUS - LMO) »	164
1.3. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA - SYSTEMS TRACT DI ALTO STAZIONAMENTO (HST)	166
1.3.1. - <i>Ambiente litorale</i>	166
1.3.1.1. - deposito di <i>beach rock</i> (g ₁₀).....	167
1.3.1.2. - deposito di piede di falesia (g ₁₅)	168
1.3.1.3. - deposito di spiaggia sommersa (g ₈).....	168
1.3.2. - <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	169
1.3.2.1. - deposito relitto (m ₁₀).....	169
1.3.2.2. - deposito di piattaforma interna (g ₁₉)	169
1.3.2.3. - deposito bioclastico (g ₁₂).....	170
1.3.2.4. - deposito di frana sottomarina (g ₁₇).....	171
1.3.3. - <i>Ambiente di piattaforma esterna</i>	171
1.3.3.1. - deposito di piattaforma esterna (g ₂₁).....	171
1.3.3.2. - deposito bioclastico (g ₁₂).....	171
1.3.4. - <i>Ambiente di scarpata</i>	172

1.3.4.1.	- deposito di scarpata continentale (m_2)	172
2.	- PRINCIPALI BIOCENOSI MARINE.....	172

VI - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E

GEOMORFOLOGICHE DELLE AREE SOMMERSE.....»		177
1.	- METODOLOGIE D'INDAGINE.....»	177
1.1.	- METODI DI RILEVAMENTO DIRETTO IN IMMERSIONE (da 0 a -30 m)..»	177
1.2.	- INDAGINI INDIRETTE	179
1.2.1.	- <i>Dati batimetrici e ecografici</i>	181
1.2.2.	- <i>Campionature del fondo e del sottofondo</i>	182
1.2.3.	- <i>Criteri per la realizzazione della cartografia geologica marina (da -30 m a -200 m).....»</i>	182
2.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE	184
2.1.	- I FONDALI MARINI PERICOSTIERI DELLE ISOLE DI ISCHIA E VIVARA	188
2.1.1.	- <i>Gli ambiti deposizionali.....»</i>	188
2.1.1.1.	- <i>Il settore orientale: da Marina di Casamicciola Terme a Punta della Signora</i>	190
2.1.1.1.1.	- <i>La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche</i>	190
2.1.1.2.	- <i>Il settore occidentale: da Lacco Ameno al litorale dei Maronti</i>	195
2.1.1.2.1.	- <i>La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche</i>	196
2.1.1.3.	- <i>L'isola di Vivara</i>	201
2.1.1.3.1.	- <i>La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche</i>	203
2.1.2.	- <i>Sintesi degli elementi morfostratigrafici e strutturali dei settori costieri sommersi</i>	205
2.1.2.1.	- <i>Isola d'Ischia</i>	206
2.1.2.2.	- <i>Isola di Vivara</i>	207
2.2.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E GEOLOGICHE DEI DEBRIS AVALANCHE.....»	208
2.3.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DEGLI EDIFICI VULCANICI PRESENTI NEL SETTORE OCCIDENTALE»	217
2.3.1.	- <i>Il Banco di Ischia</i>	217
2.3.2.	- <i>La Secca della Catena</i>	219
2.3.3.	- <i>I Ruommoli.....»</i>	219
2.3.4.	- <i>Il Pertuso.....»</i>	220
3.	- SISMOSTRATIGRAFIA.....»	221

VII - COMPOSIZIONE DELLE UNITÁ VULCANICHE.....»	231
VIII - GEOLOGIA STRUTTURALE.....»	237
IX - GEOFISICA.....»	247
1. - ASSETTO STRUTTURALE DEL CAMPO VULCANICO INSULARE E MARINO	248
2. - METODOLOGIA D'INDAGINE	250
3. - DEFINIZIONE DELL'ARCHITETTURA SISMOSTRATIGRAFICA	251
4. - GRAVIMETRIA	258
X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	263
1. - DISSESTI	263
1.1. - FENOMENOLOGIE FRANOSE.....»	263
1.1.1. - <i>Crollo, ribaltamento e rotolamento</i>	265
1.1.2. - <i>Scorrimento/scivolamento</i>	265
1.1.3. - <i>Colamento</i>	266
1.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO	267
1.2.1. - <i>Alluvioni</i>»	267
1.2.2. - <i>Erosione costiera</i>	267
2. - PERICOLOSITÀ SISMICA.....»	268
3. - PERICOLOSITÀ VULCANICA.....»	272
4. - IL SISTEMA IDROTERMALE DELL'ISOLA	279
4.1. - INTRODUZIONE	279
4.2. - ALTERAZIONE IDROTERMALE SUPERFICIALE	280
5. - IDROGEOCHIMICA	282
XI - ABSTRACT.....»	287
XII - LEGEND.....»	293
- BIBLIOGRAFIA.....»	315

I - INTRODUZIONE

L'Isola d'Ischia rappresenta la porzione emersa di un grande campo vulcanico, esteso per almeno 300 km² nel quale si sono sviluppate decine di bocche eruttive, strutture calderiche e strutture risorgenti. Nella lunga storia eruttiva che si è sviluppata da più di 150.000 anni, l'evoluzione e la crescita del vulcano è stata influenzata profondamente anche dalle variazioni eustatiche del livello del mare e dai processi vulcano-tettonici legati al peculiare sistema di alimentazione del vulcano, di tipo laccolitico, che hanno indotto fasi costruttive e distruttive accelerate delle parti emerse e sommerse del campo vulcanico con una interazione importante tra sedimentazione e vulcanismo. Questi aspetti hanno comportato, nella fase di progettazione del Foglio, una particolare attenzione da parte del Coordinamento Regionale e del Servizio Geologico d'Italia-ISPRA. Questo ha prodotto un approccio multidisciplinare alla geologia dell'isola con la raccolta di dati geologici classici nelle aree emerse, di dati vulcanologici e geochimici e di dati diretti (geologia subacquea e marina) ed indiretti (geofisici) nelle aree marine circostanti, consentendo una prima ricostruzione globale del complesso vulcanico comprensiva anche delle aree sommerse. Questo approccio ha permesso di chiarire l'origine di numerose unità vulcaniche presenti nelle sequenze a terra e di attribuirne la provenienza dai numerosi vulcani presenti nell'area marina del Campo Ischitano. Inoltre merita una menzione la cartografia a terra ed a mare delle *debris avalanches*, legate al collasso, avvenuto in epoca olocenica, di grandi porzioni del blocco risorgente del Monte Epomeo. I risultati raggiunti, riassunti nella Carta

geologica ed in queste note, aprono la possibilità di numerosi approfondimenti sulla geologia e vulcanologia dell'area. Infine deve essere menzionato l'apporto di conoscenza fornito dal Progetto CARG ad alcune tematiche applicative fondamentali per Ischia, tra queste lo studio del sistema idrotermale, fondamentale per l'economia dell'isola, le problematiche di pericolosità di vario genere che interessano Ischia e la divulgazione degli aspetti geologici più caratteristici e del ruolo nello sviluppo dell'ambiente dell'isola.

Il Foglio 464 "Isola d'Ischia" comprende l'omonima isola e l'Isola di Vivara situate nel Golfo di Napoli. Le rimanenti aree del Foglio includono una parte marina relativamente estesa, che circonda le isole di Ischia e Vivara, oggetto di rilevamento fino alla isobata dei -200 m. Il braccio di mare che collega l'Isola di Vivara con Ischia, denominato Canale di Ischia, è caratterizzato da profondità relativamente basse che raggiungono al massimo i -35 m.

La realizzazione del Foglio 464 "Isola d'Ischia" 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. La Regione ha cofinanziato le indagini delle aree emerse e ha totalmente finanziato le indagini delle aree sommerse (tra le batimetriche di 0 e -200 m). 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 di Napoli.

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

Per le aree emerse:

Il coordinatore scientifico del Foglio "Isola d'Ischia" è il Prof. A. Sbrana del Dipartimento di Scienze della Terra della Università di Pisa.

Il rilevamento geologico del Foglio "Isola d'Ischia" è stato condotto da G. Giudetti, W. Luperini, P. Marianelli, L. Monti, R. M. Toccaceli, M. Vietina e diretto da A. Sbrana.

Consulente per la stratigrafia dei depositi epiclastici continentali e marini: R. M. Toccaceli.

Consulente per la geologia strutturale: C. Faccenna della Università di Roma3.

Consulente per la sismica ad alta risoluzione: F. Giordano della Università Parthenope di Napoli con il contributo di B. Giorgio, PhD della Università di Pisa.

Consulente per la gravimetria: M. Fedi della Università Federico II di Napoli.

Le analisi petrografiche e geochimiche sono state effettuate da P. Fulignati, P. Marianelli e G. Giudetti.

Le analisi geocronologiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sono state effettuate da A. Deino del Lawrence Berkeley Laboratory, California USA.

Per le aree marine:

I coordinatori scientifici della geologia subacquea e geologia marina sono stati B. D'Argenio e E. Marsella.

La redazione scientifica (aree marine da 0 a -200 m) è di M.L. Putignano.

Il rilevamento geologico subacqueo della fascia batimetrica da 0 a -30 m è stato condotto da C. Donadio, A. Priore, M.L. Putignano, F. Terlizzi, R.M. Toccaceli e diretto da R.M. Toccaceli.

Il rilevamento geologico della fascia batimetrica da -30 a -200 m è stato condotto da G. Aiello, F. Budillon, A. Conforti e diretto da B. D'Argenio (fino al 2005 da: G. de Alteriis).

Gli analisti per la geofisica marina sono G. de Alteriis, M. De Lauro, G. Di Martino, C. D'Isanto, F. Giordano, S. Innangi, E. Marsella, S. Passaro, P. Scotto di Vettimo e R. Tonielli;

le analisi per la sismo-stratigrafia sono state condotte da G. Aiello, F. Budillon, A. Conforti;

le analisi granulometriche da M. Capodanno e F. Molisso.

Il coordinamento cartografico e redazionale delle aree marine (da 0 a -200 m) è stato condotto da M.L. Putignano.

Le note illustrative delle aree emerse corrispondenti ai titoli I, II, III, IV (relativamente ai titoli e paragrafi delle specifiche competenze), VII, VIII, X sono state redatte da A. Sbrana con i contributi di W. Luperini relativamente al titolo IV (Stratigrafia delle aree emerse), di P. Marianelli relativamente al titolo VII (Composizione delle unità vulcaniche) e di W. Luperini e P. Marianelli relativamente al titolo X (Elementi di geologia tecnica e applicata) - al capitolo 3 (Pericolosità vulcanica) e di P. Fulignati e G. Giudetti relativamente al capitolo 4 (Il sistema idrotermale dell'isola).

All'interno del titolo X (Elementi di geologia tecnica e applicata), il capitolo 2. (Pericolosità sismica) è stato redatto da E. Cubellis.

Sono stati redatti da R. M. Toccaceli, all'interno del titolo II (Studi precedenti), il paragrafo 1.2. (Cenni storici sui depositi marini antichi), all'interno del titolo III (Inquadramento geologico strutturale), il capitolo 1. (Il margine tirrenico campano) e il capitolo 3. (Inquadramento geografico e geomorfologico), all'interno del titolo IV (Stratigrafia delle aree emerse), il capitolo 3. (Depositi epiclastici continentali e marini) e del titolo X (Elementi di geologia tecnica e applicata) il capitolo 1. (Dissesti).

Il titolo VIII (geologia strutturale) è stato redatto da C. Faccenna.

Nel titolo IX, i Capitoli 1. (Assetto strutturale del campo vulcanico insulare e marino), 2. (Metodologia d'indagine) e 3. (Definizione dell'architettura sismostratigrafica) sono stati redatti da F. Giordano, B. Giorgio e A. Sbrana; il capitolo 4. (Gravimetria) da M. Fedi, G. Florio, M. Grimaldi e F. Italiano.

La parte di note illustrative relativa alla geologia subacquea (fascia batimetrica da 0 a -30 m) è stata redatta da R.M. Toccaceli e corrisponde al titolo V e VI (relativamente ai paragrafi delle specifiche competenze).

In particolare, all'interno del titolo V (Stratigrafia delle aree sommerse), i

paragrafi 1.2. (Depositi da collasso gravitativo) e 1.3.1. (Ambiente litorale) sono stati redatti con il contributo di M.L. Putignano; il capitolo 2. (Principali biocenosi marine) è a cura di M.C. Gambi e M.C. Buia.

All'interno del titolo VI (Caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle aree sommerse), i paragrafi 1.1. (Metodi di rilevamento diretto in immersione da 0 a -30 m) e 2.1 sono stati redatti con il contributo di C. Donadio - Par. 2.1.1.1. (Il Settore orientale: da Marina di Casamicciola Terme a Punta della Signoria) e di M.L. Putignano - Par. 2.1.1.3. (L'Isola di Vivara).

Le note illustrative per la geologia marina (fascia batimetrica da -30 a -200 m) sono state redatte da G. Aiello, F. Budillon, A. Conforti, B. D'Argenio e corrispondono ai titoli II (Studi precedenti - capitolo 2.), V e VI (Stratigrafia delle aree sommerse e Caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle aree sommerse - relativamente ai paragrafi delle specifiche competenze). In particolare, all'interno del titolo V, hanno redatto i sottoparagrafi 1.3.2. (Ambiente di piattaforma interna), 1.3.3. (Ambiente di piattaforma esterna), 1.3.4. (Ambiente di scarpata). Hanno redatto anche, all'interno del titolo VI, il capitolo 1. (Metodologie d'indagine), il paragrafo 1.2. (Indagini indirette) e il capitolo 2. (Inquadramento geomorfologico generale); il paragrafo 2.2. (Caratteristiche geomorfologiche e geologiche dei *debris avalanche*) è con il contributo di M.L. Putignano.

Gli Autori delle note della geologia marina hanno redatto inoltre il paragrafo 2.3. (Caratteristiche geomorfologiche degli edifici vulcanici presenti nel settore occidentale) e il capitolo 3. (Sismostratigrafia).

Il coordinamento redazionale delle note illustrative è a cura di A. Sbrana (per le aree emerse) e di M.L. Putignano (per le aree sommerse da 0 a -200m).

Il rilevamento delle aree emerse del Foglio 464 "Isola d'Ischia" è stato effettuato negli anni 2004-2007 alla scala di 1:5.000 con restituzione alla scala 1:25.000. I rilievi per la parte emersa sono stati effettuati secondo le norme CARG (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1992 e successivi aggiornamenti).

Per il rilevamento dei depositi vulcanoclastici e clastici affioranti nel Foglio "Isola d'Ischia" sono stati usati criteri lito- e morfo-stratigrafici. La metodologia utilizzata per il rilevamento si è concretizzata nell'esecuzione di un rilevamento di campagna di grande dettaglio, su basi aerofotogrammetriche in scala 1:5.000 ed in alcuni casi 1:2.000, con il supporto della foto interpretazione di foto aeree, pan-cromatiche e colore. Per il rilevamento delle aree urbanizzate sono stati utilizzati anche dati del sottosuolo provenienti da stratigrafie di pozzi per ricerca scientifica ed idrotermale.

La legenda adottata comprende vari ordini di unità sintemiche (UBSU; ISCC, 1987; SALVADOR, 1994), al cui interno sono identificate varie unità litostratigrafiche.

Per le aree marine, relativamente alla geologia subacquea, i rilevamenti in scala 1:10.000 sono stati eseguiti negli anni 2006-2007; per quanto riguarda la geologia marina (fascia da -30 a -200 m) i rilevamenti in scala 1:10.000 sono stati

eseguiti negli anni 2004-2006. Per i criteri e le metodologie di riferimento per la aree marine cfr. Tit. VI.

Informatizzazione: per le aree emerse W. Luperini, per le aree marine N. Pelosi.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - AREE EMERSE

La cartografia preesistente per la zona in esame consiste essenzialmente nel Foglio 183-184 Isola d'Ischia-Napoli alla scala 100.000 pubblicato dal Servizio GEOLOGICO D'ITALIA nel 1967. Per l'Isola d'Ischia sono inoltre da ricordare la carta geologica alla scala 1:25.000 del FONSECA (1847), alla scala 1:25.000 del FUCHS (1873), alla scala 1:10.000 del RITTMANN (1930) e quella pubblicata dal CNR alla scala 1:10.000 di VEZZOLI (1986).

L'Isola d'Ischia ha da sempre richiamato l'attenzione degli studiosi: i primi lavori risalgono al 1798 (BREISLAK, 1798) per arrivare fino ai giorni nostri. Questi lavori si sono concentrati in modo particolare sulla risorgenza calderica del M. Epomeo che è il problema cardine della geologia dell'Isola d'Ischia (RITTMANN & GOTTINI, 1980; VEZZOLI, 1988; ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999; ACOCCELLA *et alii*, 2000; ORSI *et alii*, 1991; ZUPPETTA *et alii*, 1993). Altri studi si sono focalizzati nello studio petrografico abbinato ad una ricostruzione geocronologica dei prodotti emessi sull'intera isola (GILLOT *et alii*, 1982; PIOCHI, 1995). Inoltre molta attenzione è stata dedicata alle acque termali che hanno reso famosa l'isola e che sono state per questo motivo oggetto di numerosi studi di geochimica e geotermia (IPPOLITO, 1942; PENTA & CONFORTO 1951, PENTA, 1954; CELICO & STANZIONE, 1999; INGUAGGIATO *et alii*, 1996; 2000; PANICHI *et alii*, 1992).

1.1. - L'ISOLA D'ISCHIA

L'Isola d'Ischia (Fig. 1) fa parte del Distretto Vulcanico Flegreo; si colloca alla terminazione meridionale della piattaforma continentale che delimita geograficamente il settore settentrionale e centrale della Catena Appenninica; verso nord e verso est la piattaforma è direttamente connessa con il litorale e collega Ischia, Procida ed i Campi Flegrei; a nord-ovest invece scende gradualmente verso il bacino del Golfo di Gaeta, mentre a sud e a sud est si approfondisce rapidamente per 800 metri o più verso il profondo fondale marino del bacino del Tirreno (VEZZOLI, 1988).

Ischia è un'isola formata da una complessa successione di vulcaniti con intercalate numerose unità sedimentarie ed epiclastiche legate alle intense fasi deformative, di sollevamento, subsidenza ed erosive che il vulcano ha subito nei circa 160 ka della sua storia evolutiva. L'isola fa parte del grande Distretto Vulcanico Flegreo formato, oltre che da Ischia e dalle sue porzioni sommerse, da Procida e dai Campi Flegrei continentali. Il Distretto vulcanico in questione si è formato ed evoluto in corrispondenza di una struttura regionale ad andamento tirrenico interpretata recentemente come una struttura di trasferimento (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999).

Ischia, analogamente agli altri complessi del Distretto Flegreo, è un campo vulcanico di grandi dimensioni, in buona parte sottomarino, esteso su una superficie

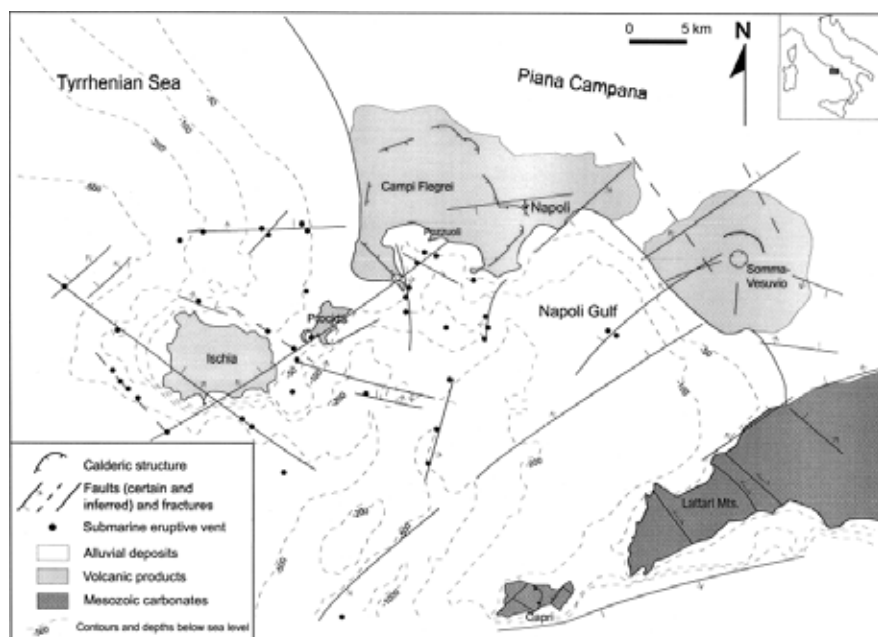


Fig. 1 - Schema strutturale dell'area vulcanica napoletana (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999).

di circa 300 km². È stata caratterizzata da eruzioni esplosive di magnitudo molto elevata con volumi eruttivi di decine di km³ di magma denso. Il campo vulcanico ischitano si colloca, come già accennato, in corrispondenza di una struttura regionale ad andamento anti-appenninico e sul suo terreno sono riconoscibili non solo le strutture tettoniche ad andamento regionale, di ordine maggiore, ma anche tutta una serie di faglie e fratture di ordine inferiore associate al sollevamento del blocco risorgente del Monte Epomeo. Quest'ultimo costituisce la zona centrale sollevata dell'isola (*horst* vulcano-tettonico del Monte Epomeo) che è circondata da una serie di centri eruttivi, duomi, *tuff cone* e colate laviche distribuite su una vasta area.

In letteratura tutti i lavori concordano con il ritenere Ischia una caldera risorgente. La ricostruzione fatta da FUSI *et alii* (1990) prevede che la struttura calderica si sia formata durante un primo ciclo di attività vulcanica che ha avuto inizio più di 150 ka fa e si è concluso circa 75 ka fa; è stata poi riattivata 55 ka fa con l'eruzione di un'importante unità ignimbratica: il *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auc. Per questi autori il bordo calderico è delimitato dall'alto morfologico discontinuo rappresentato dai duomi di Monte Vico, Punta Imperatore, S. Angelo, Monte di Vezzi e Castello d'Ischia (Fig. 2).

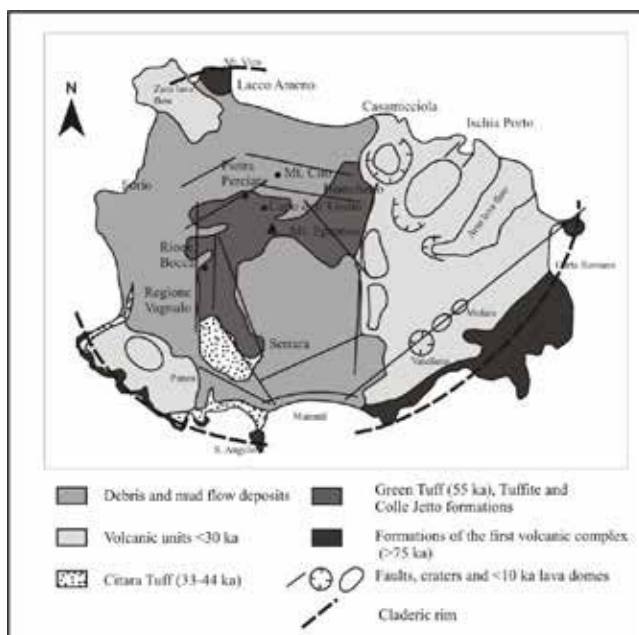


Fig. 2 - Mappa strutturale di Ischia che mostra le morfostrutture principali: *horst* del Monte Epomeo, rilievi del Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico, graben di Ischia (modificata da VEZZOLI, 1988).

La caldera presenta una forma ellittica con asse maggiore allungato ENE-OSO. Fino a 28 ka fa la distribuzione dei centri eruttivi è stata lungo questa struttura calderica; tra 28 e 18 ka fa l'attività vulcanica si è invece spostata nel settore SO e lungo il bordo SE dell'isola. Tra 10 ka fa ed il 1302, anno dell'ultima eruzione (quella del centro eruttivo dell'Arso), l'attività si è concentrata nei settori orientali e settentrionali dell'isola, con emissione di duomi e colate laviche.

La struttura del blocco risorgente, rappresentata dal Monte Epomeo, si trova in posizione centrale rispetto alla caldera ed ha in pianta una forma quadrangolare delimitata da faglie con direzione NO e NE. Ne consegue una certa complessità strutturale che ha portato VEZZOLI (1988) a suddividere l'isola in tre principali zone a seconda delle caratteristiche tettoniche prevalenti (Fig. 2):

- l'*horst* vulcano-tettonico del Monte Epomeo;
- il *graben* di Ischia.
- i rilievi strutturali di Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico;

1.1.1. - *L'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo*

La struttura del Monte Epomeo è stata molto ben descritta da RITTMANN nel 1930. Il blocco risorgente del Monte Epomeo si colloca nella parte centrale dell'isola, ha una superficie di circa 16 km² ed un'altezza di circa 787 m. Delimitata da un sistema di faglie con andamento quadrangolare, la struttura è costituita principalmente dai prodotti ignimbrici di TME e dai successivi sedimenti epiclastici (Tufite del Monte Epomeo e Formazione del Colle Jetto *Auctt.* VEZZOLI, 1986). La struttura è delimitata da sistemi di faglie che le conferiscono, vista in pianta, una forma ottagonale. Le faglie principali hanno una orientazione NO-SE e NE-SO e sembrano correlate ai sistemi di fratturazione regionali, che hanno la stessa orientazione, responsabili dell'estensione plio-quadernaria del margine campano (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999; Fig. 1). Faglie con una simile direzione si ritrovano anche in altre zone dell'isola, a sottolinearne ancora di più la caratteristica regionale. Invece, faglie con andamento N-S ed E-O sono presenti solo in questa zona e delimitano il blocco in sollevamento determinando una tipica struttura a gradini nelle parti a nord e ad est dell'*horst*; di fatto queste faglie sembrano collegate esclusivamente al puro sollevamento del Monte Epomeo (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999), quantificato in circa 1000 m.

La letteratura scientifica propone ad oggi tre diversi modelli per il sollevamento del blocco epomeico.

1- Modello dell'*horst* vulcano-tettonico: formulato da Rittman già nel 1930 il modello è stato poi ripreso da vari autori: GILLOT *et alii* (1982), VEZZOLI (1988) e FUSI *et alii* (1990) e sostanzialmente tutti attribuiscono il sollevamento del Monte Epomeo alla spinta verticale di un corpo magmatico in espansione. L'innalzamento del Monte Epomeo sembra essere avvenuto attraverso più fasi

di crisi: la fase principale è stata posizionata da questi Autori tra 55 ka e 28 ka anni fa dopo la messa in posto della formazione di Citara *Auctt.* (VEZZOLI, 1988). La risorgenza avviene secondo una forma a cuneo, con faglie che immergono ad alto angolo ($70-80^\circ$) verso l'esterno. Successivamente TIBALDI & VEZZOLI (2000) hanno modificato il modello da loro proposto (FUSI *et alii*, 1990) ipotizzando, per il M. Epomeo, una struttura a piega monoclinale. Gli Autori ipotizzano un blocco risorgente sempre delimitato da faglie dirette subverticali ma con associata la formazione di una piega monoclinale che immerge verso sud. La parte alta del blocco risorgente è caratterizzata dallo sviluppo di una leggera stratificazione di **TME** che immerge verso S-SE di circa $1-5^\circ$. Lungo il fianco meridionale del blocco, gli strati formano, in modo graduale, una doppia piega monoclinale con una cerniera orientata ENE. Qualche centinaio di metri al di sotto della superficie topografica, la parte anticlinale della monoclinale si trasforma in una faglia verticale evidenziata da strati che assumono pendenza da verticale a sub-verticale. Il lato settentrionale dell'*horst* risorgente è invece caratterizzato da faglie verticali o subverticali con drappoggio di strati. Partendo da questi dati, secondo questi Autori, la risorgenza del M. Epomeo è dovuta sia ad un meccanismo di tipo *piston-like* sia ad uno tipo *dome-like* che sono poi i due modelli più utilizzati in letteratura per spiegare le caldere risorgenti.

2- Modello di *simple-shearing*: il secondo modello è quello che propone la risorgenza del blocco per taglio semplice (ORSI *et alii*, 1991). Gli Autori interpretano il sollevamento del blocco in assenza di deformazioni delle aree circostanti e di variazioni di volume. I margini del blocco risorgente sono svincolati da faglie ad alto angolo immergenti verso l'interno; è possibile che queste faglie derivino dalla riattivazione delle fratture della caldera. La risalita senza deformazione del blocco implicherebbe la formazione di un vuoto; per accomodare questo vuoto il blocco avrebbe ruotato attorno ad un asse con direzione NE-SO, ortogonale alla sua massima lunghezza orizzontale, causando una deformazione interna del blocco attraverso un meccanismo di taglio semplice (*simple-shearing*). Questo meccanismo ha portato alla formazione di strutture diverse ai bordi del blocco (Fig. 3): nel settore nord occidentale il massimo sollevamento è stato accomodato da movimenti lungo faglie inverse, ad alto angolo, parallele all'asse di rotazione; in quest'area, soggetta ad un regime di *stress* di tipo compressivo, si assiste al raccorciamento del blocco. Il settore opposto è caratterizzato invece da un regime di *stress* di tipo estensionale e da un sistema di faglie normali orientate come le precedenti. ACOCELLA & FUNICIELLO (1999) e poi MOLIN *et alii* (2003) riprendono questo modello quantificando la rotazione del blocco e facendo un bilancio dell'energia richiesta per il sollevamento. Questi Autori partono dall'osservazione della giacitura della parte sommitale di **TME** che risulta inclinata di circa 15° verso SE ed essendo la superficie superiore della formazione parallela alla giacitura, risulta che questa superficie è rappresentativa di tutto **TME**. Poiché le

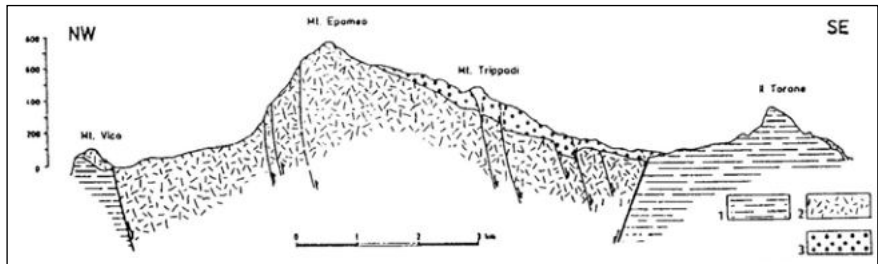


Fig. 3 - Sezione geologica di Ischia: 1) rocce precedenti al collasso della caldera; 2) rocce prodotte dalle eruzioni legate al collasso della caldera; 3) rocce più recenti rispetto al collasso (ORSI et alii, 1991).

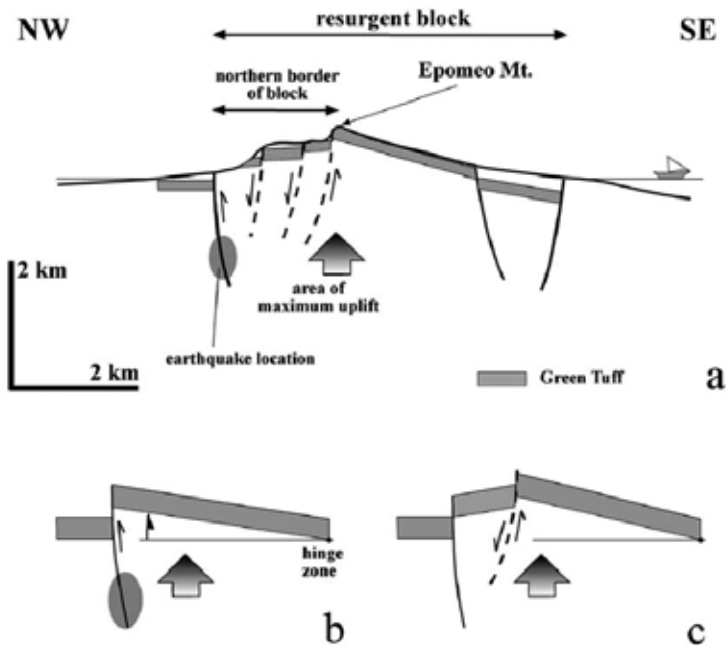


Fig. 4 - Block-diagram del blocco risorgente dell'Isola di Ischia, confinato da faglie regionali pre-esistenti. a) Situazione preesistente. Il blocco asimmetrico è bordato da faglie inverse, immergenti verso l'interno, ad alto angolo. Faglie dirette che immergono verso l'esterno sono presenti nella parte più interna dell'isola, alla periferia del blocco. b) modello evolutivo di una trapdoor intermittente. c) L'attività delle faglie inverse induce il collasso della periferia del blocco, formando faglie normali immergenti verso l'esterno. L'attività combinata delle faglie inverse e dirette lungo la periferia del blocco riesce a compensare lo spazio creato dalla risorgenza (MOLIN et alii, 2001).

ignimbriti si mettono in posto in posizione circa orizzontale, occorre assumere che la posizione osservata nel **TME** è la conseguenza di una rotazione, avvenuta durante la risorgenza, intorno ad un asse orizzontale che secondo questi Autori ha direzione NE-SO. L'attuale profilo del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auc. nella zona SE del blocco è simile a quello (ipotizzato) precedente alla risorgenza, quindi in questo settore non vi è stato sollevamento, ma piuttosto questa zona ha agito come un perno coincidente con l'asse teorico di rotazione NE-SO (Fig. 4). Sempre secondo questi Autori, tenendo conto dell'energia necessaria per un'eruzione di media grandezza (SCANDONE, 1990) e calcolando l'energia necessaria per la risorgenza calderica, il sollevamento dell'Epomeo potrebbe aver sostituito, di fatto, una vera e propria attività vulcanica nella parte centrale dell'isola negli ultimi 33 ka.

3- Modello di ZUPPETTA *et alii* (1993): a questi due modelli può aggiungersi un terzo che è stato proposto da ZUPPETTA *et alii* (1993) e che riguarda l'evoluzione dell'isola negli ultimi 35 ka (Fig. 5). Il modello è stato ricostruito attraverso uno studio delle forme ottenuto abbinando ai dati di campagna le immagini multispettrali da aereo. L'analisi statistica dei lineamenti e delle faglie ha consentito l'individuazione sull'isola di *trend* direzionali i cui valori angolari sono molto vicini a quelli evidenziati da ricerche svolte nell'Appennino campano. Risulta quindi che l'attività vulcanica recente, che ha seguito direzioni preferenziali, sia stata guidata, a Ischia e più in generale nella Piana Campana, dalla tettonica regionale. Se ne deduce che i lineamenti dell'isola sono l'espressione di superfici strutturali antiche che hanno svolto un ruolo importante fino alle fasi tettoniche

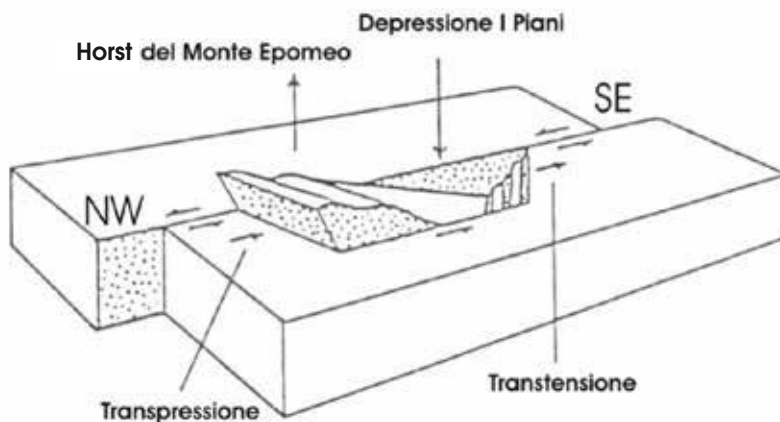


Fig. 5 - Assetto strutturale dell'Isola di Ischia durante gli ultimi 35 ka. Tipo e senso di movimento delle faglie rinvenute ad Ischia (ZUPPETTA *et alii*, 1993).

del Pleistocene inferiore e che sono state successivamente riprese anche per la messa in posto di prodotti dell'attività vulcanica recente. Il sollevamento del blocco dell'Epomeo e la genesi del *graben* di Ischia, interpretato come un bacino di *pull-apart* di primo ordine dovuto all'attività delle faglie *strike-slip* sinistre ad andamento antiappenninico, sono determinati proprio dai movimenti lungo queste faglie. Secondo questo modello il *graben* di Ischia Porto rappresenta, all'interno del sistema *strike-slip* principale NO-SE, una struttura distensiva di secondo ordine di tipo bacino di *pull-apart* generato dal movimento relativo di due famiglie di faglie trascorrenti sinistre NO-SE, parallele al *trend* principale. I centri eruttivi hanno una distribuzione localizzata soprattutto in corrispondenza di strutture distensive.

1.1.2. - Il graben di Ischia

È una vasta area ribassata di forma triangolare che si estende tra il Monte Epomeo e il rilievo di Monte di Vezzi, tra Casamicciola, Barano e Ischia Ponte. A sud è delimitato dal sistema di faglie di Carta Romana-Maronti; a ovest si infrange contro un'importante serie di faglie ad andamento N-S che marca il passaggio con l'*horst* epomeico. In questo settore è avvenuta, nel 1302, l'ultima eruzione dell'isola, e l'apertura di numerose bocche afferenti alle fasi eruttive quattro e cinque di VEZZOLI, 1988 (Fig. 6).

1.1.3. - I rilievi strutturali del Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico

Costituiscono i resti di un complesso vulcanico del ciclo pre- Tufo Verde e sono separati dall'*horst* da sistemi di faglie regionali NO-SE e NE-SO (VEZZOLI, 1988).

Il Monte di Vezzi è un rilievo che si allunga in direzione NE-SO nella regione sud orientale dell'isola, ad un'altitudine tra 250 e 400 metri s.l.m. La struttura è separata dal *graben* di Ischia da una faglia regionale NE-SO che si sviluppa tra Carta Romana ed il Lido dei Maronti.

L'area di Panza è costituita da un rilievo che si estende in direzione NO-SE tra il promontorio di Punta Imperatore e la penisola di S. Angelo. Una faglia regionale NO-SE, parzialmente obliterata da depositi di frana, ma sottolineata dalla presenza di attività idrotermale, separa questa struttura dal Monte Epomeo (VEZZOLI, 1988).

Il promontorio di Monte Vico, situato nell'area nord-occidentale, è separato dall'*horst* del Monte Epomeo da una faglia regionale NE-SO, mentre una struttura NO-SE la separa dal centro eruttivo di Zaro. Quest'area è ciò che rimane di un complesso vulcanico precedente il Tufo Verde, poi coperto dalle unità piroclastiche successive; la frattura eruttiva si estende da NE a SO. In questa zona è particolarmente evidente l'attività idrotermale associata a faglie e fratture (es. Lacco Ameno) (VEZZOLI, 1988).

1.2. - CENNI STORICI SUI DEPOSITI MARINI ANTICHI

Lo studio dei depositi marini antichi sollevati rispetto all'attuale livello del mare, ha interessato molti ricercatori per la notevole importanza che questi depositi presentano sia dal punto di vista morfostratigrafico, cronostratigrafico e morfoevolutivo, sia per la valutazione dei movimenti verticali. Gli studi sui depositi marini dell'Isola d'Ischia iniziarono sistematicamente all'inizio del ventesimo secolo con BELLINI (1900, 1929), il quale si impegnò in una prima

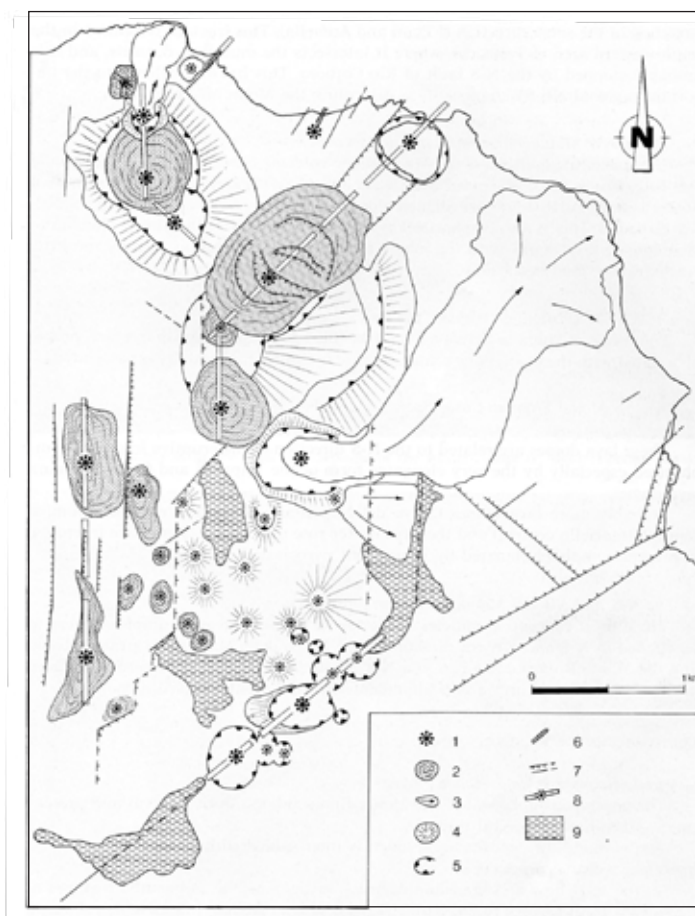


Fig. 6 - *Mappa strutturale del graben di Ischia da VEZZOLI, 1988: 1) Centri eruttivi; 2) duomi lavici; 3) colate laviche; 4) coni piroclastici; 5) crateri; 6) dicchi; 7) faglie; 8) fratture eruttive; 9) depressioni strutturali.*

revisione completa della malacofauna recente dell'area vulcanica napoletana riferendosi ai lavori di HAMILTON (1776) e, poco più tardi, di BREISLAK (1798), di BROCCHI (1843), PHILIPPI (1844), SCACCHI (1849-1850) e FONSECA (1847). Il BELLINI (1929) descrive la “marna del Monte Epomeo dell'Isola d'Ischia” come la più antica formazione fossilifera della regione del golfo di Napoli, ascrivendola al Calabrian. I fossili ritrovati risultano tuttora viventi nei mari del golfo con abbondanza di individui. ITALIANO (1994) ha effettuato uno studio biostratigrafico della serie dei sedimenti di Cava Leccie, località ubicata alle estreme propaggini orientali del versante settentrionale del Monte Epomeo, in cui affiora la sezione tipo dei depositi marini antichi di Ischia, sollevati di alcune centinaia di metri sull'attuale livello del mare; in queste note denominati *unità di Cava Leccie* (VEC) l'Autore riconosce alla base della serie l'unità epiclastica formatasi a spese della formazione del Tufo Verde del Monte Epomeo e al di sopra, in discordanza angolare, sedimenti marini a componente piroclastica, costituiti prevalentemente da siltiti marnose, argille sabbiose grigio-azzurre e sabbie giallastre medie e grossolane, caratterizzate da passaggi graduali; ne individua le caratteristiche tipicamente regressive, a partire da un ambiente marino discretamente profondo, testimoniato dai depositi affioranti fino quasi alla sommità del crinale in località Colle Jetto, fino ad un probabile ambiente transizionale, testimoniato dai successivi depositi limo-sabbiosi e argillosi.

RIITMAN & GOTTINI (1980) descrivono le località fossilifere e i depositi di spiaggia sollevati dell'isola. Fra questi gli Autori ritengono particolarmente indicativi, per la recente attività vulcano-tettonica dell'isola, quelli che possono essere seguiti, per circa 2 km, da 2 metri nella baia di San Montano, fino a circa 80 m alla Grande Sentinella. Individuano un altro esempio lungo il litorale di località Cafieri, dove, per un tratto, si rileva la successione marina siltoso-argillosa e marnosa fossilifera qui denominata *unità di Castiglione* (TIL), sollevata di qualche decina di metri rispetto all'attuale livello di base e parzialmente tiltata; i reperti archeologici ritrovati tra i depositi di spiaggia, posti al tetto della successione, datati all'età del ferro (VII sec. a.C.) e coinvolti nella dislocazione, testimoniano la recentissima attività lungo questo settore costiero, che raggiunge la quota di circa 70 m sull'attuale livello del mare. Le datazioni assolute con il metodo ^{14}C eseguite dagli Autori sulla fauna delle siltiti hanno fornito un'età inferiore a 10.000 anni; l'ambiente di sedimentazione è riferito ad una paleobatimetria di circa $50 \div 80$ m, stimata in base alla microfauna a foraminiferi bentonici e ad ostracodi. Sempre RITTMANN & GOTTINI (1980) individuano depositi costituiti da ciottoli arrotondati e sabbie a circa 470 m s.l.m. in località Piani di San Paolo, a 360 m s.l.m. in località Carosello; ipotizzano che questi depositi, attualmente affioranti a quote diverse, siano probabilmente correlabili con i depositi di chiusura della serie argilloso-sabbiosa di Cava Leccie (VEC) o riferibili a stazionamenti successivi. Gli Autori individuano altre evidenze di recenti stazionamenti del livello del mare al di sopra

di quello attuale tra 6 e 18 m, lungo la costa settentrionale di S. Alessandro, a Punta S. Angelo e a Punta Imperatore in corrispondenza di depositi ghiaioso-sabbiosi fossiliferi.

In località Mezzavia Vecchia vengono segnalati, da BARRA *et alii* (1993), depositi sabbiosi di spiaggia fossiliferi intercalati a livelli piroclastici, qui denominati *unità di Mezzavia Vecchia (MZV)* posizionati ad alcune decine di metri s.l.m. poco a monte del centro abitato di Lacco Ameno.

BORTOLUZZI *et alii* (1983), nell'affrontare gli aspetti geomorfologici ed evolutivi del versante meridionale dell'isola, individuano una serie di ordini di terrazzamenti, di cui il più elevato (280 m s.l.m.), in località Buttavento, presenta lembi relitti di depositi ciottoloso-ghiaiosi e sabbiosi di spiaggia; in quello più basso, a circa 10-15 m s.l.m., ubicato in località Maronti, prospiciente l'omonimo litorale, rilevano la presenza di depositi di spiaggia fossilifera con frammenti di terracotta, arrotondati, di epoca romana. Di recente in BARRA *et alii* (1992a; 1992b) sono rivisti ed ampliati gli studi stratigrafici ed analitici delle successioni sedimentarie di località Cava Leccie (VEC) e Cafieri (TIL); in particolare vengono discussi i risultati di studi paleoecologici. Sulla base di tali studi le associazioni faunistiche (foraminiferi bentonici ed ostracodi) della sequenza di località Cava Leccie (VEC) testimoniano un ambiente marino con una paleobatimetria di circa $70 \div 120$ m fortemente contaminato da faune derivate da vicini ambienti costieri e/o transizionali. In questa sede gli Autori, riesaminando i rapporti stratigrafici e geomorfologico-strutturali che intercorrono tra le varie unità geologiche, ritengono i depositi marini dell'*unità di Cava Leccie (VEC)* non più antichi di 55.000 e non più recenti di 10.000 anni, e correlano gli stessi con l'ingressione connessa alla risalita glacio-eustatica dello Stadio Isotopico 3.

BUCHNER *et alii* (1996) effettuano datazioni ^{14}C su campioni di bivalvi e coralli fossili ritrovati in depositi di spiaggia e marini (MZV) nelle località di Mezzavia e Costone sud Perrone, sollevati rispettivamente di 55 e 65 m s.l.m. I risultati ottenuti definiscono per i depositi di località Mezzavia un'età di circa 6.000 anni da oggi, mentre per quelli di località Costone Sud Perrone un'età di circa 8.700 anni da oggi.

2.- LE AREE MARINE ANTISTANTI L'ISOLA D'ISCHIA

Mentre il Golfo di Napoli e il Golfo di Pozzuoli sono stati oggetto, nel corso degli ultimi 30 anni di numerose indagini di geofisica marina (LATMIRAL *et alii*, 1971; FINETTI & MORELLI, 1974; Pescatore *et alii*, 1984; FUSI *et alii*, 1991; MILIA 1999, 2000; MILIA & TORRENTE, 1999; AIELLO *et alii*, 2001; 2004; 2005; 2008; D'ARGENIO *et alii*, 2004;), lo stesso non si può dire delle aree circostanti le isole flegree. Il settore di mare ad ovest dell'asse Banco di Fuori - Napoli ed antistante alle isole di Procida e Ischia restava, infatti, fino a pochi anni fa, ancora

relativamente inesplorato da un punto di vista geofisico, probabilmente per la scarsa caratterizzazione acustica dei corpi ignei, vulcanici e vulcanoclastici presenti e per la loro intrinseca caoticità.

Studi sistematici prevalentemente di tipo geofisico eseguiti sui fondali circostanti l'Isola d'Ischia, di notevole contenuto scientifico ed informativo, sono stati effettuati a partire dalla fine degli anni '90. Indagini sulla scarpata continentale meridionale dell'Isola d'Ischia mediante *Sidescan Sonar* profondo ad ampio range (TOBI, Towed Ocean Bottom Instrument, Southampton Oceanography Centre, UK), hanno permesso, per la prima volta, di individuare una grande valanga di detrito ("*debris avalanche*" Ischia *Debris Avalanche* o IDA), con un'estensione di 400 km² (circa dieci volte la superficie dell'isola) e che si riconosce fino ad oltre 1000 m di profondità (CHIOCCI *et alii*, 1998). Questo deposito è stato interpretato come un collasso (o una serie di collassi) della costa meridionale di Ischia innescati per fenomeni di sollevamento di origine vulcano-tettonica dell'area del Monte Epomeo (CHIOCCI *et alii*, 1998; ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). A partire dagli anni 2000 rilievi geofisici (progetto GNV sull'Instabilità dei Fianchi degli Edifici Insulari Sommersi (responsabile Unità Operativa del CNR-IAMC di Napoli dott. G. de Alteriis) hanno permesso di dettagliare meglio questa unità e individuarne altre due lingue presenti nel settore occidentale e settentrionale.

Una sintesi dei risultati di uno studio multidisciplinare a carattere morfobatimetrico, sedimentologico e biocenotico è riportata nel volume "*Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara-Golfo di Napoli)*". Vanno menzionati i contributi di BUDILLON *et alii* (2003a; b) sulla struttura e la morfologia dei depositi di *debris avalanche* nel settore nord-occidentale dell'Isola d'Ischia e le loro relazioni con le frane nell'antistante settore emerso del Monte Epomeo, oggetto di studio anche da parte di VIOLANTE *et alii* (2003). In particolare l'analisi e l'interpretazione di fotomosaici *Sidescan Sonar* hanno consentito l'individuazione di differenti facies acustiche presenti nell'area del Golfo di Napoli. Tra queste si ritrovano le facies caratterizzate da topografie ad *hummock*, caratteristiche dei *debris avalanche*. Riguardo all'età degli eventi catastrofici che ne hanno causato la messa in posto esclusivamente per quello meridionale, si rimanda al lavoro di CHIOCCI & DE ALTERIIS, (2006). In base a considerazioni stratigrafiche e sismostratigrafiche ed a datazioni ¹⁴C-AMS di alcuni frammenti di piante di *Posidonia oceanica* (L.) Delile rinvenuti nei carotaggi all'interno dell'IDA presente nel settore meridionale, gli Autori, sopra menzionati, ritengono che la messa in posto di tale deposito sia riferibile al Neolitico. Per i *debris avalanche* presenti nel settore occidentale e settentrionale alcune considerazioni morfo-stratigrafiche permettono di ipotizzare una cronologia relativa. In particolare BUDILLON *et alii* (2003b), evidenziano che il *debris avalanche* (DA) di Forio poggia su un terrazzo deposizionale sommerso (il cui *top*

raggiunge la profondità di circa -70/-80 m) ed è parzialmente ricoperto dal prisma costiero progradante; il DA presenta inoltre superfici di spianamento al tetto alla quota di -20/-30 m. Nel settore settentrionale vengono individuati due differenti *debris avalanches*: il primo, più ampio, si estende da Punta di M. Vico a Punta della Scrofa, prolungandosi nelle aree più distali verso nord (DE ALTERIIS *et alii*, 2001); il secondo, più recente in quanto incastrato nel primo e marcato da pareti ripide degli argini, è confinato nelle aree più prossime alla costa nei dintorni di Lacco Ameno (BUDILLON *et alii*, 2003a).

Secondo differenti Autori la causa di innesco di tali eventi catastrofici è legata ad eventi gravitativi provocati dai terremoti che accompagnano i movimenti verticali del blocco relativamente rigido dell'Epomeo oppure ad eventi vulcano-gravitativi (BUDILLON *et alii*, 2003a; VIOLANTE *et alii*, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). In particolare VIOLANTE *et alii* (2003) evidenziano come le topografie sommerse a *hummock*, presenti nel settore nord-occidentale dell'isola, ben si correlino con l'estesa instabilità dei versanti che caratterizzano il bordo nord-occidentale del Monte Epomeo.

Studi specifici sia sulle anomalie magnetiche ad ovest dell'isola che sui *debris avalanches* sono stati eseguiti tra il 2000 ed il 2009 dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR di Napoli (BRUNO *et alii*, 2002; DE ALTERIIS *et alii*, 2001; 2002; 2005; VIOLANTE *et alii*, 2003; PASSARO, 2005; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006; AIELLO *et alii*, 2008).

La cartografia di dettaglio dei numerosi edifici vulcanici relitti sommersi e delle intrusioni (dicchi e mega dicchi) presenti nell'area antistante l'Isola d'Ischia, unitamente alle analisi morfo-batimetriche eseguite da alcuni autori, permettono di delineare i principali lineamenti vulcanici e tettonici del settore sommerso dell'Isola d'Ischia, caratterizzata da faglie ad andamento E-O, NE-SO e N-S (BRUNO *et alii*, 2002; DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004; PASSARO, 2005; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). Secondo alcuni autori la distribuzione degli apparati vulcanici sommersi nei settori sud-occidentali e occidentali individua due dorsali che si dipartono dall'Isola d'Ischia e ricordano le morfologie "stellate" dei *seamounts* oceanici (BRUNO *et alii*, 2002). Gli apparati vulcanici sommersi ad oggi risultano ancora non datati; alcune considerazioni stratigrafiche hanno portato però a ritenere, anche se in via assolutamente ipotetica (VEZZOLI, 1988), che il Banco di Ischia potesse essere il centro eruttivo di depositi piroclastici da caduta e da flusso localizzati nella parte orientale di Ischia, di età molto recente ("Formazione di Piano Liguori", età inferiore a 6-8.000 anni). Per il Banco di Forio, BUDILLON *et alii* (2003a, b), osservando che la base del banco vulcanico poggia su blocchi appartenenti a tale deposito, propongono un'età successiva alla messa in posto del DA di Forio.

Sono state inoltre dettagliate le differenti associazioni biocenotiche presenti sui fondali di Ischia (FERRARO & MOLISSO, 2003); in particolare risulta che gli alti

morfologici costituiti dai resti di apparati vulcanici o subvulcanici, sono poco o per nulla coperti dalla sedimentazione emipelagica recente.

Il settore costiero meridionale di Ischia, tra Punta del Chiarito e Punta S. Pancrazio, è stato oggetto di indagini morfo-batimetriche e geologiche per il ripascimento della spiaggia dei Maronti (MARSELLA *et alii*, 2001; BUDILLON *et alii*, 2003b), interessata da un forte arretramento di carattere erosivo, anche a causa di mareggiate di forte intensità (COCCO *et alii*, 1987, 1995; DE PIPPO *et alii*, 2000). I settori marini investigati comprendono l'area di Cava Grado, la Baia dei Maronti e la Baia di Barano, antistante alla Scarrupata di Barano, caratterizzata da una scarpata ad alta pendenza, con probabile controllo strutturale. Viene evidenziata dagli Autori la presenza di numerose testate di *canyon* in arretramento che erodono il ciglio della piattaforma continentale in quest'area di estensione molto ridotta. Nella Baia di Barano si rinviene una rottura di pendenza principale, a circa -45 m, che corrisponde al margine del prisma costiero attuale.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE

1. - IL MARGINE TIRRENICO CAMPANO

Il settore campano del margine tirrenico è stato interessato, durante il Quaternario, da forti tassi di subsidenza tettonica in un regime di distensione continentale e di conseguente estensione. Ciò ha determinato la formazione delle ampie depressioni strutturali denominate Piana Campana e Piana del Sele. Tali strutture individuano ampie pianure alluvionali aperte verso il Mar Tirreno e la piattaforma continentale compresa tra il Golfo di Gaeta ed il Promontorio del Cilento e rappresentano la loro estensione verso il mare.

La Piana Campana e la Piana del Sele sono delimitate verso nord-est dai rilievi interni della Catena Appenninica, la cui continuità è interrotta da alti strutturali ad andamento NE-SO e da complessi vulcanici (Campi Flegrei e Somma Vesuvio). Appartengono al Distretto vulcanico dei Campi Flegrei le isole di Ischia e Procida-Vivara che rappresentano il prolungamento verso mare di un alto strutturale su cui probabilmente si è imposta l'attività vulcanica (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999; BRUNO *et alii*, 2002). Il riempimento sedimentario delle pianure costiere è costituito da depositi clastici marini e continentali, che si alternano, nella Piana Campana, ad abbondanti prodotti vulcanici con uno spessore complessivo dei sedimenti superiore a 3000 m (IPPOLITO *et alii*, 1973, BRUNO *et alii*, 1998). L'età di tale riempimento è essenzialmente pleistocenica; sebbene

manchi una precisa datazione delle prime sequenze che ricoprono il basamento acustico (BRANCACCIO *et alii*, 1995). Il basamento acustico è rappresentato da carbonati meso-cenozoici (“Piattaforma Campano-Lucana”; D’ARGENIO *et alii*, 1973) e da sequenze cenozoiche deformate con i depositi di *flysch* associati (“Flysch del Cilento”, “Unità Sicilidi” ed “Unità Liguridi”, AMORE *et alii*, 1992). All’interno della Piana Campana si ritrova il distretto vulcanico dei Campi Flegrei, che è stato attivo almeno negli ultimi 50 ka (CAPALDI *et alii*, 1976). Il margine tirrenico campano è caratterizzato dalla presenza di aree marine fortemente subsidenti durante il Plio-Quaternario, sede di forti accumuli sedimentari (“bacini peritirrenici”), come il Golfo di Napoli e la Valle di Salerno. Al di sotto della copertura sedimentaria plio-quaternaria l’intero margine campano è caratterizzato dalla presenza delle unità tettoniche interne della catena appenninica risultanti dal prolungamento in mare delle corrispondenti unità affioranti nei settori costieri dell’Appennino centro-meridionale (D’ARGENIO *et alii*, 1973).

BARTOLE (1984), in base ai dati sismici e di pozzo, ha formulato una sintesi regionale dell’assetto tettonico del margine campano, nel quale ha riconosciuto quattro principali unità sismostratigrafiche. Secondo l’interpretazione di BARTOLE (1984) e di BARTOLE *et alii* (1984) nel margine tirrenico campano si distinguono sia strutture direttamente collegate alle fasi tettoniche di trasporto orogenico nella Catena Appenninica (Aquitaniense-Langhiano, Tortonian, Messiniano e Pliocene inferiore; D’ARGENIO *et alii*, 1973; ORTOLANI & TORRE, 1981), che strutture post-orogeniche prodotte dalla neotettonica distensiva plio-pleistocenica.

Durante il Quaternario l’attività vulcanica ha avuto un ruolo rilevante nella regione, con il controllo significativo dell’architettura stratigrafica dei bacini sedimentari.

Nonostante gli studi sui vulcani affioranti in superficie, sono ancora frammentarie le conoscenze sugli apparati vulcanici sepolti e quasi inesistenti quelle relative ai vulcani presenti sotto il fondo marino.

Nell’area flegrea è stata riscontrata la presenza di un basamento termo-metamorfico a profondità di circa 1500 m (ROSI & SBRANA, 1987); nella Piana del Volturno i pozzi “Villa Literno 1” e “Parete 1” hanno rinvenuto notevoli spessori di lave basaltiche ed andesitiche e, in misura minore, di piroclastiti (ORTOLANI & APRILE, 1978). Lo spessore delle vulcaniti è tale da far ipotizzare la presenza di un apparato vulcanico, denominato in letteratura “Vulcano di Parete” (ORTOLANI & APRILE, 1978).

A scala regionale, i lineamenti strutturali del margine tirrenico campano sono caratterizzati sia da andamenti appenninici NO-SE che da andamenti anti-appenninici NE-SO. In particolare, il Golfo di Napoli è caratterizzato da due lineamenti anti-appenninici principali: la *faglia Campi Flegrei-Ischia* e la *faglia Capri-Penisola Sorrentina*. In corrispondenza di queste faglie si osservano grandi ribassamenti delle sequenze meso-cenozoiche, che rappresentano il basamento acustico.

L'attuale assetto tettonico del Golfo di Napoli risulta da due principali eventi estensionali di età pleistocenica: il primo, sviluppatosi nel Pleistocene inferiore lungo faglie ad andamento NO-SE, ha controllato la formazione della depressione della Piana Campana, ad andamento parallelo alla catena; il secondo, impostato su un sistema di faglie ad andamento NE-SO, ha generato il Golfo di Napoli al passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, producendo strutture asimmetriche di tipo *semi-graben*, che caratterizzano tutto il margine campano (MILIA & TORRENTE 1999).

Particolare rilevanza ha anche la faglia anti-appenninica che dal *canyon* Dohrn decorre verso il Banco di Fuori. Tale faglia separa il settore orientale del Golfo di Napoli, dove sono presenti unità sedimentarie, da quello occidentale, dove prevalgono le unità vulcaniche legate all'attività dei complessi vulcanici dei Campi Flegrei e delle isole di Ischia e Procida (FUSI *et alii*, 1991).

2. - IL CAMPO VULCANICO ISCHITANO NELL'AMBITO DELLA TETTONICA REGIONALE

Il Campo Vulcanico Ischitano (CVI) fa parte del Distretto Vulcanico Flegreo (DVF) che rappresenta l'area vulcanica quaternaria più importante dell'intero Mediterraneo e comprende i due grandi campi vulcanici dei Campi Flegrei e di Ischia-Procida. Il DVF è esteso complessivamente su 1000 km² di superficie ed è caratterizzato da decine di centri eruttivi esplosivi ed effusivi e da caldere emerse e sommerse di importanza regionale.

Ad Ischia affiorano i terreni vulcanici più antichi del DVF; questi risalgono alla parte finale del Pleistocene medio; le vulcaniti più antiche dell'isola hanno infatti un'età di circa 160 ka. Il CVI si estende per circa 500-600 km² (Fig. 7) a partire dai con di tufo basaltici emersi (Vivara) e sommersi (Formiche di Vivara e Ruommoli) che delimitano il campo vulcanico di Procida ad oriente dell'isola, ai vulcani sottomarini i cui depositi sono intercalati nelle successioni sedimentarie, epiclastiche e vulcaniche a nord, all'esteso e complesso campo vulcanico che si sviluppa ad occidente, dove sono individuabili i rilievi vulcanici del banco di Forio, del banco di Pitecusa, del banco Mazzella e del Banco Rittmann e morfologie negative che potrebbero rappresentare strutture calderiche sottomarine: quella visibile ad ovest del banco di Forio o la struttura, coincidente con una grande anomalia magnetica, ad est del banco Rittmann. Questo settore occidentale interamente sottomarino rappresenta la naturale prosecuzione del campo vulcanico ischitano emerso; la continuità si realizza con la presenza dei centri eruttivi piroclastici di Citara, del Banco di Forio ecc. D'altra parte spessi cunei piroclastici legati ad attività di vulcani dell'*off-shore* occidentale dell'isola si rinvencono nelle sequenze a terra; tra questi i *tufi di Citara*, le *piroclastiti di Faro Punta Imperatore*, le cineriti dell'area di Monte Vico mentre varie unità



Fig. 7 - Campo vulcanico di Ischia (da IAMC-CNR).

sismostratigrafiche si individuano in questo settore a testimonianza della continuità tra il campo vulcanico emerso e quello sommerso.

Il dominio del campo vulcanico si delinea nel settore meridionale a partire dal *canyon* Magnaghi, impostato tra il grande blocco carbonatico del Banco di Fuori a sud e le successioni vulcaniche ed epiclastiche ischitane a nord. Queste formano una monoclinale che dal *canyon* si raccorda all'isola attraverso i cunei piroclastici e lavici dei centri eruttivi sottomarini, localizzati nella porzione meridionale del campo vulcanico al limite della scarpata continentale o sulla stessa. Tra questi si distinguono il grande vulcano del Banco d'Ischia (Fig. 7) e gli apparati minori localizzati sulla scarpata continentale, caratterizzata da strutture di arretramento molto sviluppate.

In generale nel campo vulcanico si individuano faglie di importanza regionale e sistemi di faglie e fratture controllate dalla vulcano-tettonica estremamente intensa legata al magmatismo che caratterizza l'isola. A scala regionale il CVI forma una morfostruttura grossolanamente subellittica con asse maggiore in direzione circa est-ovest (N80O). Un sistema di faglie antiappenninico, NE-SO, di importanza crostale, molto recente (epoca romana) controlla lo sviluppo del vulcanismo latitico e basaltico-shoshonitico sull'isola, dei coni di scorie di Vateliero, Cava Nocelle, Molara, Punta della Cannuccia mentre una frattura coniugata controlla la messa in posto del cono di scorie shoshonitico di Grotta di Terra. Anche la forma della

caldera regionale formatasi nel campo vulcanico tra 75 e 56 ka è grossolanamente ellittica, con asse circa est-ovest, conforme alla morfostruttura generale del campo vulcanico. La collocazione del Complesso vulcanico nell'architettura strutturale della Piana Campana viene definita anche dai dati geofisici che mettono in evidenza caratteristiche peculiari per l'isola ed il suo *off-shore*. Diversamente dai Campi Flegrei continentali il campo ischitano è caratterizzato da una grande anomalia gravimetrica positiva (Fig. 8; BERRINO *et alii*, 2008) associata ad anomalie magnetiche di notevole intensità sviluppate nell'*off-shore* occidentale dell'isola (Fig. 9; PAOLETTI *et alii*, 2009). Questa anomalia gravimetrica è stata interpretata come l'effetto della risalita del basamento carbonatico; un'interpretazione più plausibile può essere connessa all'intenso magmatismo che ha interessato l'isola che è caratterizzata da un sistema di alimentazione molto superficiale, riconducibile ad un complesso intrusivo di tipo laccolitico.

Le linee sismiche a riflessione ad alta risoluzione eseguite nell'ambito del progetto CAR.G. ed in particolare le linee che circondano l'isola mostrano una struttura grossolanamente inarcata ben in accordo con l'esistenza di corpi intrusivi di tipo sill o laccoliti.

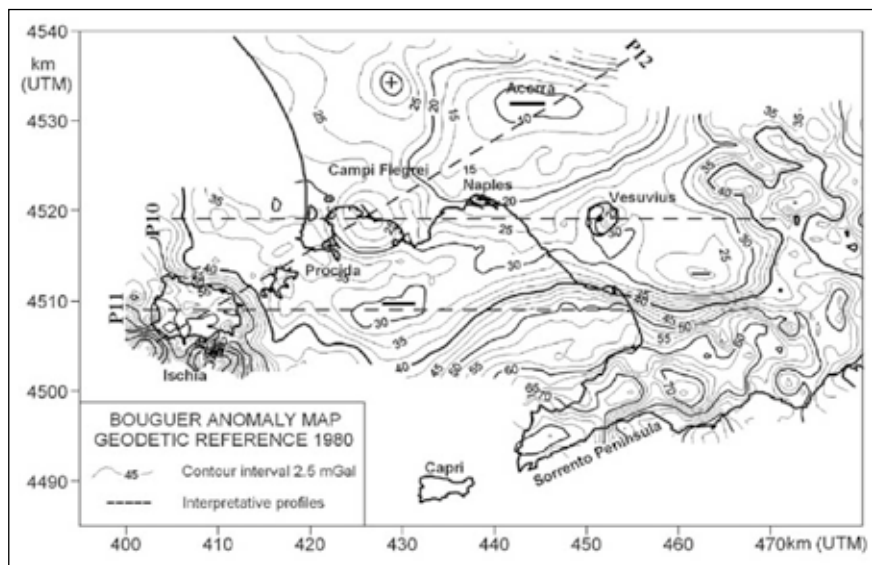


Fig. 8 - Anomalie gravimetriche regionali del Golfo di Napoli (BERRINO *et alii*, 2008).

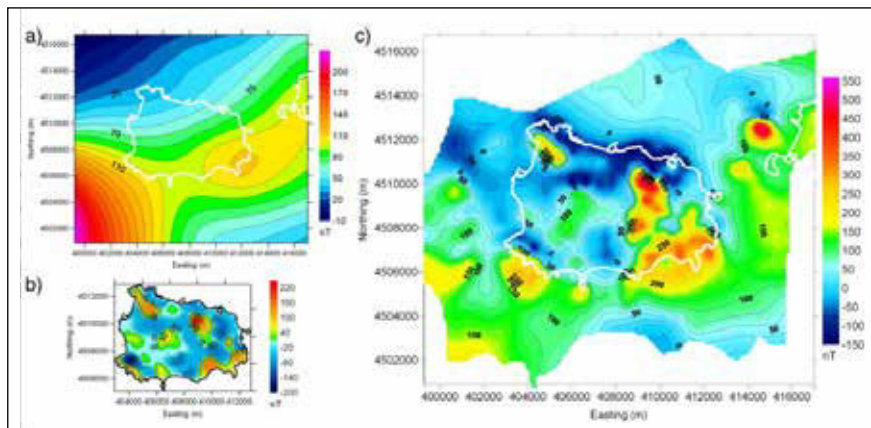


Fig. 9 - Anomalie magnetiche dell'Isola d'Ischia (PAOLETTI et alii, 2009).

3. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'Isola d'Ischia si trova a circa 33 km in direzione OSO da Napoli e dista da Capri circa 34 km. È la più grande delle isole situate nel Golfo di Napoli con una superficie di 46,3 kmq ed è dominata dal Monte Epomeo (787 m s.l.m.) situato quasi in posizione baricentrica. Fra le isole minori italiane è la sesta per estensione ma la prima per popolazione. Di origine vulcanica, rappresenta la più imponente manifestazione della regione flegrea, costituendo la parte emergente di un complesso vulcanico di grandi dimensioni. La storia vulcanologica può essere ricostruita sin dal periodo preistorico grazie al ritrovamento di innumerevoli reperti archeologici databili che sono stati ritrovati inclusi nelle successioni vulcaniche. Degna di nota è la morfologia del territorio ischitano, per la sua articolata e caratteristica orografia, per la presenza di caratteristici paesaggi modellati nelle rocce e nei depositi epiclastici, in questi ultimi per la intensa azione erosiva delle acque dilavanti, dovuta all'alta erodibilità di terreni prevalentemente tufacei ed argillosi; si assiste quindi alla caratteristica presenza di fossi e burroni profondi, dall'andamento tortuoso, solcati da torrenti che spesso si perdono prima di giungere al mare. Le coste sono assai incise e acclivi intervallate da brevi arenili e promontori lavici, che si alternano a veri e propri litorali clastici e ristrette piane costiere si alternano a tratti di costa alta con falesie attive con piccole insenature e *pocket-beach*. L'assetto geomorfologico complessivo dell'isola risulta strettamente legato alla recente evoluzione vulcanica e storia tettonica; infatti, non a caso la parte centrale dell'isola (Monte Epomeo e settori limitrofi) costituisce l'*horst* vulcano-tettonico rispetto alle aree circostanti (RITTMANN & GOTTINI, 1980;

VEZZOLI, 1988; FUSI *et alii*, 1990; ORSI *et alii*, 1991; 1992, 1996; ZUPPETTA *et alii*, 1993; AA.VV., 1998). Il sollevamento differenziato e la complessa strutturazione dei settori limitrofi e dell'immediato *off-shore* hanno definito una configurazione morfometrica abbastanza aspra, spesso con notevole esasperazione della pendenza del rilievo, su terreni e unità geologiche dalle mediocri e/o scadenti caratteristiche litotecniche e geomeccaniche (prevalentemente rocce deboli e/o incoerenti) e quindi predisposte alla erosione e dissesto. Nel suo complesso, quindi, l'andamento morfologico del territorio, mostra chiare evidenze di una morfogenesi complessa ed articolata (poligenicità e polifasicità della evoluzione del rilievo con uno spiccato controllo strutturale) quale risultato dell'azione, spesso combinata, di attività vulcanica, vulcano-tettonica e dell'oscillazione del livello del mare. L'analisi dei principali aspetti e parametri morfometrici del rilievo evidenzia una sostanziale e complessiva tendenza evolutiva caratterizzata da prevalente attività di degradazione e denudazione e da successivi processi deposizionali, molto spesso parossistici, controllati dalla gravità e/o innescati da eventi idrometeorologici di particolare o eccezionale intensità. Al perimetro dei versanti strutturali del Monte Epomeo si dispongono ampi declivi pedemontani o morfologie articolate, soprattutto lungo la fascia più prossima al rilievo, che più o meno gradualmente si raccordano con la linea di costa. Ripiani morfologici terrazzati, di origine strutturale e/o marina, si rinvencono, con qualche soluzione di continuità, all'intorno dell'isola lungo i settori costieri, e in particolare lungo i settori settentrionale e meridionale, a testimonianza dei recenti sollevamenti differenziali. In alcuni casi si rinvencono modesti spessori di depositi ghiaioso-sabbiosi e ciottolosi di spiaggia in circoscritti lembi relitti o vere e proprie successioni, con discreto sviluppo verticale, di sedimenti marini fossiliferi; per questi ultimi si evidenziano gli affioramenti delle sezioni dei depositi dell'*unità di Cava Leccie* (300-500 m s.l.m.), disposti fin quasi in corrispondenza della sommità del Monte Epomeo, e che per questo rappresentano le unità geologiche di origine marina più alte dell'isola. Seguono, molto più in basso, lungo il settore costiero che da Lacco Ameno si sviluppa verso Ischia Porto, ristrette superfici terrazzate impostate su depositi alluvionali, detritici e vulcanici a cui si intercalano sedimenti marini fossiliferi, come nelle località "Mezzavia", "Grande Sentinella", "Costone Sud Perrone" e "Cafieri-S. Alessandro". Sul lato meridionale, in località "Maronti", lungo la falesia attiva dell'omonimo litorale, si rilevano superfici terrazzate più o meno ampie dislocate a varie quote, fino a circa 90 m s.l.m.. Le superfici terrazzate di sicura origine marina, per la presenza di depositi di spiaggia, sabbioso-ghiaiosi e ciottolosi debolmente cementati, raggiungono una quota di circa 20-25 m s.l.m. ed appartengono ad un unico stazionamento del livello del mare di epoca recente attribuibile all'Olocene antico. Altri elementi di origine marina sono i depositi di spiaggia fossiliferi di Punta Imperatore, le forme di erosione rinvenibili, in lembi relitti, a varie quote entro i primi 10-15 m s.l.m., lungo il litorale di Forio, lungo la spiaggia di Citara, nei

dintorni di Ischia Porto, sulle falesie attive rocciose come in località Zaro e Monte Vico, e nei pressi di Cava Grado, o caratteristiche morfologie sospese di ambiente continentale (DEL PRETE & MELE, 1999), sempre lungo l'attuale settore costiero. I litorali clastici a granulometria prevalentemente sabbiosa, solitamente di ridotte dimensioni areali e soggetti a periodici processi di intensa erosione, non sempre reversibile, caratterizzano gran parte dei settori costieri tra S. Angelo e Punta della Signora a S, tra Punta Imperatore e Forio a O, tra lo stesso Forio ed il promontorio dello Zaro, sempre a O, tra Monte Vico e Punta della Scrofa a N e immediatamente a E del Porto di Ischia; litorali clastici da ghiaiosi a ciottolosi, si rinvencono, in ristrette insenature costiere e spiaggette del tipo *pocket-beach*, alla spiaggia di San Montano a NO, alla spiaggia degli Inglesi a NE, Carta Romana a E, la Scarrupata di Barano a SE, tra Sant'Angelo e Punta Imperatore a S e SO. Il resto del settore costiero è rappresentato da falesie attive, a sviluppo quasi sempre sub-verticale da pochi metri a qualche centinaio di metri di altezza, prevalentemente impostate su litotipi rocciosi e/o debolmente coesivi, costituiti da lave, più o meno massive e/o scoriacee, e sequenze piroclastiche stratificate (alternanza di lapilli pomicei e scoriacei, e cineriti) e/o massive (tufi). In alcuni casi sporadici, in corrispondenza della falesia attiva, si rinvencono depositi detritici eterometrici ed eterogenei. Una analisi più approfondita della particolare configurazione orografica dell'isola, consente di individuare una serie di elementi del paesaggio, peculiari e distintivi, che permettono di definire alcuni settori fisiografici, a partire dall'*horst* centrale del Monte Epomeo, quale principale unità fisiografica e morfostrutturale.

3.1. - SETTORE MERIDIONALE

Tale settore si sviluppa a partire dal crinale del Monte Epomeo, tra le località Pietra dell'Acqua e Colle Jetto, al litorale dei Maronti, verso cui degrada, con alcune soluzioni di continuità morfologiche, fino ad interrompersi abbastanza bruscamente in corrispondenza del tratto di costa citato. Nell'ambito di tale settore è stata riconosciuta la continuità latero-verticale della struttura vulcano-tettonica del Monte Epomeo. In particolare, lungo il versante meridionale, si riconosce la presenza di una spessa unità epiclastica (**BSR**) che in parte affiora anche lungo la falesia del litorale dei Maronti. L'articolazione strutturale delle unità del substrato (Tufo Verde del M. Epomeo e unità epiclastiche) viene molto spesso mascherata ed addolcita da corpi detritici ed alluvionali s.l. della copertura superficiale, a cui si intercalano a luoghi paleosuoli e/o livelli piroclastici dell'Olocene antico e recente. A monte della spiaggia dei Maronti, si rinvencono alcune superfici terrazzate e sollevate, molto spesso utilizzate per scopi agricoli, che testimoniano il riaggiustamento strutturale ai recenti e differenziati sollevamenti vulcano-tettonici del Monte Epomeo. Il più prossimo alla linea di costa, tra le località Teastaccio e Cava Fumarole, si ritrova dislocato in modo differenziato

a quote più alte dell'attuale livello del mare, tra i 10 ed i 25 m, ed è caratterizzato dalla presenza di depositi di spiaggia e torrentizi.

Lungo la porzione più alta del versante, a partire da 300 m circa di altitudine fino in prossimità del crinale del Monte Epomeo, tra le località di "Serrara-Fontana" e "Piani di San Paolo", si rilevano ampie superfici subpianeggianti talvolta associate a depositi marini anche fossiliferi che costituiscono morfologie relitte associate alla sequenza sedimentaria di località "Cava Leccie" e stazionamenti successivi, dislocate tettonicamente lungo il fianco meridionale del Monte Epomeo.

3.2. - SETTORE SETTENTRIONALE

Il settore settentrionale comprende l'areale disposto tra il crinale del Monte Epomeo e il litorale ischitano, al margine NNO, lungo cui si affacciano i centri di Casamicciola e Lacco Ameno. Il versante è caratterizzato da una morfologia accentuata, disegnando un profilo fatto di pareti acclivi e morfologie terrazzate dislocate a più quote. Lungo questo settore, tra la fascia pedemontana ed il crinale del Monte Epomeo, si ubicano le famiglie di faglie subverticali legate al sollevamento vulcanotettonico dell'*horst* del Monte Epomeo. Lungo il versante si riconoscono unità vulcaniche ed epiclastiche, nonché sedimentarie, dissecate e denudate in più punti a seguito di fenomeni franosi di varia entità e tipologia. Tutte le unità si presentano fortemente alterate per fenomeni fisico-chimici ed in alcuni punti, per alterazione idrotermale (cfr. anche versante occidentale); molto evidente risulta la fratturazione a carattere pervasivo delle unità tufacee che formano il blocco del Monte Epomeo e che contribuisce ad isolare blocchi eterometrici fino a qualche migliaio di metri cubi (MELE & DEL PRETE, 1998; DEL PRETE & MELE, 1999, 2006). È proprio per questo motivo che, in condizioni dinamiche e/o in occasione di intense precipitazioni, si innescano fenomeni di crollo lungo le pareti rocciose e conseguente rotolamento e/o trasporto verso le aree pedemontane e/o vallive. Verso valle lungo la fascia di raccordo con l'attuale linea di costa, si possono osservare caratteristiche forme lobate molto spesso sovrapposte fra loro (DEL PRETE & MELE, 1998; 2006) e/o coalescenti, che costituiscono caratteristiche morfologie di accumulo di corpi detritici da *debris-flow* e/o colamenti s.l. A luoghi si possono osservare, talora coperti dalla vegetazione e/o antropizzazione, enormi blocchi di tufo verde dislocati lungo il versante a testimoniare una fenomenologia franosa, anche dei singoli blocchi, e/o processi di alluvionamento intenso con trasporto di materiale solido di notevoli dimensioni (cfr. testimonianze storiche della alluvione di Casamicciola del 1910; DONZELLI, 1910). Anche in questo caso, come nel precedente, il reticolo idrografico si presenta poco sviluppato gerarchicamente, ma profondamente inciso con evidenze di fenomeni franosi lungo i versanti in atto e/o potenziali. Superfici terrazzate e sollevate a più altezze, si rinvengono lungo l'allineamento costiero orientato circa

EO, a partire dalla baia di San Montano fino nei pressi del Rotaro e spiaggia degli Inglesi; sulla superficie si rinvenivano depositi marini, non sempre cartografabili, a luoghi fossiliferi, e di piana costiera di età olocenica, a testimoniare, ancora una volta, una intensa attività vulcano-tettonica recente.

3.3. - SETTORE OCCIDENTALE

Il settore occidentale, molto simile a quello settentrionale, per caratteri geologici e morfologici, se ne differenzia per una maggiore evoluzione ed attività in tempi recenti. Il versante, nel suo complesso, è caratterizzato dalla presenza di una fascia pedemontana mediamente inclinata che si raccorda gradatamente con l'attuale linea di costa e da versanti strutturali che in modo più o meno acclive raggiungono il *top* della morfostruttura del Monte Epomeo. Proprio questo settore è caratterizzato dalla maggiore esposizione delle unità del Tufo Verde del Monte Epomeo, dei Frassitelli e del Pizzone, per cui si osserva una maggiore verticalità delle pareti disposte lungo il pedimonte. Anche in questo caso, come evidenziato precedentemente, tale condizione morfo-strutturale è dovuta alla presenza delle principali faglie che hanno consentito lo sblocco dell'*horst* del Monte Epomeo. Tra le località "Monte Nuovo" e "Ciglio", lungo la porzione mediana del versante, si riscontra la presenza di una vasta area caratterizzata da alterazione idrotermale per la presenza di campi fumarolici che concorrono progressivamente alla degradazione fisico-meccanica delle formazioni affioranti e/o sub affioranti (argillificazione), contribuendo quindi alla destabilizzazione di interi settori di versante. Immediatamente a monte si sviluppano le pareti impostate sulla unità del Tufo Verde, caratterizzata da una fratturazione pervasiva variamente orientata che individua blocchi monolitici di dimensioni considerevoli, talora isolati lungo il versante; questa condizione naturale costituisce una importante condizione di rischio ed un aspetto fortemente predisponente all'innescò di fenomeni franosi di tipo crollo e crollo-rotolamento, colate di terreno alterato per idrotermalizzazione con il coinvolgimento dei blocchi, o rimobilizzazione lungo il versante degli stessi blocchi già isolati. Ne è una testimonianza, di antichi e recenti franamenti, la presenza di blocchi disseminati lungo il versante in modo sparso, del tutto o parzialmente affioranti, ovvero inglobati nel sottosuolo, nella massa caotica dei corpi di frana, fino ed oltre l'attuale linea di costa. La pericolosità di tali fenomeni è data dalle particolari caratteristiche cinematiche di questi fenomeni, dalle notevoli dimensioni dei blocchi coinvolti e/o rimobilizzati singolarmente e dalle possibilità del loro innescò simultaneo in corrispondenza di crisi sismiche e/o eventi idrometeorologici intensi (ARRIGONI *et alii*, 1995).

3.4. - SETTORE ORIENTALE

Il settore in questione, per motivi legati alla cronologia degli eventi vulcanici che l'hanno interessato, si suddivide in due sub-settori: il primo, sud-orientale, si sviluppa da Carta Romana, a ridosso e lungo la fascia costiera, fino al Promontorio di Punta della Signora, passando per la Sgarrupata di Barano; il secondo, nord-orientale, si estende da Carta Romana verso Ischia Porto, costeggiando le propaggini orientali dell'*horst* vulcano-tettonico con l'allineamento dei duomi lavici di Trippodi e Costa Sparaina. Il primo sub-settore vede ancora una volta la presenza di unità vulcaniche sovrapposte e fortemente strutturate, relativamente più antiche rispetto alle unità del sub-settore nord-orientale, a costituire un importante baluardo morfostrutturale verso il canale d'Ischia. Le morfologie sono da dolci a mediamente acclivi con quote che raggiungono i 300 m. A partire dai settori pedemontani rivolti a NO si entra nel sub-settore sud-orientale del cosiddetto "*graben* d'Ischia" dove quasi tutti gli elementi geomorfologici che lo caratterizzano sono associati a forme vulcaniche, con edifici ancora del tutto o parzialmente riconoscibili, riferibili alla attività olocenica antica e recente (DEL PRETE & MELE, 2006).

IV - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

In questo capitolo vengono descritte le unità stratigrafiche presenti nel Foglio 464 “Isola d’Ischia”, insieme ad una introduzione riguardante la scelta adottata per la legenda.

1. - ISOLA D’ISCHIA

La successione stratigrafica ricostruita per l’Isola d’Ischia è basata sulle sezioni stratigrafiche raccolte durante il rilevamento, sulle sezioni stratigrafiche visibili lungo le falesie costiere e su dati provenienti da sondaggi geognostici pubblici e privati la cui taratura è stata effettuata utilizzando gli affioramenti disponibili.

I dati di rilevamento e quelli di pozzo hanno permesso l’individuazione di alcune superfici di discontinuità che sono state utilizzate per la definizione di tre sintemi (dell’Isola d’Ischia, di Buceto e di Rifugio di San Nicola) e sei subsintemi (Ischia Porto, La Rita-M. Caccaviello, Campotese, Fontana-Fasano, Piani di San Paolo, Fasaniello). All’interno dei singoli sintemi e subsintemi sono state individuate delle unità litostratigrafiche che, all’occorrenza, sono state a loro volta distinte in differenti membri o litofacies (Fig. 10).

L’UBSU più giovane, il *sintema dell’Isola d’Ischia* è delimitato alla base dalla discordanza angolare e strutturale presente al tetto delle unità epiclastiche del *sintema di Buceto*. Tale discordanza si è formata nella fase di sollevamento e

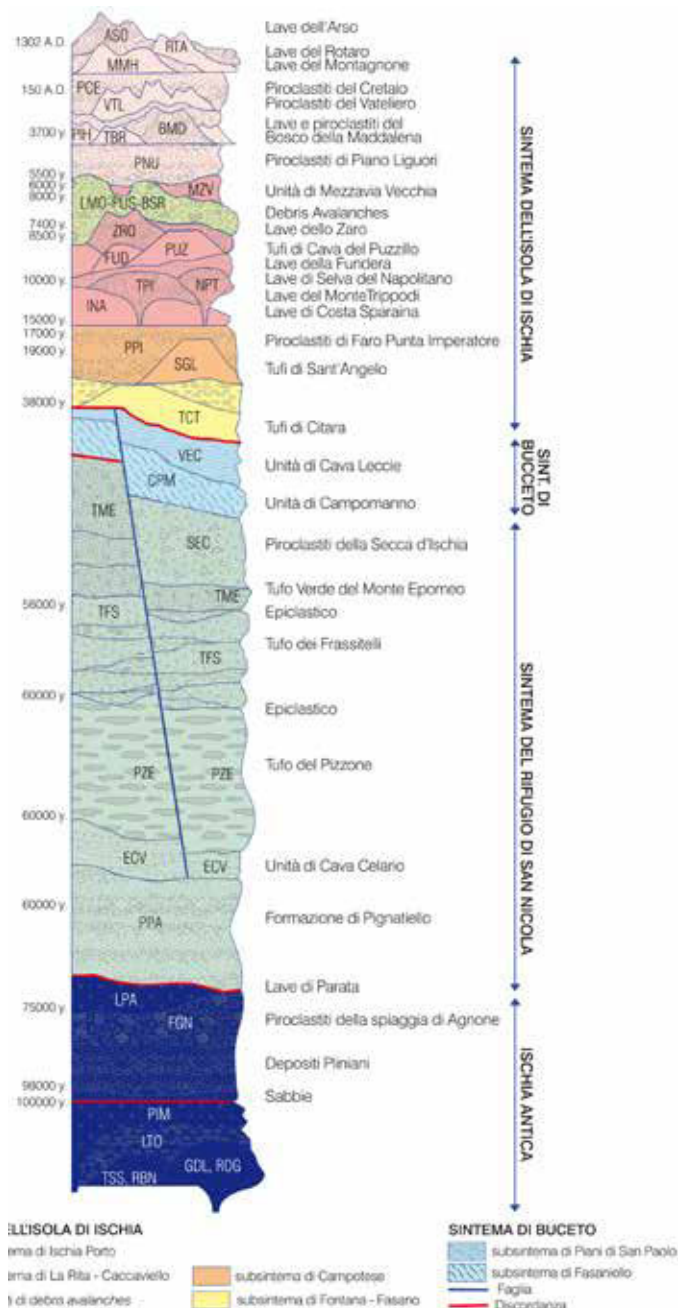


Fig. 10 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità litostratigrafiche e le unità sintemiche dei depositi vulcanici ed epiclastici.

conseguente erosione e sedimentazione del blocco risorgente del Monte Epomeo. Al tetto, il *sintema dell'Isola d'Ischia* è limitato dalla superficie topografica attuale. Il sintema dell' Isola d'Ischia comprende quattro subsintemi.

- *subsintema di Ischia Porto*: è delimitato al tetto dalla superficie topografica attuale. La base è delimitata da un paleosuolo (5.585+/-300 anni da oggi, ORSI *et alii*, 1996) a tratti con depositi di materiale rimaneggiato, che si rinviene in maniera continua in tutta la zona est dell'isola e che segna una lunga stasi della attività vulcanica che precede l'eruzione idromagmatica di Piano Liguori.

- *subsintema di La Rita-M. Caccaviello*: questo racchiude tutti i depositi vulcanici ed epiclastici che si trovano nell'area NE-NO (15.800+/-1.400 - 5.585+/-300 anni da oggi). La superficie di tetto corrisponde alla stasi deposizionale marcata dal paleosuolo datato a 5.585+/-300 anni da oggi (ORSI *et alii*, 1996). La superficie di base è invece costituita da una superficie strutturale dovuta al sollevamento del M. Epomeo visibile ad est in corrispondenza dei duomi di M.te Trippodi e Costa Sparaina.

- *subsintema di Campotese*: in questo sono inseriti i depositi sedimentari e vulcanici delle eruzioni principalmente presenti nel settore S-SO dell'isola, alcuni dei quali ubicati nell'*off-shore* antistante questo settore (33.300+/-5.700 -15.800+/-1.400 anni da oggi). Il subsintema è delimitato al tetto dalle superfici strutturali che delimitano il blocco del Monte Epomeo, mentre la base è delimitata da superfici erosive sviluppate sulle unità tufacee e piroclastiche del sub sintema sottostante.

- *subsintema Fontana-Fasano*: in questo sono inseriti i depositi vulcanici emessi da eruzioni avvenute lungo le faglie bordiere del Monte Epomeo. Il subsintema è delimitato al tetto da superfici erosive dovute a fenomeni di rimobilizzazione delle unità tufacee e piroclastiche, mentre la base è delimitata dalle superfici strutturali che delimitano il blocco risorgente nella zona di Ciglio, Serrara e Cava Petrella.

Il *sintema di Buceto* comprende depositi tufacei epiclastici e sedimentari marini sollevati a quote superiori ai 500 m. Questo sintema è separato da quello dell'isola d'Ischia da una superficie erosiva, con la locale presenza di un paleosuolo, generata in seguito al sollevamento dei depositi afferenti a questo sintema. La base del sintema invece è marcata dalla discordanza strutturale che interessa le unità ignimbritiche che formano il blocco del Monte Epomeo nel settore NE. Al suo interno sono stati individuati due subsintemi: il *subsintema di Piani di San Paolo* e il *subsintema di Fasaniello*. La superficie di discontinuità che li separa, corrisponde ad una netta discordanza angolare presente alla base dell'*unità di Cava Leccie*, con i depositi dell'*unità di Cava Leccie* che immergono di pochi gradi verso nord, mentre i sottostanti depositi epiclastici dell'*unità di Campomanno* hanno pendenze superiori a 60-70°.

Il *sintema del Rifugio di San Nicola* è compreso tra una discontinuità di origine strutturale ed erosiva che si osserva a tetto delle unità ignimbritiche del blocco risorgente del M. Epomeo e quella alla base, di tipo tettonico ed erosivo, presente al tetto delle unità di Ischia antica.

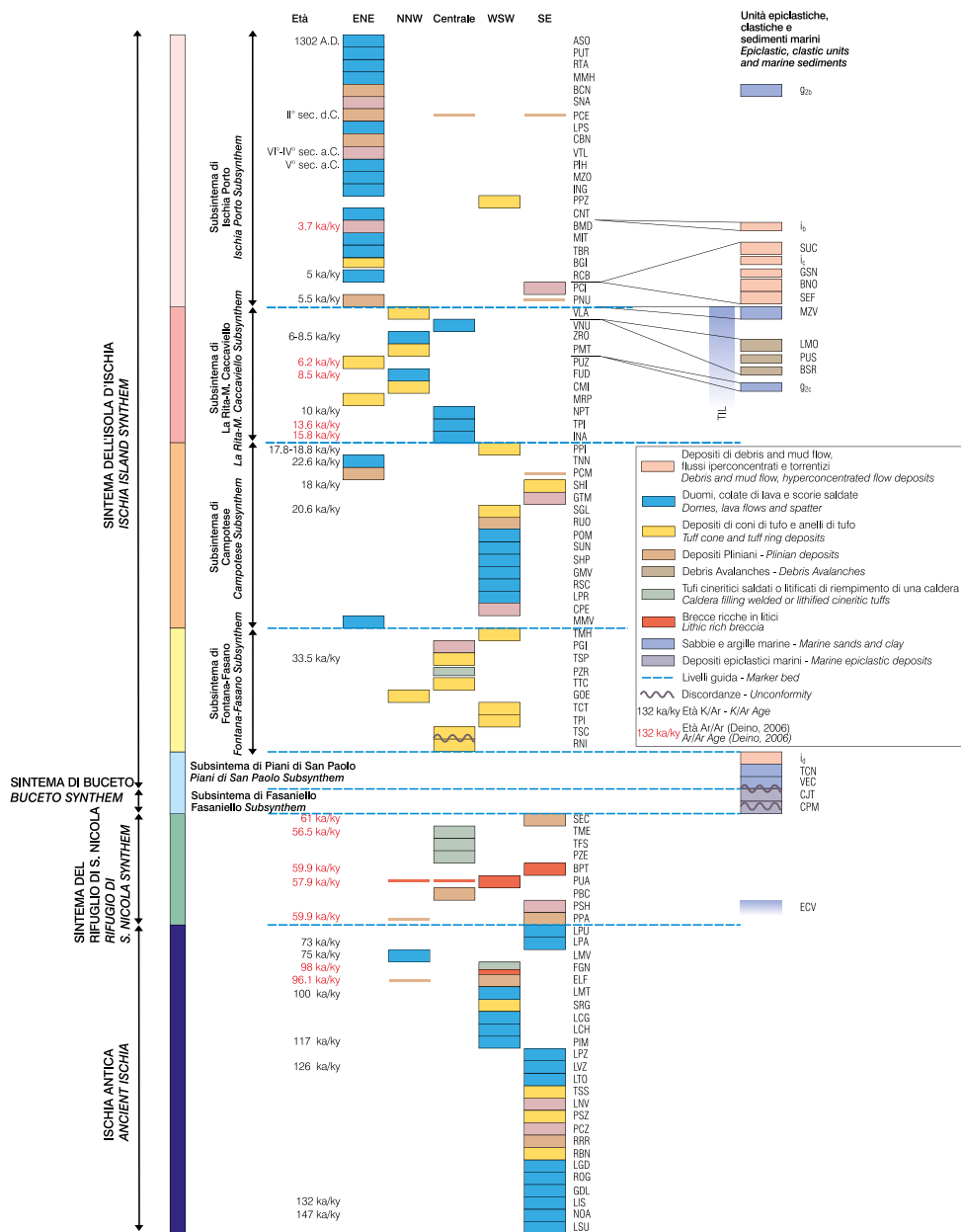


Fig. 11 - Schema della suddivisione dell'Isola di Ischia in settori mediante la distribuzione dei depositi delle unità cartografate (non tutte le unità presenti in questo schema sono riportate sul Foglio), la zona di provenienza e la possibile ubicazione del centro eruttivo.

È stata poi istituita un'unità informale denominata di Ischia antica che racchiude tutti i depositi vulcanici pre 73.000 anni. Questa unità presenta al tetto una superficie erosiva che la separa dal *sintema del Rifugio di San Nicola* mentre non è visibile la base.

Il rilevamento e la successiva fase di ricostruzione stratigrafica hanno messo in luce una complessa distribuzione dei depositi vulcanici dovuta principalmente all'alto numero di eruzioni e alla mancanza di continuità laterale dei depositi. Si è osservato che, salvo alcune rare eccezioni (ad es., *piroclastiti del Cretaio* e *piroclastiti di Piano Liguori*), le unità vulcaniche hanno una distribuzione localizzata in settori specifici dell'isola e che solo all'interno di questi settori è possibile ricostruire una sequenza stratigrafica completa. Per questi motivi in legenda è stata proposta, oltre alla classica sequenza stratigrafica delle unità, anche una suddivisione in settori al fine di poter individuare meglio l'area di appartenenza di ogni unità. L'isola pertanto è stata suddivisa in cinque settori (Centrale, NNO, ENE, SE, OSO) tenendo in considerazione principalmente la distribuzione dei depositi delle unità cartografate, la zona di provenienza e, nel caso delle unità vulcaniche, la possibile ubicazione del centro eruttivo (Fig. 11).

Nei paragrafi successivi verranno descritte in dettaglio le unità litostratigrafiche afferenti ai singoli raggruppamenti, sintemi e subsintemi, partendo dalle unità più antiche.

1.1. - ISCHIA ANTICA

1.1.1. - unità della spiaggia della Scarrupata (LSU)

In questa unità sono comprese due unità subvulcaniche, tabulari, olocristalline, a composizione trachitica, dello spessore di circa 15-20 m, affioranti lungo la parte bassa della falesia della Scarrupata di Barano (Fig. 12). Le rocce cristalline che formano i corpi tabulari sono di colore grigio, fortemente porfiriche a sanidino che raggiunge sovente dimensioni superiori al cm; si osservano fessurazioni colonnari di raffreddamento perpendicolari alle superfici esterne dei corpi tabulari ed evidenti segni di alterazione idrotermale. L'unità più occidentale si presenta fortemente tettonizzata con sviluppo di faglie verticali con componenti oblique e sviluppo di strie che interessano il corpo tabulare stesso e le rocce incassanti. La porzione orientale è ricoperta da depositi di frana ed appare idrotermalizzata.

1.1.2. - scorie saldate di Punta della Signora (NOA)

L'unità **NOA** è formata da strati metrici di scorie saldate di colore grigio scuro nerastro che affiorano lungo l'omonima falesia (Fig. 13). La composizione delle scorie è trachitica e nel complesso il deposito si presenta grossolanamente



Fig. 12 - *Dicco della Scarrupata di Barano. Il corpo tabulare è olocristallino di colore grigio rosato, fortemente porfirico a sanidino; presenta una fessurazione colonnare ben sviluppata ed appare notevolmente fratturato. Il dicco è ricoperto dal detrito di falda.*

stratificato. L'unità nel complesso cupoliforme appare tettonizzata e smembrata in due blocchi da una faglia normale ad alto angolo. L'immersione degli strati di scorie saldate è verso NE. La messa in posto di questo deposito di caduta, spesso oltre 40 m, è legata ad un'attività esplosiva di fontanamento di un centro eruttivo locale, oggi mancante della sua parte meridionale, localizzato probabilmente nell'attuale *off-shore*. Questo centro eruttivo forma, con numerosi altri vulcani di dimensioni relativamente piccole, il campo vulcanico di Ischia antica.

Età K/Ar 147.000 ± 3.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.1.3. - scorie saldate del Castello d'Ischia (LIS)

L'unità **LIS**, spesso più di 80 metri, appare fittamente stratificata ed è formata da una successione di strati metrici e plurimetrici di scorie saldate trachitiche grigio chiare nella parte alta e grigio nerastre nelle porzioni inferiori fortemente saldate (facies laviche). La falesia marina settentrionale rende visibile la struttura del centro eruttivo che appare formato da un cono di scorie disseccato da una faglia diretta ad andamento NE-SO che disloca verso nord il piccolo edificio.



Fig. 13 - *Scorie saldate di Punta della Signora (NOA).*

La faglia diretta espone in maniera didattica la struttura del centro eruttivo. Si osserva il condotto eruttivo e l'aggradazione degli strati di scorie saldate di caduta che delineano il cratere e che hanno formato il cono (Fig. 14). L'erosione marina evidenzia sul versante sud banchi di scorie saldate discordanti che sembrano suggerire l'esistenza di un altro centro eruttivo simile che probabilmente era localizzato ad ovest dell'edificio del Castello. A tetto delle *scorie saldate del Castello d'Ischia* sul versante meridionale, relativamente ben conservato, sono presenti strati metrici e plurimetrici di lapilli pomicei di caduta riconducibili alla *formazione di Pignatiello* Auctt. con intercalati livelli di lapilli scoriacei legati all'attività dei centri eruttivi del Canale d'Ischia. L'unità è stata in passato erroneamente interpretata come legata ad un duomo lavico (VEZZOLI, 1988). L'età dell'unità ottenuta con metodo K/Ar da POLI *et alii* (1987) fornisce un valore di 132.000 ± 3000 - 140.000 ± 3000 anni da oggi. Nell'area marina a nord del Castello sono presenti manifestazioni gassose. Queste sono probabilmente legate a risalite di fluidi idrotermali che avvengono in corrispondenza dell'importante faglia NE-SO che disloca a nord le *scorie saldate del Castello d'Ischia*.



Fig. 14 - Centro eruttivo del Castello d'Ischia. Si osservano i banchi di scorie saldate ed il condotto del vulcano esposti sulla parete strutturale settentrionale dell'isolotto.

1.1.4. - lave de La Guardiola (GDL)

Questa unità si colloca alla base della falesia sud orientale dell'isola, nella zona de La Guardiola. Il deposito, dello spessore massimo di circa 220 m, è legato all'attività esplosiva, fontana di lava, di un centro eruttivo locale. L'affioramento è formato da livelli grossolanamente stratificati di scorie saldate e fortemente saldate sino a facies laviche a composizione trachitica di colore grigio nerastro. L'area craterica delle *lave de La Guardiola* era probabilmente ubicata nell'*off-shore* a sud dell'area di esposizione. L'unità è fortemente tettonizzata ed appare delimitata da faglie dirette subverticali.

1.1.5. - scorie saldate di Capo Grosso (ROG)

L'unità comprende i banchi di scorie saldate di colore grigio nerastro che formano la punta di Capo Grosso con uno spessore complessivo di 30 m. L'unità stratificata presenta alla base un deposito costituito da livelli di lapilli pomicei e

ceneri leggermente litificati di colore marrone, legato probabilmente a fasi esplosive idromagmatiche di apertura. Composizione trachitica.

1.1.6. - tufi della Scarrupata di Barano (RBN)

Questa unità include i tufi gialli e biancastri affioranti nella parte basale della falesia della Scarrupata di Barano, nel settore compreso tra la baia di San Pancrazio fino a La Guardiola. Sono presenti livelli ricchi in lapilli accrezionari. I depositi sono costituiti da tufi gialli stratificati o massivi fratturati (Fig. 15) ed hanno giacitura suborizzontale o immergente di pochi gradi verso NE; superano i 100 metri di spessore e comprendono depositi legati all'attività esplosiva di più centri eruttivi (coni di tufo) che formavano l'ossatura del settore sud orientale dell'isola. Nelle sequenze di tufi sono visibili superfici erosive e paleosuoli. L'unità è ricoperta in discordanza angolare dalle *piroclastiti de La Carrozza*, dalle *scorie saldate del Torone* e dalla *formazione di Pignatiello* Auctt. Tra i centri eruttivi è ancora ben ricostruibile il *tuff cone* della Scarrupata; a mare, in corrispondenza



Fig. 15 - Tufi gialli della Scarrupata di Barano. È visibile una porzione di tuff cone del campo vulcanico di Ischia antica, spiaggia della Scarrupata.

del sentiero che discende alla spiaggia della Scarrupata, sono visibili i resti del *plug* subcircolare formato da trachiti olocristalline che potrebbe rappresentare il condotto di alimentazione del cono di tufo.

1.1.7. - *piroclastiti de La Carrozza (PCZ)*

L'unità affiora in maniera discontinua nel settore SE dell'isola. Alcuni affioramenti si rinvennero sul lato orientale della Scarrupata di Barano, al di sotto delle *scorie saldate del Torone*, nella parte alta della falesia denominata della Carrozza e all'interno di alcuni impluvi sul versante interno di Monte di Vezzi, nella zona denominata Costa del Ruscello.

Il deposito ha uno spessore complessivo di circa 60 m e, in affioramento sul lato mare (Fig. 16), si presenta come un'alternanza di depositi di colore grigio-biancastro pomicei, clasto-sostenuti, di caduta con intercalati minori livelli aranciati e livelli saldati cineritici ricchi in fiamme di colore nerastro. Sul versante interno di Costa del Ruscello tali depositi sono visibili in quasi tutta la loro potenza all'interno delle forre che si sviluppano a partire dalla cengia formata dalle scorie saldate e fortemente saldate (*facies laviche*) del centro eruttivo del Monte di Vezzi (rappresentate nell'unità delle *scorie saldate del Torone*) che ricoprono le piroclastiti della Carrozza. I banchi di lapilli pomicei sono notevolmente compattati. La successione descritta, molto spessa, è con tutta probabilità da ascrivere ad attività esplosiva di tipo pliniano del campo vulcanico di Ischia antica. Comprende anche le piroclastiti affioranti lungo la falesia di Carta Romana costituite da livelli di lapilli pomicei di caduta biancastri con uno spessore complessivo di circa 5 m; i singoli livelli risultano essere clasto-sostenuti, da mediamente a ben classati, da massivi a laminati per fenomeni di rimobilizzazione sul versante (Fig. 17). Si tratta di depositi di eruzioni pliniane avvenute intorno a 100 ka nel campo vulcanico di Ischia antica. Comprende inoltre un deposito massivo cineritico ricco in scorie appiattite (fiamme), lentiforme, saldato, di colore nero, dello spessore variabile da 2 a 7 m. Questo ricopre, in discordanza angolare, i depositi di lapilli di caduta precedentemente descritti. È ascrivibile alla deposizione da una corrente di densità piroclastica.

1.1.8. - *piroclastiti di Punta della Pisciazza (PSZ)*

In questa unità sono inclusi i prodotti di caduta affioranti lungo il tratto di falesia che da Carta Romana arriva a Punta della Pisciazza. Tali depositi sono ricoperti dalle *scorie saldate del Torone*. Il deposito è costituito da un'alternanza di strati di lapilli pomicei e scoriacei di caduta e bombe laviche, clasto sostenuti, mal classati, da massivi a grossolanamente stratificati, ricchi in litici lavici dello spessore di circa 5-6 m (Fig. 18).



Fig. 16 - piroclastiti de La Carrozza (**PCZ**). Banchi di pomici trachitiche con livelli saldati, San Pancrazio Camaldoli.



Fig. 17 - piroclastiti de La Carrozza (**PCZ**). Depositi di pomici di caduta stratificati, in località Carta Romana.



Fig. 18 - Depositi delle piroclastiti di Punta della Pisciazza (**PSZ**).

1.1.9. - scorie saldate di La Navicella (**LNV**)

L'unità comprende i depositi stratificati che formano il piccolo promontorio di Punta della Cannuccia. Si tratta di strati di scorie fortemente saldate in facies lavica e scorie saldate di colore grigio-nerastro, a composizione trachitica e spessore fino a 100 metri. I depositi di questa unità poggiano a franapoggio, in forte discordanza angolare, sui *tufi della Scarrupata di Barano* (**RBN**), mentre sono ricoperti dai *tufi della spiaggia di San Pancrazio*. Sono legati ad attività di fontana di lava da un centro o da una frattura eruttiva locale (Fig. 19).

1.1.10. - tufi della spiaggia di San Pancrazio (**TSS**)

I depositi cartografati in questa unità affiorano nel settore SE dell'isola, nella parte mediana della falesia della spiaggia di Punta San Pancrazio e in parte anche all'interno del Cavone dei Camaldoli. I depositi, che raggiungono spessori di 60-70 metri, sono costituiti da tufi di colore dal giallo al biancastro, formati da un'alternanza di livelli di tufi cineritici e livelli ricchi in lapilli pomicei con litici lavici e livelli di scorie saldate, localmente con discordanze angolari interne al deposito. Si appoggiano, in maniera discordante, sulla sottostante **RBN**;

l'affioramento della baia mostra come questi tufi siano fagliati verso mare da una struttura con direzione SO-NE

1.1.11. - *scorie saldate del Torone (LTO)*

Le *scorie saldate del Torone*, insieme alle scorie saldate affioranti a Monte di Vezzi, formano l'ossatura dell'alto morfologico che va da Costa del Ruscello fino a Torri di Sopra. L'unità di colore da nero a rosso violaceo a grigiastro è formata da scorie trachitiche appiattite saldate in strati e banchi metrici e plurimetrici che, nel complesso, sviluppano una stratificazione grossolana. Nella parte bassa sono presenti scorie saldate di colore grigio scuro porfiriche a sanidino, mentre verso la parte alta passa a strati densamente saldati in facies lavica. Lo spessore complessivo raggiunge i 90 m. È questa una delle unità principali del settore SE di Ischia. La dinamica di messa in posto è da riportare ad aggradazione progressiva di scorie saldate emesse con un meccanismo di fontana di lava. La geometria dell'unità che forma un rilievo allungato in direzione NE-SO può suggerire attività esplosiva fissurale su fratture o faglie a direzione antiappenninica. L'unità è ribassata a NE da una faglia diretta con direzione N70-80° e ad O da una faglia circa NS. Età K/Ar 130.000+/-3.000 anni da oggi (CASSIGNOL & GILLOT, 1982).

A monte di Vezzi i depositi di questa unità sono formati da banchi molto spessi



Fig. 19 - *scorie saldate di la Navicella (LNV) in prossimità di Punta della Cannuccia. Si osserva l'appoggio in discordanza sulla parte inferiore dei tufi della Scarrupata.*

di scorie saldate e fortemente saldate (facies laviche talora con *jointing* colonnare), di colore nero-grigiastro, porfiriche a sanidino, di composizione trachitica. Sul versante mare, alle scorie saldate grossolanamente stratificate si associa la colata o pseudo colata di lava che ha fluito verso sud ben visibile lungo la falesia. Le *scorie saldate del Torone* ricoprono i *tufi della Scarrupata di Barano*, mentre sono ricoperte dalla *formazione di Pignatiello* Auctt. e dalle *piroclastiti di Piano Liguori*. L'unità testimonia un'intensa attività esplosiva probabilmente fissurale che si è sviluppata intorno a 130 ka in questo settore dell'isola. Le *scorie saldate del Torone* appaiono fortemente tettonizzate e formano la parte superiore del blocco strutturale di Carta Romana - Vezzi.

Età K/Ar 126.000+/-4.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

1.1.12. - lave di Punta San Pancrazio (LPZ)

Comprende le lave che formano Punta San Pancrazio. Si tratta di lave massive di colore nero-grigiastre, trachitiche e di livelli di scorie saldate porfiriche a sanidino che si appoggiano sopra i depositi della Scarrupata di Barano (Figg. 20, 21), con spessori fino a 100 metri. Le lave sono ricoperte dai depositi della *formazione di Pignatiello* Auctt., dalle *piroclastiti della Secca d'Ischia* e dalle *piroclastiti di Piano Liguori* che negli affioramenti più verso sud poggiano direttamente sulle lave. Le *lave di San Pancrazio* sono tagliate da due faglie dirette. Rappresentano con tutta probabilità il fronte di un duomo-colata, probabilmente ubicato nell'*off-shore* della Scarrupata di Barano, collassato verso mare.

1.1.13. - lave di Punta Imperatore (PIM)

Sono inserite in questa unità le lave che affiorano presso Punta Imperatore dove costituiscono la parte bassa di questa falesia. Le lave scoriacee sono di colore grigio, massive, hanno composizione trachitica; a tratti si riconoscono *joint* verticali; lo spessore varia da 5 a 30 m. La parte alta dell'unità è modellata da una superficie di abrasione marina (Fig. 22) con lenti di sedimenti sabbiosi sopra la quale si è sviluppato un paleosuolo ricoperto da depositi di lapilli pomicei di caduta con cineriti e paleosuoli intercalati dello spessore di 0.7-3 metri. Verso la spiaggia di Agnone e verso lo Scarrupo di Panza queste lave sono fagliate e scompaiono al di sotto del livello del mare. Erà K/Ar 117.000+/-3.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

1.1.14. - lave di Punta Chiarito (LCH)

Le lave massive a composizione trachitica e di colore grigio afferenti a questa unità formano il promontorio di Punta Chiarito dove sono ricoperte dai *tufi di*



Fig. 20 - lave di Punta di San Pancrazio (LPZ).



Fig. 21 - lave di Punta di San Pancrazio. Si osserva un cuneo strutturale delimitato da faglie che dislocano la colata. L'unità lavica è ricoperta dalle piroclastiti della formazione di Pignatiello e della Secca d'Ischia del sistema del Rifugio di San Nicola.



Fig. 22 - lave di Punta Imperatore (**PIM**). Le lave sono interessate da una superficie di abrasione e ricoperte da sabbie in lenti e depositi piroclastici e da strati di pomici con paleosuoli intercalati seguiti da breccie co-ignimbritiche legate ad eruzioni parossistiche di Ischia antica.

Sant'Angelo. Appaiono intensamente fratturate e rappresentano solo una piccola parte del duomo che le ha originate, in parte eroso dall'azione del mare ed in parte smantellato dall'attività tettonica come testimoniato dalla faglia che delimita queste lave ribassandole verso nord. Lo spessore raggiunge i 50 m. In questa unità sono compresi anche i tufi di colore giallo che poggiano direttamente sulle lave e che affiorano sul lato est ed ovest del promontorio.

1.1.15. - lave di Capo Negro di Ischia (**LCG**)

In questa unità sono cartografate le lave che formano il promontorio di Capo Negro e le piroclastiti, le breccie ed i tufi gialli che ricoprono le lave. Le lave sono compatte, con pasta di fondo grigia e fenocristalli di sanidino e biotite, a composizione trachitica; formano una struttura domiforme e sono fratturate in blocchi ed intensamente fumarolizzate; raggiungono i 50 m di spessore. Al tetto sono ricoperte dalle unità piroclastiche della breccia del Porticello e delle *piroclastiti di Cava*

Pelara. A cava Pelara è esposto un dicco iniettato in corrispondenza di una faglia diretta che ribassa le *lave di Capo Negro di Ischia* verso nord-est. A Sorgeto, sopra **LCG**, si appoggiano tufi non cartografabili separatamente, accorpati in questa unità (Fig. 23). Sono formati da una fitta alternanza di livelli di tufi cineritici giallo-ocracei spesso a laminazione incrociata e livelli di tufi breccia ricchi in lapilli pomicei molto porfirici a sanidino centimetrico, bombe e blocchi litici. Rappresentano i depositi di un cono di tufo idromagmatico locale di cui oggi non è più ricostruibile l'edificio; poggiano sopra le *lave di Capo Negro di Ischia* e sono coperti dalle *piroclastiti di Cava Pelara*. La successione dei tufi è fagliata verso sud da una faglia diretta. Il piano di faglia, chiaramente visibile, è sigillato dai *tufi di Sant'Angelo* (Fig. 23). In corrispondenza di questa importante struttura tettonica emerge la sorgente ipertermale di Sorgeto (80° C) caratterizzata da acque clorurato alcaline.

1.1.16. - *lave di Monte Sant'Angelo di Ischia (LMT)*

Le *lave di Monte Sant'Angelo di Ischia* formano l'ossatura del promontorio omonimo (Fig 24). Le lave di composizione trachitica e fortemente porfiriche a sanidino appaiono massive, di colore grigio sul versante nord, scoriacee grigio avana sul versante sud; lo spessore è >50 m. Rappresentano il resto di un duomo



Fig. 23 - Baia di Sorgeto. Tufi stratificati di Sorgeto. Sono ribassati da una faglia diretta visibile nella foto e sono ricoperti dai tufi di Sant'Angelo in discordanza.

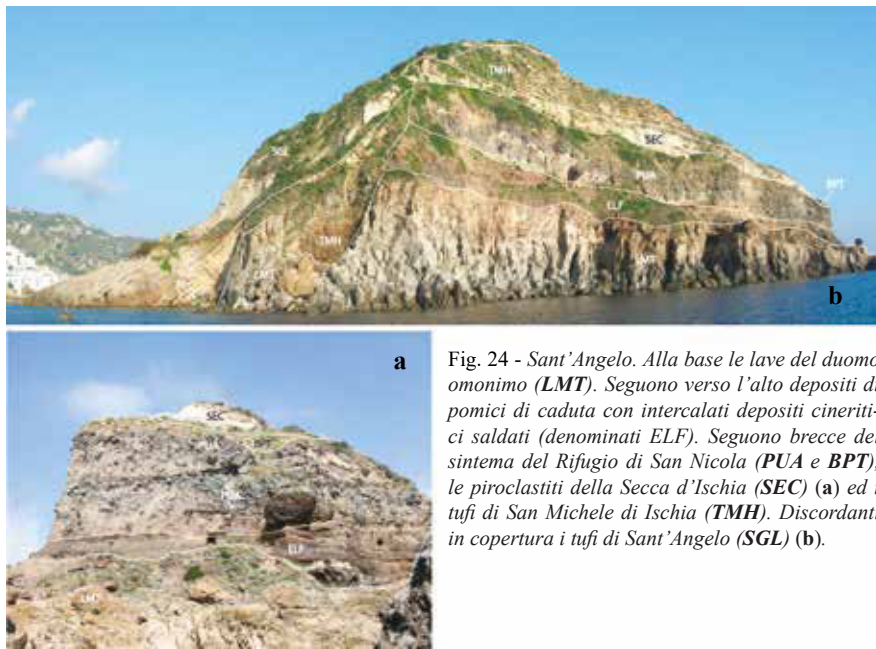


Fig. 24 - Sant'Angelo. Alla base le lave del duomo omonimo (**LMT**). Seguono verso l'alto depositi di pomici di caduta con intercalati depositi cineritici saldati (denominati **ELF**). Seguono breccie del sintema del Rifugio di San Nicola (**PUA** e **BPT**), le piroclastiti della Secca d'Ischia (**SEC**) (**a**) ed i tufi di San Michele di Ischia (**TMH**). Discordanti in copertura i tufi di Sant'Angelo (**SGL**) (**b**).

che formava il campo vulcanico di Ischia antica. Il corpo lavico è fagliato a nord ed il piano di faglia è in parte sigillato dai più recenti depositi tufacei di Sant'Angelo. L'erosione espone a nord, alle spalle della banchina del porticciolo, una faglia diretta verticale nella quale si è impostato un piccolo condotto esplosivo riempito da breccie di condotto. Presso Punta Sant'Angelo, le lave sono interessate da una superficie di abrasione marina che si sviluppa a circa +5 m s.l.m. Su questa superficie si è sviluppato un paleosuolo al di sopra del quale si trovano livelli metrici e decimetrici di piroclastiti pomicee e cineritiche con interposti paleosuoli. Questa situazione è simile a quella osservata a tetto delle *lave di Punta Imperatore*. Le lave hanno età radiometrica K/Ar di 95.000 ± 3.000 - 100.000 ± 9.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

L'unità lavica è ricoperta da piroclastiti di spessore variabile da 1 a 5 m formate da depositi stratificati di lapilli pomicei da decimetrici a metrici clasto sostenuti, ben classati, di caduta, non cartografabili singolarmente, con intercalate ceneri e ceneri saldate con fiamme di colore grigio violaceo da colata piroclastica (Fig. 24). Questi depositi, ascrivibili ad eruzioni esplosive di tipo pliniano, sono correlabili a quelli che affiorano a Punta Imperatore; hanno età radiometrica Ar/Ar di 96.700 ± 9.000 anni da oggi.

1.1.17. - *piroclastiti della spiaggia di Agnone* (FGN)

I depositi che formano questa unità affiorano esclusivamente lungo la falesia di Punta Imperatore. Si tratta di depositi piroclastici di spessore variabile tra 30 e 40 m compresi tra due discordanze erosive ben definite: quella inferiore è rappresentata dalla superficie di abrasione marina che interessa le *lave di Punta Imperatore* mantellate da livelli metrici di pomici e ceneri; quella superiore è rappresentata da una superficie erosiva incisa nelle stesse piroclastiti e da una discordanza tettonica (Fig. 25). Queste piroclastiti erano state attribuite da VEZZOLI (1988) all'eruzione del Tufo Verde dell'Epomeo anche se i nuovi dati radiometrici escludono questa attribuzione.

La parte inferiore del deposito è costituita da brecce piroclastiche, impoverite in fini, spesse circa 15 m. Le brecce sono formate da lapilli pomicei e bombe di composizione trachitica, fortemente porfirici a sanidino e biotite, litici anche plurimetrici, lave idrotermalizzate varicolori, abbondanti sieniti; il deposito, da massivo a grossolanamente stratificato con strutture incrociate nella parte alta (megadune?), è impoverito in matrice cineritica. Alla base delle brecce si rinvencono lenti di lapilli e bombe pomicee, clasto sostenuti, di caduta, di colore grigio, porfiriche a sanidino; questi poggiano su un paleosuolo sviluppato



Fig. 25 - *Successione di Punta Imperatore. Dalla base: lave di Punta Imperatore; piroclastiti della spiaggia di Agnone; tufi di Citara; piroclastiti dello Scarrupo di Panza.*

su livelli di lapilli pomicei trachitici. Le caratteristiche sedimentologiche fanno interpretare queste piroclastiti grossolane arricchite in litici come depositi di colata piroclastica di tipo *co-ignimbrite lag breccia* o come brecce prossimali di una eruzione di elevata magnitudo di tipo pliniano-ignimbritico. I depositi inferiori dell'unità affiorano esclusivamente lungo la falesia di Punta Imperatore (Fig. 26). Appare problematico stabilire l'area di provenienza di queste piroclastiti. Età Ar/Ar 96.700 ± 900 - 98.000 ± 700 anni da oggi.

Il deposito passa verso l'alto, attraverso una superficie erosiva ed un paleosuolo con uno spessore complessivo di circa 40 m, ad una sequenza di strati da spessi a molto spessi di colore da bianco a marrone bruno a nerastri, di tufi ricchi in lapilli pomicei e tufi cineritici, con dispersi litici lavici grigi che, nel complesso, danno un aspetto stratificato al deposito. A varie altezze si riconoscono alcuni livelli discontinui più scuri formati da scorie saldate. Alla base della sequenza si osserva un'alternanza di tufi cineritici e livelli di tufi a lapilli pomicei brunastri con evidenti impronte di impatto. Lo spesso deposito piroclastico grossolano descritto affiora in parete verticale ed appare legato ad una attività esplosiva di elevata magnitudo. L'assenza di altri affioramenti ne rende problematica l'interpretazione



Fig. 26 - Particolare del deposito inferiore a Punta Imperatore. Breccia co-ignimbritica impoverita in fini.

genetica anche se l'associazione con il deposito sottostante formato da brecce piroclastiche prossimali evidenzia l'avvenimento ad Ischia, intorno a 100 ka fa, di grandi eruzioni esplosive di tipo pliniano-ignimbritico.

1.1.18. - lave di Monte Vico (LMV)

Il Monte Vico è un rilievo collinare che si trova nel settore costiero nord dell'isola tra la baia di San Montano e l'abitato di Lacco Ameno. È formato per lo più da lave legate all'attività di un duomo ubicato nella zona di Santa Restituta-Lacco Ameno ribassato da faglie nelle parti sud-occidentale e meridionale. Nella porzione NO della collina le lave, di composizione trachitica, sono da massive a grossolanamente stratificate, di colore grigio ed immergono di diversi gradi a N-NO. Il lato orientale è invece formato da lave brecciate e fumarolizzate fortemente tettonizzate. Le lave appartenenti all'attività effusiva del duomo di Monte Vico (Fig. 27) hanno uno spessore variabile da 10 a 80 m e sono ricoperte dalle pomici della *formazione di Pignatiello* Auctt. (non cartografabili) e da depositi cineritici di colata di ceneri e da brecce correlabili con depositi subaerei delle successioni ignimbritiche del *sintema del Rifugio di San Nicola*.

Età K/Ar 75.000+/-1.700 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).



Fig. 27 - Duomo di Monte Vico.

1.1.19. - lave di Parata (LPA)

La base del tratto di costa che va da Punta di Grotta di Terra fino a Punta del Lume è formata dalle lave dell'unità **LPA** (Fig. 28). Il deposito, di spessore compreso tra 9 a 50 m, è formato dalla sovrapposizione di più colate di lava a blocchi di colore grigio-nerastre di composizione trachitica, porfiriche a sanidino. Alcune strutture di flusso presenti nelle singole colate indicano una direzione di provenienza da SE verso NO. Le lave di Parata sono ricoperte, con continuità, dai depositi della *formazione di Pignatiello* Auctt. Età K/Ar 73.000 ± 2.500 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.2. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)

Viene di seguito presentata una sintesi delle diverse formazioni ed unità che formano il sintema per facilitare la visione d'insieme di questa unità stratigrafica a limiti inconformi, particolarmente complessa per il grande numero di eruzioni che hanno contribuito a fornire i depositi della unità stessa. Il *sintema del Rifugio di San Nicola* rappresenta una delle unità chiave nella storia evolutiva del campo vulcanico ischitano comprendendo i depositi piroclastici delle più grandi eruzioni esplosive avvenute sull'isola, di tipo pliniano ed ignimbrítico, anche se, come visto nei paragrafi precedenti, il campo vulcanico ischitano, anche nel periodo



Fig. 28 - lave di Parata (**LPA**). Si osserva la spessa colata lavica trachitica ricoperta in paraconcordanza dai livelli di pomici pliniane di Pignatiello; chiudono la sequenza in discordanza le piroclastiti della Secca d'Ischia.

più antico di attività, è stato più volte interessato da eruzioni esplosive di elevata magnitudo ed intensità. In particolare il sintema contiene le piroclastiti pomicee della formazione di Pignatiello con i depositi di almeno 10 eruzioni di tipo pliniano di cui alcune disperse sui Campi Flegrei continentali e sull'Isola di Procida, e le eruzioni ignimbriche del *sintema di Rifugio di San Nicola*. Queste includono numerose unità sia in facies intracalderica sottomarina che subaerea prossimale eruttate da sistemi eruttivi interni all'isola (tra queste il "Tufo Verde dell'Epomeo Auct.") che eruzioni parossistiche dal vulcano della Secca d'Ischia ubicato nell'*offshore* sudorientale ischitano.

Il sintema è delimitato alla base da una discordanza erosiva/strutturale che interessa le sottostanti unità laviche e piroclastiche di Ischia antica; a tetto è delimitato da discordanze strutturali ed erosive. Le unità litostratigrafiche comprese in questo sintema sono accomunate dall'età di messa in posto, simile per i depositi menzionati e compresa tra circa 75 e 60 ka per la formazione inferiore del sintema (*formazione di Pignatiello* Auctt.) e tra 60 e 56 ka per le grandi unità ignimbriche. Per queste ultime si osserva un *cluster* di età intorno a 60 ka. Intorno a questo periodo sono quindi avvenute nel campo vulcanico ischitano una serie di eruzioni esplosive cataclismatiche che hanno modificato in maniera sostanziale l'assetto dell'isola. L'area occupata attualmente dal Monte Epomeo ed i settori interni di Ischia sono stati interessati prima dalle eruzioni pliniane e subpliniane della formazione di Pignatiello con conseguenti collassi calderici. Le aree calderiche collassate, occupate dal mare e soggette a rapida sedimentazione epiclastica, sono state poi interessate dalle eruzioni ignimbriche del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt., del *tufo di Frassitelli* e del *tufo del Pizzone*. I depositi delle correnti di densità che sono stati depositi nel corso dei parossismi esplosivi di queste eruzioni presentano facies estremamente diverse in funzione della prossimalità al centro eruttivo, della paleogeografia e della dinamica delle eruzioni stesse. In carta sono stati rappresentati depositi di tre diverse facies schematizzati in Figura 29.

Facies intracalderiche sottomarine fortemente idrotermalizzate

Sono rappresentate da spesse sequenze di tufi massivi ricchi in matrice cineritica e pomicea, da saldati a litificati con associati banchi di breccie anche plurimetri arricchiti in litici. Questi depositi occupano il settore centrale dell'isola ed in particolare formano la successione piroclastica, spesso in totale più di 700 metri, sollevata, deformata ed idrotermalizzata del blocco risorgente del Monte Epomeo. La presenza alla base della successione di depositi epiclastici fossiliferi marini e la composizione geochimico-isotopica dei minerali secondari dei tufi indicano chiaramente che queste unità sono state deposte in ambiente marino (SBRANA *et alii*, 2009). Il forte ispessimento indica che i depositi di queste unità rappresentano facies intracalderiche sedimentate con tutta probabilità in una struttura calderica

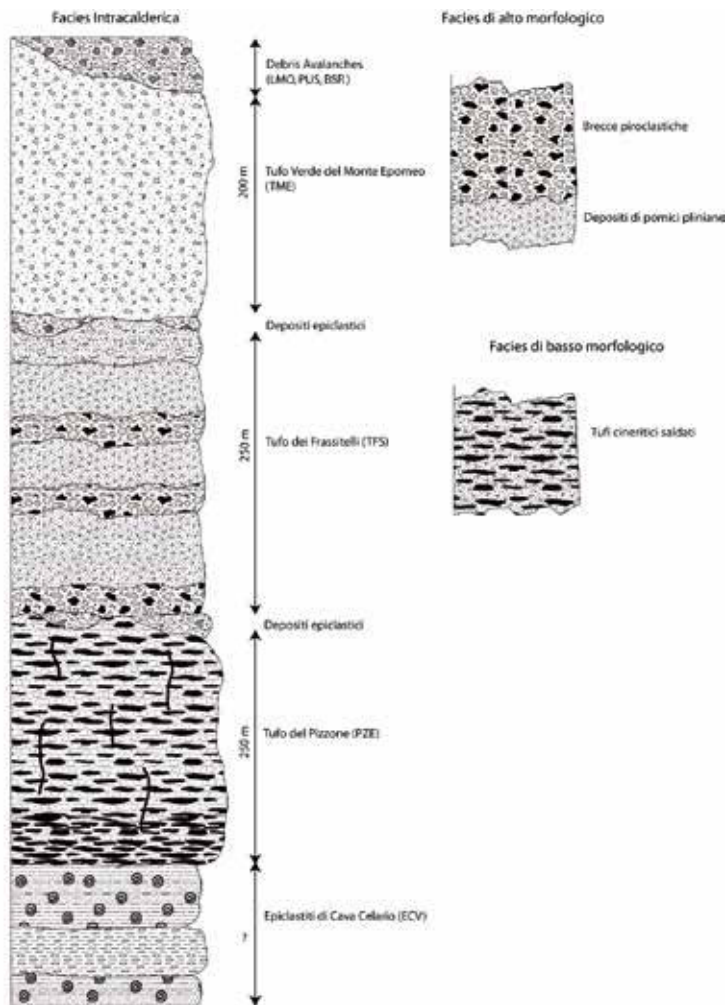


Fig. 29 - Successione ricostruita e facies delle eruzioni ignimbritiche del sistema del Rifugio di San Nicola: tufo del Pizzone, tufo dei Frassitelli, Tufo Verde del Monte Epomeo.

preesistente ulteriormente collassata in condizioni sineruttive. A questa facies appartengono le formazioni del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt., del *tufo di Frassitelli* e del *tufo del Pizzone*.

Facies subaeree ignimbriche di basso morfologico

La seconda facies è rappresentata da depositi, spessi pochi metri, di colate di cenere saldate massive (*welded ash flow tuffs*) visibili sull'isola solamente negli affioramenti della spiaggia di Agnone e del Cavone dei Camaldoli. Depositi analoghi, dal punto di vista litologico, petrografico e geochimico, sono stati individuati in aree distali nei Campi Flegrei continentali, nell'area di Monte di Procida e sono rappresentati dalle ignimbriti dell'isolotto di San Martino e della falesia di Torre Gaveta. Da rimarcare che unità sismo-stratigrafiche riferibili a depositi ignimbrici e correlabili ai depositi adesso descritti sono state individuate nei fondali marini prospicienti l'isola in un areale molto vasto (vedi titolo IX - Geofisica).

Facies grossolane, brecce impoverite in fini di alto morfologico

La terza facies è rappresentata da depositi metrici di brecce piroclastiche ricche in litici (in genere rocce idrotermalizzate, sieniti, lave e tufi) ed impoverite in cenere con alla base uno strato di pomici di caduta, esposti in numerosi affioramenti, M. Vico, Capo Negro, Sant'Angelo, Porticello, Grotta di Terra. Brecce analoghe si rinvencono a Vivara, Procida, Monte di Procida. Si tratta di depositi di correnti di densità piroclastica co-ignimbrici legati a condizioni di sedimentazione specifici, di alto morfologico, subaerei probabilmente legati a fasi parossistiche delle grandi eruzioni esplosive ignimbriche che hanno portato alla messa in posto delle unità del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt., del *tufo di Frassitelli* e del *tufo del Pizzone*. Infine, stratigraficamente a tetto delle brecce sopra descritte, quindi in chiusura del sintema, si collocano i depositi piroclastici del vulcano della Secca d'Ischia. Questi hanno un'età radiometrica sostanzialmente coincidente con quella delle ignimbriti prima descritte (circa 60 ka). I depositi prossimali si collocano sui versanti di Ischia prospicienti il grande cono vulcanico sommerso della Secca d'Ischia. La composizione delle pomici e delle scorie differenzia questi prodotti da quelli delle unità immediatamente sottostanti soprattutto per la presenza di due frazioni juvenili, una trachitica e l'altra latitica, e di estesi fenomeni di *mingling* tra le due frazioni juvenili che le rendono caratteristiche e ben riconoscibili sul terreno rispetto alle unità emesse da sistemi eruttivi all'interno dell'isola (areale del Monte Epomeo).

1.2.1. - formazione di Pignatiello Auctt. (PPA)

La *formazione di Pignatiello* Auctt. è stata istituita da VEZZOLI (1988) e studiata in dettaglio da ROSI *et alii* (1988). Per fini cartografici nella formazione di Pignatiello sono stati inseriti sia depositi piroclastici che lavici, affioranti principalmente nel settore SE dell'Isola d'Ischia. Sono inoltre stati inseriti in questa unità depositi di caduta rinvenuti al di sopra delle *lave di Monte Vico*.

1.2.1.1. - membro della Baia del Porticello (**PPA₁**)

Questo membro comprende depositi piroclastici relativi ad almeno 4 diverse eruzioni. La parte basale del deposito, visibile a Baia del Porticello, è costituita da tufi cineritici di colore giallo da massivi a debolmente strutturati con intercalato un deposito di breccia piroclastica di colore nero lentiforme. La parte media e superiore del deposito è invece formata da banchi o livelli di lapilli pomicei bianco grigiastri di caduta, con spessore da metrico a plurimetrico, separati da paleosuoli. In alcuni casi ai depositi di caduta sono intercalati depositi di lapilli pomicei in matrice cineritica legati a flussi piroclastici. I singoli livelli di caduta hanno caratteristiche diverse sotto vari aspetti sedimentologici e petrografici. Si hanno infatti depositi di lapilli ben classati (Fig. 30) alternati a depositi con basso grado di classazione. Mediamente siamo in presenza di banchi o livelli massivi di lapilli e bombe pomicee anche se sono stati individuati depositi che mostrano una stratificazione molto fitta con gradazione inversa dei livelli; queste tessiture possono essere legate a processi di rimaneggiamento sul pendio. La frazione juvenile è costituita da pomici bianche e nocciola con vari gradi di vescicolazione,



Fig. 30 - *formazione di Pignatiello, pomici pliniane ben classate. Grotta di Terra.*

porfiricità e forma. Infatti si trovano pomici di forma sub-circolare e pomici a forma squadrata. I litici sono prevalentemente lave di colore grigio chiaro e in alcuni banchi si è osservato una notevole quantità di clasti di ossidiane; subordinatamente sono presenti clasti idrotermalizzati. In località Baia del Porticello, all'interno della successione, è stato riconosciuto un livello di breccia di circa 1 m, costituito da lapilli, bombe e blocchi lavici e clasti idrotermalizzati, massivo, clastosostenuto, povero in matrice.

I depositi di questo membro affiorano principalmente nella zona SE dell'isola, sul lato sud di Monte di Vezzi, con uno spessore di qualche metro (Fig. 31). In località Punta San Pancrazio e Cavone dei Camaldoli hanno lo spessore massimo di circa 60 m (Fig. 32); procedendo verso est, fino ad arrivare a Punta della Pisciazza, mantellano il versante con uno spessore costante di circa 5-10 m. Gli unici affioramenti ritrovati sul lato nord del Torone, sono quelli rinvenuti sul sentiero che da Casa Mormile porta a Piano Liguori. Alcuni affioramenti, di spessore ridotto, si ritrovano anche al di sopra del duomo lavico del M. Vico.

Stratigraficamente i depositi della *formazione di Pignatiello* Auctt. poggiano sulle *scorie saldate del Torone*, sulle *piroclastiti de La Carrozza*, sulle *piroclastiti*



Fig. 31 - *formazione di Pignatiello al Porticello.*



Fig. 32 - formazione di Pignatiello, Cavone dei Camaldoli.

di Punta della Pisciazza e sulle lave di Parata. Al tetto sono sormontate dalla breccia de Il Porticello, dalle piroclastiti della Secca d'Ischia e dalle piroclastiti di Piano Liguori. Al momento non è stato possibile definire con certezza il centro di provenienza di questi depositi.

Età Ar/Ar 59.900 $\pm$ 1.000 anni da oggi. L'età è riferita al livello di pomici superiore della formazione, in località Baia del Porticello.

1.2.1.2. - membro di Grotta di Terra (**PPA₂**)

Il membro di Grotta di Terra comprende i depositi piroclastici e lavici emessi da un centro eruttivo localizzato sul versante SE del Torone vicino alla Baia de il Porticello. Questi depositi si intercalano ai banchi di pomici pliniane di Pignatiello e derivano da una prima fase eruttiva di tipo esplosivo durante la quale si è formato un piccolo cono di scorie e pomici ormai in parte eroso e da una successiva fase effusiva che ha portato alla formazione di una colata di lava che, fuoriuscita dal cratere del cono di scorie e pomici, ha fluito sul sottostante ripido pendio (40° di pendenza) per diverse centinaia di metri (Fig. 33). Il cono di scorie è costituito da banchi e livelli di lapilli e bombe pomicee di colore grigio chiaro, lapilli e bombe scoriacee leggermente appiattiti, scarsi litici lavici, massivo, clasto sostenuto; localmente è presente cenere grossolana di colore grigio scuro; in prossimità della colata di lava si riconosce a tratti una breccia grossolana di clasti di lava e scorie nerastre. La colata di lava emessa nella seconda fase dell'eruzione ha una



Fig. 33 - Colata di lava che fuoriesce dal cono di pomici e scorie di Grotta di Terra.

lunghezza di circa 300 m e uno spessore di circa 15 m che si mantiene costante fino al mare. Si presenta di colore grigio-nerastra, porfirica a sanidino con matrice vetrosa di colore grigio, composizione trachitica.

1.2.2. - unità di Cava Celario (ECV)

Questa unità epiclastica appare molto importante dal punto di vista stratigrafico-strutturale rappresentando l'unità basale dell'intera successione del blocco risorgente del Monte Epomeo. Le caratteristiche di seguito descritte portano un nuovo contributo alla conoscenza della evoluzione geologica dell'isola nell'intervallo di attività che vede l'occorrenza di grandi eruzioni esplosive che hanno completamente modificato l'assetto del campo vulcanico. Esse forniscono dati preziosi per la ricostruzione dei fenomeni geologici avvenuti. I depositi dell'unità affiorano esclusivamente nelle profonde incisioni che solcano il fianco settentrionale del blocco dell'Epomeo, in particolare in cava Celario, alla base delle unità piroclastiche che costituiscono il *sintema del Rifugio di San Nicola*. Le esposizioni sono purtroppo frammentarie in una situazione generale di forte copertura boschiva. I depositi sono costituiti da fitte alternanze di livelli di siltiti e areniti, di colore dal bianco grigiastro al verde chiaro, al bruno, massive o debolmente laminate, litoidi.

I livelli più fini tendono ad avere una rottura di tipo concoide. Il deposito si presenta fratturato in blocchetti, da decimetrici a centimetrici, intersecati da vene e noduli di minerali idrotermali di colore verde composti da smectiti (Fig. 34). Lo stato di fratturazione è così intenso da rendere difficile in molte esposizioni la ricostruzione della stratificazione e della giacitura originaria. Nelle esposizioni più chiare queste epiclastiti giacciono a reggipoggio con immersione di pochi gradi verso sud. Le analisi petrografiche in sezione sottile ed al microscopio elettronico a scansione evidenziano depositi sedimentari formati da componenti di origine vulcanica prevalente, cristalli, clasti di tufo immersi in una matrice siltoso argillosa irrisolvibile al microscopio. In alcuni livelli sono presenti microfossili, foraminiferi che, associati alle caratteristiche sedimentologiche, indicano chiaramente un ambiente di sedimentazione marino. I sedimenti originari pur essendo scarsamente permeabili hanno subito una profonda trasformazione per circolazione di fluidi idrotermali, con una argillificazione complessiva del deposito e con formazione di vene a componente smectitica che intersecano le siltiti. La base di questa unità non è visibile. La forte tettonizzazione è legata al fatto che le epiclastiti di cava Celario sono esposte a muro nel grande sistema di faglie subverticali che svincolano a



Fig. 34 - Siltiti epiclastiche di Cava Celario. Si notano vene e microfratture riempite da minerali argillosi.

nord il blocco dell'Epomeo in sollevamento ed in parte sono coinvolte esse stesse da queste strutture. Si ricostruisce almeno un raddoppio strutturale. Lo spessore, indicativo per i problemi esposti, raggiunge i 40-50 metri. La parte alta della unità vede l'alternarsi di livelli decimetrici e metrici di piroclastiti, probabilmente primarie e di livelli epiclastici siltosi. L'unità è sormontata, in discordanza, con un contatto erosivo, dai tufi ignimbrici saldati afferenti all'unità del *tufo del Pizzone* che rappresenta l'unità vulcanica inferiore del Monte Epomeo. Anche la giacitura di questi tufi, sebbene di difficile lettura, appare a reggipoggio con una immersione verso sud. Sulla base dei rapporti stratigrafici con il *tufo del Pizzone*, l'età risulta maggiore di 61000 anni.

1.2.3. - ignimbriti di Pietra Bianca (**PBC**)

Questa unità comprende due depositi localizzati in zone distanti sull'isola: la spiaggia di Agnone (settore SO dell'isola) e il Cavone dei Camaldoli (settore SE). Questi due depositi sebbene distanti da un punto di vista spaziale, hanno le stesse caratteristiche litologiche occupando inoltre la stessa posizione stratigrafica.

Nella parte bassa della falesia della spiaggia di Agnone il deposito si presenta massivo, di colore grigio scuro, formato da lapilli pomicei e scorie in matrice cineritica saldato con tessitura eutattica ed ha uno spessore di 5-7 metri (Fig. 35).



Fig. 35 - ignimbriti di Pietra Bianca (**PBC**), spiaggia di Agnone.

Si tratta del deposito di una corrente di densità piroclastica.

Il deposito del Cavone dei Camaldoli è costituito, alla base, da un banco di circa 2-3 m di lapilli e bombe pomicee di colore marrone, molto porfiriche a sandino, subordinati litici lavici e sieniti, clastosostenuto che passa ad un deposito di colore nero dello spessore di 3 m formato da lapilli e bombe scoriacee di colore nero, appiattite, fortemente saldate, con tessitura eutattica con subordinati clasti litici lavici e sieniti, clasti idrotermalizzati, immersi in matrice cineritica saldata,

Le caratteristiche dei depositi e la posizione stratigrafica portano ad ipotizzare che questi depositi rappresentino facies legate a deposizione in bassi morfologici relativi in condizioni subaeree di correnti di densità piroclastica. Con tutta probabilità sono da correlare alle eruzioni avvenute all'interno dell'isola che hanno portato alla messa in posto delle unità ignimbriche che ora formano il blocco del Monte Epomeo. L'alterazione idrotermale subita dalle unità intracalderiche non consente un'attribuzione sicura ad una delle tre unità che formano la successione dell'Epomeo. L'abbondante matrice cineritica saldata può suggerire una correlazione più probabile con le unità inferiori, tufi del Pizzone e Frassitelli. Questa unità è inoltre da correlare con l'esteso *plateau* ignimbrico sottomarino che circonda l'isola individuato dalle prospezioni sismiche ad alta risoluzione (vedi titolo IX), e con i depositi ignimbrici saldati che si intercalano nelle successioni continentali dei Campi Flegrei a Monte di Procida.

1.2.4. - breccia di Punta Sant'Angelo (PUA)

Questa unità è costituita da brecce piroclastiche molto grossolane, in almeno due unità di messa in posto, ricche in clasti litici costituiti prevalentemente da lave trachitiche di colore grigio-nerastro con dimensioni variabile da qualche cm fino a qualche metro, tufi saldati, tufi e sieniti, immersi in una matrice di colore grigio scuro costituita da ceneri, cristalli di alcali-feldspati e frammenti di pomici e scorie grigio scure (Fig. 36).

I prodotti di questa unità affiorano soltanto sul lato ovest e sud del duomo di Punta Sant'Angelo con uno spessore variabile da pochi metri a circa 20 m. Questa breccia rappresenta un deposito di corrente di densità piroclastica correlabile con tutta probabilità ad una delle eruzioni ignimbriche che formano il blocco risorgente dell'Epomeo.

Età K/Ar 57.900+/-500 anni da oggi.

1.2.5. - breccia de Il Porticello (BPT)

È rappresentata da una breccia piroclastica eterometrica, massiva, ricca in litici costituiti da lave idrotermalizzate, abbondanti sieniti, tufi (Fig. 37); la matrice



Fig. 36 - breccia di Punta Sant'Angelo. La breccia ricopre le lave del duomo con interposti livelli di piroclastiti di flusso e di caduta.



Fig. 37 - Particolare della breccia de Il Porticello (**BPT**).

contiene abbondanti lapilli pomicei trachitici, porfirici a sanidino ed è impoverita in fini; lo spessore dell'unità varia da meno di un metro a 3-4 metri. Nella località tipo sono presenti impronte d'impatto con blocchi lavici plurimetri sviluppate nei sottostanti livelli pomicei della *formazione di Pignatiello* Auctt.

I depositi compresi in questa unità si trovano distribuiti nel settore SE lungo le falesie di Punta di Grotta di Terra (Fig. 38); altri affioramenti di piccole dimensioni (alcuni non cartografabili) si trovano sul Monte Vico, dove ricoprono le piroclastiti della *formazione di Pignatiello* Auctt., e alla Scarrupata di Barano. Nel settore SO alcuni affioramenti non cartografabili si trovano presso Capo Negro e Punta Sant'Angelo dove ricoprono la *breccia di Punta Sant'Angelo*.

Le caratteristiche del deposito fanno ritenere che si tratti delle facies prossimali di alto morfologico, subaree, delle grandi unità ignimbriche che formano il blocco del Monte Epomeo. Nell'affioramento di Punta di Grotta di Terra, alla base del deposito è presente, in maniera discontinua, un livello metrico di lapilli e bombe pomicee ben classate di tipo pliniano di colore biancastro, porfirici a sanidino.

Età Ar/Ar 59.900+/-1.000 anni da oggi.

1.2.6. - *tufo del Pizzone (PZE)*

Si tratta di tufi da fortemente saldati a saldati a tessitura eutaxitica, massivi, di colore grigio chiaro-verdastro chiaro, costituiti da fiamme e lapilli pomicei collassati ricchissimi in cristalli di sanidino e biotite, clasti litici minuti in matrice



Fig. 38 - Panoramica della breccia de Il Porticello nella sequenza del sintema del Rifugio di San Nicola.

cineritica (Fig. 39); sovente sono presenti blocchi metrici e decimetrici di rocce cristalline intrusive, sieniti. A tetto l'unità si chiude con un deposito cineritico grigio bruno saldato ricco in fiamme sub-centimetriche visibile verso la sommità di Monte Nuovo. Questo è sormontato da depositi grossolani epiclastici ricchi in blocchi esposti tra Monte Nuovo e La Falanga. Il *tufo del Pizzone* con uno spessore maggiore di 150 m è la prima unità ignimbratica che costituisce la successione del blocco del Monte Epomeo. Gli affioramenti appartenenti a questa unità sono esposti con continuità alla base della sequenza del blocco risorgente, a partire dalla località di Pera di Basso e passando per la località tipo del Pizzone, costituiscono gran parte di Punta del Monte fino ad arrivare a Pietra Martone. Il grado elevato di saldatura di questa unità consente la formazione di pareti verticali. La presenza di variazioni granulometriche nella successione può suggerire che essa sia costituita da più unità di messa in posto da correnti di densità piroclastica sedimentate in ambiente sottomarino fortemente ispessite, di riempimento di una struttura calderica. Poggia sulle siltiti della *unità di Cava Celario*. La giacitura dei depositi ignimbratici saldati è a reggipoggio con immersione verso sud. L'ignimbrite saldata appare fortemente idrotermalizzata e il massimo di alterazione idrotermale



Fig. 39 - tufo saldato del Pizzone (**PZE**). Il tufo presenta fiamme laviche ed appare profondamente idrotermalizzato.

si raggiunge nella zona di Corbaro dove il tufo è completamente idrotermalizzato in facies a strati misti clorite/smectite, adularia, albite, calcite, monazite, pirite.

Età Ar/Ar 61.000+/- 1000 anni da oggi.

1.2.7. - tufo dei Frassitelli (TFS)

Questa unità è costituita da tufi massivi, a prevalente matrice cineritica contenenti pomici di colore verdastro e scorie collassate, fiamme parzialmente collassate, convolute e sostituite da minerali idrotermali secondari per lo più fillosilicati e minerali argillosi, litici lavici, tufi e sieniti. Caratteristici livelli discontinui lentiformi di breccie segnalano la messa in posto in più unità di sedimentazione. Nelle zone di massima alterazione idrotermale assumono un colore verde piuttosto omogeneo che non permette una chiara distinzione tra le varie unità di flusso. Nelle zone in cui l'alterazione è meno pervasiva, dal basso verso l'alto del deposito, il colore passa da biancastro-verde chiaro a giallo chiaro a bianco-giallastro. La breccia presente alla base della successione è quella con lo spessore maggiore, fino a 30-40 metri (località Rione Bocca): si tratta di una breccia di colore verde, ricca in clasti lavici, litici idrotermalizzati, sieniti, tufi epiclastici cineritici biancastri e rari clasti juvenili pomicei tubulari di colore verdastro (Fig. 40).

Il tufo dei Frassitelli affiora, nella successione del blocco del Monte Epomeo, tra 250 e 500 m s.l.m. Si ritrova in maniera continua a partire da Punta Spinazzola



Fig. 40 - tufo dei Frassitelli (TFS): facies verde e facies gialla superiore.

(N) e da Capo dell'Uomo (NO) dove ha uno spessore di circa 50-70 m e poi in località Rione Bocca (O), dove raggiunge uno spessore di circa 300 m, fino ad arrivare a Pietra Martone. Questo deposito ignimbrítico comprende almeno cinque unità di flusso piroclastico riconoscibili lungo le esposizioni di Rione Bocca-Pietra Martone. Le caratteristiche sedimentarie dei depositi fanno ritenere che queste unità ignimbrítiche siano sedimentate in ambiente sottomarino dove si sono fortemente ispessiti con conseguente riempimento di una struttura calderica o di un bacino vulcano-tettonico.

Età Ar/Ar 62.000+/-1000 anni da oggi.

1.2.8. - *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt. (p.p.) (**TME**)

L'unità del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt. riportata in carta coincide soltanto in parte con l'unità del "Tufo Verde del Monte Epomeo" introdotta da RITTMANN (1930). Il nuovo rilevamento geologico di dettaglio ha permesso infatti di individuare, nelle sequenze del blocco risorgente, tre diverse formazioni due delle quali (**PZE**, **TFS**) sono state descritte precedentemente.

Il deposito ignimbrítico del **TME** ha uno spessore massimo di circa 200 metri ed è costituito da tufi pomicei e tufi cineritici a lapilli e bombe pomicee e scoriacee trachitiche, più o meno litificati anche in dipendenza del tipo e del grado di alterazione idrotermale che li ha interessati. Il colore del deposito varia, passando dalle parti basse a quelle più alte, dal verde smeraldo intenso al verde chiaro, al verde-bianchiccio fino al giallastro presentando anche notevoli variazioni laterali. In grande questa unità è costituita da una parte basale più pomicea e da una parte alta più cineritica caratterizzata, nella zona della chiesa di San Nicola, oggi Rifugio di San Nicola, dalla presenza di rare scorie trachitiche dense, di colore brunastro. Il deposito non è saldato e solo a luoghi, nella parte bassa, alcuni clasti juvenili presentano un accenno della caratteristica forma a fiamma. Il tufo, la cui frazione juvenile è ricchissima in megacristalli di sanidino e minore biotite, è idrotermalizzato in maniera pervasiva (propilitizzato), condizione che dona il caratteristico colore verde ad una parte del deposito. La paragenesi idrotermale è formata da fengite, albite, adularia, pirite e minerali argillosi. Nella parte basale del deposito si riconoscono alcuni livelli caratteristici, tra cui un livello arricchito in litici (che dà buone indicazioni sulla pseudo-stratificazione del deposito), un livello di tufo rossastro e, subito sotto, a contatto con l'unità sottostante, un livello di tufo di colore verde chiaro dello spessore di circa 1 metro (Figg. 41, 42 ,43); localmente sono presenti livelli saldati.

I prodotti di questa eruzione affiorano esclusivamente nella parte centrale del blocco risorgente del Monte Epomeo e ne costituiscono per lo più la parte apicale. Con spessori variabili tra i 100 e i 200 m si estendono da Punta Ietto fino a Trone Morgera. I rapporti con l'unità ignimbrítica sottostante, non ben esposti,

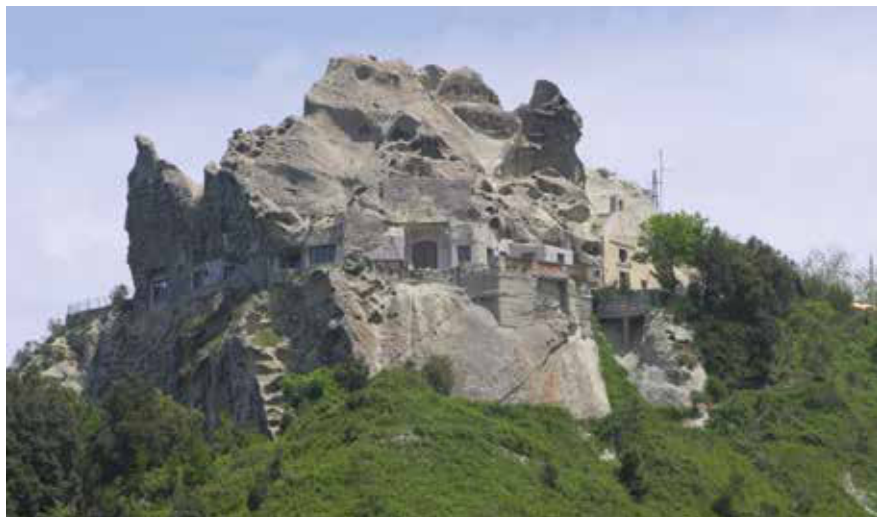


Fig. 41 - Vetta del Monte Epomeo, Tufo Verde del Monte Epomeo (TME).



avvengono attraverso una discordanza. Il passaggio al sottostante *tufo di Frassitelli* avviene per l'interposizione di un deposito plurimetrico ricco in blocchi lavici arrotondati, probabilmente epiclastico, visibile sul sentiero che corre sulla parete nord dell'Epomeo. Analogamente alle sottostanti unità piroclastiche del blocco centrale è ragionevole pensare che si tratti di depositi di colate piroclastiche sedimentati in ambiente sottomarino e fortemente ispessiti all'interno di una struttura calderica sin-eruttiva o preesistente, probabilmente in rapida subsidenza nel corso dell'eruzione.

Età Ar/Ar 56.500+/-3.000 anni da oggi.

Fig. 42 - Monte Epomeo, Tufo Verde del Monte Epomeo: particolare di superfici di distacco.



Fig. 43 - *Panoramica della successione del sintema del Rifugio di San Nicola.*

1.2.9. - *piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC)*

L'unità comprende sia depositi da caduta che da flusso piroclastico, sciolti, litificati o saldati, che sono stati emessi dal centro eruttivo della Secca d'Ischia ubicato nell'*off-shore* sud-orientale dell'isola troncato da una superficie di abrasione marina a -30 m s.l.m.

I prodotti vulcanici compresi in questa unità si trovano distribuiti prevalentemente nella zona SE che va da ovest de La Guardiola fino a Punta della Pisciazza.

Il deposito in questione presenta una stratigrafia complessa ricostruita tenendo presenti le sezioni stratigrafiche disponibili. La base è formata da un livello di circa 35 cm, di colore grigio, costituito da ceneri grossolane sciolte con immerse pomice e litici che passa poi ad un livello di lapilli pomicei di caduta, di colore bianco, clastosostenuto, massivo, dello spessore di 20-25 cm (Fig. 44). Si passa poi ad un livello di circa 35 cm di colore arancio, costituito da tre livelli di lapilli pomicei, litici lavici e clasti idrotermalizzati che localmente formano strutture duniformi.

Al di sopra è presente un banco, dello spessore variabile da 2 a 3 m, costituito da una sequenza di livelli di pomici di colore bianco a granulometria variabile da lapillo a bomba che fanno assumere al deposito una debole stratificazione. In località Cavone dei Camaldoli i lapilli pomicei di caduta tendono a saldarsi per uno spessore di circa 90-100 cm. Le pomici diventano progressivamente più scure e scoriacee fino ad assumere un colore nerastro.

La parte alta della sequenza è formata da un potente deposito di flusso piroclastico idromagmatico di colore giallo che passa superiormente a bianco con uno spessore massimo di circa 40 metri. Tale spessore si raggiunge negli affioramenti in prossimità della costa e tende ad assottigliarsi progressivamente andando verso l'interno fino a raggiungere lo spessore minimo, circa 50 cm, per poi scomparire del tutto. Il deposito (Fig. 45) è massivo o localmente con strutture lentiformi e duniformi (dune e antidune), costituito da lapilli pomicei di colore bianco con inclusi mafici shoshonitici, subordinati litici lavici immersi in una matrice cineritica vetrosa di colore grigio-biancastro a tessitura vescicolata. Presso la Scarrupata di Barano tale deposito per uno spessore di circa 30 m, tende a litificare diventando un tufo cineritico di colore giallo, massivo, con lapilli e bombe pomicee porfiriche a sanidino, litici lavici e sienitici. Depositi di caduta e di flusso piroclastico. In questa stessa località si sviluppa, nella parte basale, un deposito di colore grigio-nerastro dello spessore di circa 1-2 m formato da ceneri e lapilli pomicei fortemente saldati fino a diventare un vitrofiro. Deposito di ignimbrite saldata.



Fig. 44 - piroclastiti della Secca d'Ischia (**SEC**). Parte basale della successione. Fallout e surges.



Fig. 45 - *piroclastiti della Secca d'Ischia. Depositi di surges piroclastico al Porticello; sezione proximale al vulcano sottomarino.*

Buone esposizioni di questi affioramenti si trovano in tutto il settore SE dell'isola, lungo le profonde cave scavate all'interno di queste piroclastiti e lungo le esposizioni naturali delle falesie che dalla Scarrupata di Barano arrivano fino a Punta del Lume. Altri affioramenti si trovano a NO di Ischia presso la falesia di Grotta dello Spuntatore (M. Vico) dove si appoggiano alle lave del M. Vico.

Età Ar/Ar 61.000+/-1.900 anni da oggi.

1.3. - SINTEMA DI BUCETO (UCE)

La base del sintema è rappresentata dalla discordanza strutturale generata dalle faglie verticali che svincolano il blocco centrale dell'isola in sollevamento. Il tetto del sintema è individuato dalle superfici erosive e strutturali formate sui sedimenti marini, suborizzontali o debolmente immergenti, a nord di cava Leccie e Toccaneto.

Il *sintema di Buceto* comprende unità epiclastiche sottomarine litificate talora fossilifere, molto spesse, formate prevalentemente da componenti vulcanici. Queste unità derivano dallo smantellamento, per erosione e processi gravitativi e frane, delle sequenze piroclastiche idrotermalizzate del blocco in sollevamento del Monte Epomeo. Le unità inferiori (*unità di Campomanno* e di *Colle Ietto*) sono esposte nel settore nord-est del blocco risorgente del Monte Epomeo, organizzate

in una struttura monoclinale con forte immersione verso nord, 50 talora 60°, addossata al muro delle grandi faglie dirette che svincolano il blocco risorgente a nord, nord-est. La geometria dei corpi tufacei ed i componenti dei tufi epiclastici, formati da frammenti di ignimbriti idrotermalizzate, cristalli primari, feldspati e biotite, cristalli neogenici idrotermali, suggeriscono che le unità sedimentarie a prevalente componente vulcanica derivano dal disfacimento e dalla sedimentazione in ambiente marino (sono frequenti sequenze di tipo torbiditico) delle unità che formano il blocco risorgente del Monte Epomeo. I depositi epiclastici litificati rappresenterebbero quindi l'*apron* sedimentario sottomarino che si generava durante la progressiva e veloce emersione delle unità ignimbritiche intracalderiche del *sintema del Rifugio di San Nicola*. Al di sopra di queste unità, in forte discordanza angolare, si collocano sedimenti marini, ricchi in fossili, (*unità di Cava Leccie*) a componente prevalentemente argillosa nella parte inferiore dell'unità ed a prevalente componente sabbiosa grossolana, di colore giallo e rossastro, nella parte superiore. Questa formazione sedimentaria è caratterizzata da una componente detritica di origine continentale formata da abbondante quarzo arrotondato, dalla presenza di foraminiferi e componenti vulcanici, cristalli e clasti di tufi e lave. La giacitura delle argille e delle sabbie di cava Leccie è sub-orizzontale, debolmente a franapoggio verso nord. Si osservano vari ordini di superfici terrazzate che delimitano corpi sedimentari addossati alle faglie dirette verticali del Monte Epomeo. Le unità epiclastiche che formano l'*apron* sedimentario a terra mostrano una naturale prosecuzione a mare, nel settore settentrionale e nord orientale dell'isola, dove sono correlate con unità sismostratigrafiche immergenti a nord (vedi sezione terra-mare in carta e tit. IX - Geofisica). Le unità sono state riferite a due subsintemi per la presenza di una significativa discordanza angolare.

1.3.1. - *subsintema di Fasaniello* (UCE₁)

La base del subsintema è rappresentata dalla discordanza strutturale generata dalle faglie verticali che svincolano il blocco centrale dell'isola in sollevamento. Il tetto del sintema è individuato dalle superfici erosive e strutturali formate sui depositi dell'*unità di Colle Jetto*.

1.3.1.1. - *unità di Campomanno* (CPM)

I depositi dell'*unità di Campomanno* affiorano prevalentemente a N dell'isola, nelle vicinanze dell'abitato di Casamicciola, Piazza Bagni e nella zona omonima di Campomanno. Complessivamente l'unità raggiunge uno spessore di circa 100 m e immerge verso nord con angoli fino a 60-70°. Sporadici affioramenti si rinvencono anche in località Ferreri e Toccaneto. L'unità è formata da epiclastiti da debolmente

a mediamente litificate di colore giallastro o verdastro, da massive a stratificate, composte da materiali fini argillosi e sabbiosi che inglobano blocchi di lave e tufi che spesso raggiungono vari metri di diametro. Affiorano con continuità all'interno delle "cave" che, partendo dalla zona di Pera di Basso, arrivano fino a Piazza Bagni. Con spessore ridotto si rinvencono anche nella zona di Colle Jetto e Toccaneto dove coprono i tufi della successione del Monte Epomeo. Al tetto, localmente, si sviluppano depositi epiclastici litificati formati da materiali fini di colore giallastro, da massivi a debolmente laminati (Fig. 46). Spesso sono intensamente fratturati e facilmente disgregabili caratteristica quest'ultima che facilita l'azione di rimaneggiamento con formazione di depositi secondari di tipo *debris flow*. Questi depositi si sono formati nelle fasi di sollevamento delle unità ignimbritiche idrotermalizzate del blocco risorgente del Monte Epomeo per erosione accelerata delle stesse. La sedimentazione delle epiclastiti è avvenuta in ambiente marino, in corrispondenza dell'*apron* vulcano-sedimentario sviluppato intorno al blocco risorgente. L'unità si estende nelle aree marine antistanti l'isola dove si intercala a sedimenti ed unità vulcaniche. L'unità, sull'isola e nelle aree marine immediatamente adiacenti, appare fortemente



Fig. 46 - unità di Campomanno (CPM). Depositi epiclastici litificati e intensamente fratturati (località via Ombrasco).

strutturata e coinvolta nelle fasi di risorgenza del campo vulcanico avvenute tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

1.3.1.2. - Unità di Colle Jetto (formazione di Colle Jetto *Auctt. p.p.*) (CJT)

Si tratta di depositi epiclastici marini litificati, costituiti da siltiti biancastre ed avana, da massive a debolmente laminate; localmente si possono rinvenire livelli litificati cineritici alternati a livelli arricchiti in pomici sub-arrotondate e clasti di rocce epiclastiche (Fig. 47).

I depositi inseriti in questa unità affiorano esclusivamente in località Colle Jetto, a quote intorno ai 460 m s.l.m. dove, in sporadiche sezioni, affiorano al di sotto delle argille e delle sabbie dell'*unità di Cava Leccie (VEC)*. Il contatto con la sottostante *unità di Campomanno* è di difficile interpretazione a causa della presenza di pochi affioramenti.

I depositi derivano dall'erosione dei tufi del *sintema del Rifugio di San Nicola* e dalla sedimentazione in ambiente marino di materiale epiclastico e di



Fig. 47 - Epiclastiti di Colle Jetto. Piani di San Paolo.

vulcaniti, ceneri e pomici. Anche questa unità è coinvolta nei movimenti verticali di risorgenza dell'isola.

1.3.2. - subsintema di Piani di San Paolo (UCE₂)

La base del subsintema è rappresentata dalle superfici erosive e strutturali formate sui depositi dell'unità di *Colle Jetto* con formazione di discordanze angolari con i depositi di questo subsintema. Il tetto del sintema è individuato dalle superfici erosive e strutturali formate sui sedimenti marini, suborizzontali o debolmente immergenti a nord di cava Leccie e Toccaneto.

1.3.2.1. - Unità di Cava Leccie (formazione di Colle Jetto *Auctt. p.p.*) (VEC)

È formata da una sequenza di strati spessi e molto spessi di argille, argille siltose e sabbiose grigie e grigio-azzurrognole, fossilifere, con locali intercalazioni di lenti sabbiose; a luoghi sono presenti argille brune e giallo-ocracee con lenti di sabbia. Verso l'alto della successione si rinvengono livelli di sabbie giallo-rossicce, da medio-fini a grossolane, con componente quarzosa che localmente sviluppano strutture da *ripple marks*. Tali livelli diventano sempre più prevalenti fino a chiudere la sequenza dell'unità sedimentaria marina. Lo spessore varia tra 5 e 40 m. Secondo BARRA *et alii* (1992b) le associazioni faunistiche (*foraminiferi bentonici ed ostracodi*) della sequenza di Cava Leccie sono riferibili ad un ambiente marino con una paleobatimetria di circa 70-120 metri, con contaminazione da faune derivate da vicini ambienti costieri e/o transizionali. Gli Autori ritengono questi depositi più recenti di 55.000 anni e più antichi di 10.000 anni e correlano gli stessi con l'ingressione connessa alla risalita glacio-eustatica dello Stadio Isotopico 3. La presenza di abbondante quarzo detritico tra i componenti del deposito suggerisce che questi sedimenti rappresentino lembi di sedimenti marini legati a sedimentazione costiera e litorale derivanti da apporti continentali dalla piana campana settentrionale. Questi si sono intercalati ai depositi vulcanici ed ai sedimenti epiclastici di pertinenza ischitana derivanti dalle fasi di erosione accelerata delle unità idrotermalizzate del blocco risorgente del Monte Epomeo in rapido sollevamento.

I depositi affiorano con continuità da quota 280 m s.l.m., lungo i fianchi di Cava di Leccie e Buceto, fino alla località dei Piani San Paolo intorno alla quota di 550 m s.l.m. Si dispongono con una giacitura suborizzontale in netta discordanza angolare sopra le epiclastiti dell'unità di *Campomanno*. L'età di questa unità è stata attribuita, da BARRA *et alii* (1992b), al tardo Pleistocene superiore. L'unità è strutturata in blocchi terrazzati ed è stata coinvolta nei movimenti di sollevamento che hanno interessato la parte centrale dell'isola dal tardo Pleistocene all'Olocene.

1.3.2.2. - Unità di Toccaneto (TCN)

Il deposito è costituito da sabbie fini di colore bianco, da sciolte a debolmente litificate, massive o leggermente strutturate, costituite prevalentemente da frammenti di vetro e pomici ricche in macrofossili (echinidi, lamellibranchi e gasteropodi). Una caratteristica peculiare di questi depositi è il fatto che contengano noduli sferici e subsferici prevalentemente carbonatici delle dimensioni comprese tra i 6 e 10 cm di diametro, probabilmente indicativi di una situazione climatica specifica in ambiente litoraneo oppure della vicinanza di sorgenti termali. Le sabbie contengono abbondanti clasti, anche pluridecimetrici, di sedimenti argillosi plastici molto ricchi in macrofossili, per lo più echinodermi. Gli affioramenti si trovano solamente nella zona omonima ad una quota compresa tra 520 e 580 m s.l.m. con spessore che non supera i 2-3 m. I depositi in questione derivano prevalentemente dall'accumulo e rimaneggiamento in mare in ambiente litorale di tefra cineritici e di argille sabbiose ricche in fossili, queste ultime probabilmente da correlare alle argille di cava Leccie. Le sabbie dell'*unità di Toccaneto* poggiano sui depositi del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Aucutt. e sono state coinvolte nei processi di risorgenza del blocco centrale dell'isola.

1.3.2.3. - deposito di origine mista: *debris-flow* e/o torrentizio (*i_d*)

Quest'unità è costituita da depositi detritici massivi o debolmente strutturati, costituiti prevalentemente da clasti eterometrici di cineriti di colore bianco derivanti dall'*unità di Colle Jetto*, da angolosi a sub-arrotondati, localmente in abbondante matrice sabbiosa.

Gli affioramenti sono distribuiti esclusivamente sul versante settentrionale del M. Epomeo, in località Toccaneto, a quote di 580-530 m s.l.m. e si trovano direttamente al di sopra dei depositi dell'*unità di Toccaneto* (TCN); alcuni affioramenti sono stati rinvenuti a quote inferiori, intorno ai 480 m s.l.m.

Questa unità testimonia una forte fase erosiva a scapito dell'*unità di Colle Jetto*, avvenuta dopo la fase risorgente che ha portato le sabbie dell'*unità Toccaneto* a quote superiori a 500 m.

1.4. - SINTEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (III)

Il *sintema dell'Isola d'Ischia* è delimitato alla base dalla discordanza angolare e strutturale presente al tetto delle unità epiclastiche del *sintema di Buceto*. Tale discordanza si è formata nella fase di sollevamento e conseguente erosione e sedimentazione del blocco risorgente del Monte Epomeo. Al tetto il *sintema dell'Isola d'Ischia* è limitato dalla superficie topografica attuale. Il *sintema dell'Isola d'Ischia* comprende quattro subsintemi.

1.4.1. - *subsintema di Fontana-Fasano (III₁)*

In questo subsintema sono inseriti i depositi vulcanici emessi da eruzioni avvenute lungo le faglie bordiere del Monte Epomeo. Il subsintema è delimitato al tetto da superfici erosive, dovute a fenomeni di rimobilizzazione delle unità tufacee e piroclastiche, mentre la base è delimitata dalle superfici strutturali che delimitano il blocco risorgente nella zona di Ciglio, Serrara e Cava Petrella.

1.4.1.1. - tufi del Testaccio (TSC)

Sono depositi pluridecametrici (spessore massimo circa 60 m) di colore giallo costituiti da strati di tufi gialli a lapilli pomicei e trachitici immersi in matrice cineritica vescicolata; gli strati si presentano massivi o con strutture duniformi, alternati a livelli tufacei ricchi in lapilli pomicei e litici lavici mal classificati. La successione evidenzia forti discordanze angolari e paleovalli a U a testimoniare la loro deposizione in più eventi eruttivi (Fig. 48). Le esposizioni si osservano al Testaccio, lungo la strada che porta alla spiaggia dei Maronti.



Fig. 48 - tufi del Testaccio (TSC).

Le caratteristiche dei depositi portano a ritenere che si tratti di depositi di caduta alternati a depositi di flusso e *surge* piroclastici correlati all'attività di *tuff-cone* idromagmatici, probabilmente litorali, ubicati nell'area del Testaccio, localizzati in corrispondenza delle faglie dirette di svincolo del blocco risorgente. Appare difficile ricostruire le morfologie originarie dei centri eruttivi per la intensa tettonizzazione che hanno subito nelle fasi di sollevamento successive alla messa in posto e per la rielaborazione in ambiente litorale. Anche la paleomorfologia esistente al momento della messa in posto dei tufi gialli, caratterizzata da ripidi gradini strutturali, non ha favorito la costruzione di coni di tufo regolari. Sono ricoperti da depositi di *debris avalanche* e *debris flow* e si collocano nell'intervallo temporale 60.000 anni da oggi e circa 43.000 da oggi.

1.4.1.2. - tufi di Citara (TCT)

Questa formazione è costituita da un'alternanza di strati medi e sottili di tufi ricchi in lapilli pomicei e livelli di tufi cineritici ricchi in lapilli accrezionali biancastri-giallastri prevalentemente di caduta. Composizione trachitica. Alla base della falesia di Citara, in alcuni punti, si sviluppano spettacolari *slumping* plurimetri (Fig. 49); si osservano inoltre strutture di impatto, colamento e deformazioni soffici che indicano la deposizione in ambiente subaereo di materiale fangoso e coesivo con minore sviluppo di strutture sedimentarie incrociate a basso angolo. All'interno della successione si riconoscono forti discordanze angolari e paleovalli a V a testimoniare la deposizione dei tufi biancastri stratificati in più



Fig. 49 - tufi di Citara (TCT). Paleofalesia, Giardini Poseidon. Si osservano paleovalli riempite e slumping.

fasi. I depositi cartografati in questa unità affiorano principalmente lungo la spiaggia di Citara dove formano la falesia omonima; si seguono poi con continuità, anche con spessori ridotti, fino a Punta Imperatore; depositi correlabili con questi sono stati cartografati sul lato sud-ovest del Monte Vico dove formano il cuneo di tufi stratificati che ricopre le lave del duomo del Monte Vico.

La diminuzione degli spessori dei depositi verso est, la disposizione delle impronte di caduta dei prodotti balistici, le variazioni granulometriche dei depositi e soprattutto la morfologia del fondo marino, suggeriscono la provenienza da un centro eruttivo (*tuff-cone*) ubicato a circa 1,7 km dalla costa, nell'*off-shore* del settore costiero tra Punta Imperatore e Punta delle Pietre Rosse. Il baluardo craterico è stato esplorato nel corso dell'attività di rilevamento subacqueo ed attraverso i rilievi di sismica ad alta risoluzione. Appare formato da tufi gialli stratificati e quasi completamente ricoperto dai depositi della *debris avalanche* dell'unità di *Punta del Soccorso* formati da *mega-boulders* di tufi del *sintema di Rifugio di San Nicola*. Il centro eruttivo di Citara fa parte di un gruppo di vulcani attivi in questo periodo nell'*off-shore* occidentale dell'isola. A questi centri eruttivi sono probabilmente da ascrivere le unità sismostratigrafiche (interpretabili come tufi stratificati) evidenziate nel sottofondo marino di questa area dai rilievi di sismica ad alta risoluzione (vedi Titolo IX).

Alla base dei *tufi di Citara*, in affioramenti che si trovano alla base della falesia della spiaggia di Citara e alla base di Punta delle Pietre Rosse, si rinvencono tufi di colore marrone-bruno, massivi costituiti da lapilli di colore grigio, porfirici a sanidino, subordinati litici lavici in abbondante matrice cineritica litificata, humificati al tetto. La natura del deposito fa ritenere che si tratti di una o più unità di colata piroclastica.

A Punta Imperatore i depositi dei *tufi di Citara* ricoprono i depositi di PBC e FGN e in località M. Vico poggiano sulle lave del duomo omonimo. A Citara sono ricoperti dalle *piroclastiti dello Scarrupo di Panza* e a Monte Vico dalle *piroclastiti di San Montano*.

Età K/Ar 42.000-45.000+/- 1.100 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.1.3. - tufi di Monte Cotto (TTC)

Si tratta di depositi fittamente stratificati formati da cineriti, da debolmente litificate a litificate, di colore bianco, da massive a laminate, costituite da livelli centimetrici e decimetrici di ceneri vescicolate contenenti lapilli pomicei e pisoliti, prevalentemente di caduta, alternati a livelli clasto-sostenuti di caduta formati da lapilli pomicei di colore bianco, porfirici a sanidino di composizione trachitica, litici lavici, clasti idrotermalizzati. Sono presenti livelli subordinati di lapilli pomicei in matrice cineritica con strutture duniformi e laminazione incrociata a basso angolo ben sviluppata. Questi presentano strutture deformative soffici

sinsedimentarie ed impronte di impatti che ne indicano il carattere bagnato alla deposizione, fortemente idromagmatico. Sono ben visibili sulla falesia del Monte Cotto, dove sono riconoscibili in quanto formano un cuneo nettamente discordante sull'unità delle *piroclastiti della Secca d'Ischia* (Fig. 50). Altri affioramenti con caratteristiche simili si rinvencono in località Terzano e nell'area della Sorgente Nitrodi dove affiorano in modo discontinuo al di sotto delle coperture detritiche. Formano un cuneo piroclastico dello spessore massimo di 50 m che si ispessisce fortemente verso mare; nell'unità si osservano discordanze angolari. Si tratta di depositi di caduta, di *surge* e colata piroclastica probabilmente legati ad attività esplosiva idromagmatica di più centri esplosivi, coni di tufo, localizzati nell'*off-shore* sud-est di Ischia. La loro età K/Ar è di 38.000 +/- 4.500 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.1.4. - tufi di Serrara-Cava Petrella (TSP)

I depositi cartografati in questa unità affiorano sul lato SE e S del blocco risorgente del Monte Epomeo, da Pietra Martone fino a Cava Petrella e Pizzi



Fig. 50 - tufi di Monte Cotto (*TTC*). Tufi fittamente stratificati legati ad un centro eruttivo probabilmente localizzato a mare di Punta della Signora.

Bianchi. Queste piroclastiti sono state eruttate dai centri eruttivi, coni di tufo e coni di scorie, di La Cesa, Cava Rufano, Cava Petrella e Pizzi Bianchi, allineati lungo le faglie dirette ad andamento NE-SO e NO-SE che limitano il settore meridionale del blocco risorgente del M. Epomeo; spessore 5-60 m. Il centro eruttivo di Cava Petrella è ben visibile a Monte Sant'Angelo mentre il cratere di Serrara è ubicato nella zona di Cava Rufano. I tufi di questa unità ricoprono le faglie bordiere del Monte Epomeo e quindi datano un momento della risorgenza.

In località Pizzi Bianchi sono esposti tufi bianchi e verdastri formati da lapilli pomicei e bombe scoriacee a crosta di pane in matrice cineritica. I depositi sono da massivi, nella parte inferiore, a fittamente stratificati, nella parte superiore. I tufi raggiungono spessori di 40-50 metri, immergono fortemente a sud-ovest e nel complesso formano un cuneo piroclastico addossato alla parete di faglia diretta che delimita a sud il blocco dell'Epomeo. Queste piroclastiti appaiono fortemente argillificate per alterazione idrotermale dovuta a circolazione di fluidi acidi; il colore da bianco a verdastro è legato all'intensità dell'alterazione idrotermale che appare pervasiva con trasformazione prevalente delle scorie, pomici e ceneri originarie in argille del gruppo degli strati misti illite/smectite. Si osservano anche vene di minerali idrotermali che tagliano i livelli di tufo. L'intensa argillificazione si esprime in impronte di disseccamento superficiali delle pareti di tufo ed in una erosione caratteristica a pinnacoli delle masse tufacee (Fig. 51). I tufi dei Pizzi Bianchi affiorano, nel bacino di Serrara-Fontana, all'interno di Cava Scura e sul lato



Fig. 51 - tufi di Serrara-Cava Petrella (*TSP*). Tufi argillificati; località Pizzi Bianchi.

occidentale di Cava Acquara dove sono ricoperti dai depositi di *debris avalanche* dell'unità di *Bocca di Serra*. La copertura effettuata dai depositi di *debris avalanche* e *debris flow* messi in posto a tetto dell'unità impedisce di riconoscere i condotti eruttivi o le fratture eruttive di queste piroclastiti.

La profonda forra di Cava Petrella si origina dall'imbuto craterico del cono di tufo e scorie di Cava Petrella localizzato al piede della faglia diretta che delimita a sud il blocco del Monte Epomeo (Fig. 52). L'incisione profonda 30-50 metri espone i depositi del centro esplosivo in maniera spettacolare. Alla base sono visibili tufi biancastri stratificati erosi legati ad una fase di attività precedente alla formazione del vulcano di Cava Petrella. Questi sono ricoperti da 10-20 metri di tufi stratificati fortemente induriti formati da livelli di ceneri, scorie ed abbondanti litici per lo più subvulcanici sienitici. I tufi sono strutturati ed interessati da *megaslumping* legati allo scivolamento sul versante molto acclive di materiale coesivo plastico legato ad esplosioni idromagmatiche (Fig. 53). A tetto di questi tufi, nella parte centrale del piccolo vulcano, si osservano banchi di lapilli scoriacei e bombe laviche e scoriacee di colore rossastro violaceo. Questi depositi erano stati riconosciuti da RITTMAN (1980) e definiti come brecce plagioclasiche.

Le caratteristiche di questi depositi che chiudono la successione di Cava Petrella portano a ritenere che sono stati emessi durante una fase esplosiva magmatica del centro eruttivo di Cava Petrella che ha portato alla formazione di un piccolo cono di scorie.

In corrispondenza della bocca eruttiva di Serrara sono esposti tufi vescicolati cineritici e pomicei da debolmente a ben litificati, giallastri, talora con strutture piano parallele e duniformi e impronte d'impatto, alternati a livelli poco litificati di lapilli pomicei ricchi in litici lavici. La natura dei depositi fa ritenere che si tratti di alternanze di livelli da caduta e *surge* piroclastici. In località Cava Rufano tali depositi tendono a divenire più grossolani e sono localmente associati a depositi di brecce prossimali che portano ad ubicare il cono di tufo in questa zona.

I coni di scorie di La Cesa, ben esposti all'interno di una cava di pozzolana abbandonata, sono formati da depositi stratificati di lapilli e bombe scoriacee di caduta a composizione trachitica, di colore grigio-violaceo e bruno, clasto-sostenuti. Le piroclastiti dei coni di scorie sono ricoperti da depositi di *debris-flow*.

Età K/Ar 32.500-33.500+/- 1.300 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987)

1.4.1.5. - tufi di San Michele di Ischia (TMH)

Si tratta di un'alternanza di livelli di tufi breccia, molto litificati giallo ocra, cineritici e livelli di tufi arricchiti in lapilli, bombe pomicee e blocchi lavici con stratificazione piano parallela e strutture duniformi, spessi circa 10 m. Sono presenti numerose impronte di impatto e livelli ricchi in lapilli accrezionali. Sono interpretabili come depositi di attività esplosiva idromagmatica di caduta, *surge* e



Fig. 52 - Cratere di Cava Petrella.



Fig. 53 - tufi di Serrara. Cava Petrella. Slumping nei tufi idromagmatici.

colata piroclastica, legati ad un cono di tufo localizzato nell'attuale *off-shore* dei Maronti. L'unità, affiorante al disotto dell'abitato di Sant'Angelo, chiude ad ovest la spiaggia dei Maronti con una parete verticale ed è interessata da paleoincisioni a V, immergenti ad ovest, riempite dai tufi biancastri stratificati della unità di Sant'Angelo (Fig. 54).

I tufi di San Michele di Ischia ricoprono in parte il duomo dell'unità delle *lave di Monte Sant'Angelo di Ischia*. Età compresa tra circa 60.000 anni (età dei depositi del *sintema di Rifugio di San Nicola*) e circa 20.000 (età dei tufi di Sant'Angelo).

1.4.2. - subsintema di Campotese (III₂)

In questo subsintema sono inseriti i depositi sedimentari e vulcanici delle eruzioni principalmente presenti nel settore S-SO dell'isola, alcuni dei quali ubicati nell'*off-shore* antistante questo settore (Età 33.300+/-5.700 -15.800+/-1.400 anni da oggi). Il subsintema è delimitato al tetto dalle superfici strutturali che delimitano il blocco del Monte Epomeo mentre la base è delimitata da superfici erosive dovute a fenomeni di rimobilizzazione delle unità tufacee e piroclastiche.



Fig. 54 - tufi di San Michele di Ischia (TMH). Paleovalle riempita, spiaggia dei Maronti.

1.4.2.1. - lave della Madonna di Montevergine (MMV)

L'unità è formata da lave di colore nero-grigiastre, molto porfiriche a sanidino, a composizione trachitica. La lava mostra un nucleo massivo con *joint* colonnari e una parte esterna più scoriacea. L'unica esposizione di queste lave si trova sul fianco ovest del Monte di Vezzi nella località omonima di Madonna di Montevergine; lo spessore è di 10-15 m.

La formazione di questo duomo è messa in relazione a strutture distensive che ribassano verso nord; queste hanno dislocato il Monte di Vezzi ed hanno agito da via preferenziale per la risalita del magma.

Le lave del duomo sono ricoperte soltanto da una coltre di circa 2-3 metri di spessore costituita dalle *piroclastiti di Piano Liguori*.

1.4.2.2. - piroclastiti di Cava Pelara (CPE)

L'unità è costituita dal basso da alternanze di strati molto spessi, plurimetri, di scorie saldate nerastre, di livelli di brecce pomicee e di lapilli scoriacei di colore rossastro a composizione trachitica. Le scorie saldate prevalgono alla base della successione e tendono a diminuire verso l'alto. Nei livelli pomicei sono presenti blocchi di scorie, ossidiane e lave con varia porfiricità e vescicolazione. Nella parte alta della successione si sviluppano strati di tufi e tufi breccia molto litificati di colore giallo bruno. Spessore 25-30 metri. Buone esposizioni di questi depositi si trovano nel tratto finale di Cava Pelara dove si appoggiano alle *lave di Capo Negro di Ischia*; nella stessa area è possibile osservare le piroclastiti che immergono al di sotto delle *lave del Pilaro* (Fig. 55). La presenza di livelli di scorie molto saldate in facies lavica permette di ubicare il centro eruttivo o la frattura eruttiva probabilmente nell'*off-shore* del Pilaro. Le variazioni litologiche che caratterizzano l'unità in verticale e lateralmente (transizioni tra scorie saldate e brecce e transizione verso l'alto a tufi breccia e tufi gialli stratificati idromagmatici) portano ad interpretare queste piroclastiti come legate ad una attività esplosiva magmatica di fontana di lava e vulcaniana probabilmente fissurale, su fratture eruttive, in transizione nelle fasi eruttive finali ad attività esplosiva idromagmatica. L'evidente discordanza angolare presente circa a metà successione può suggerire uno spostamento spaziale dei condotti eruttivi, associato a stasi nella attività esplosiva.

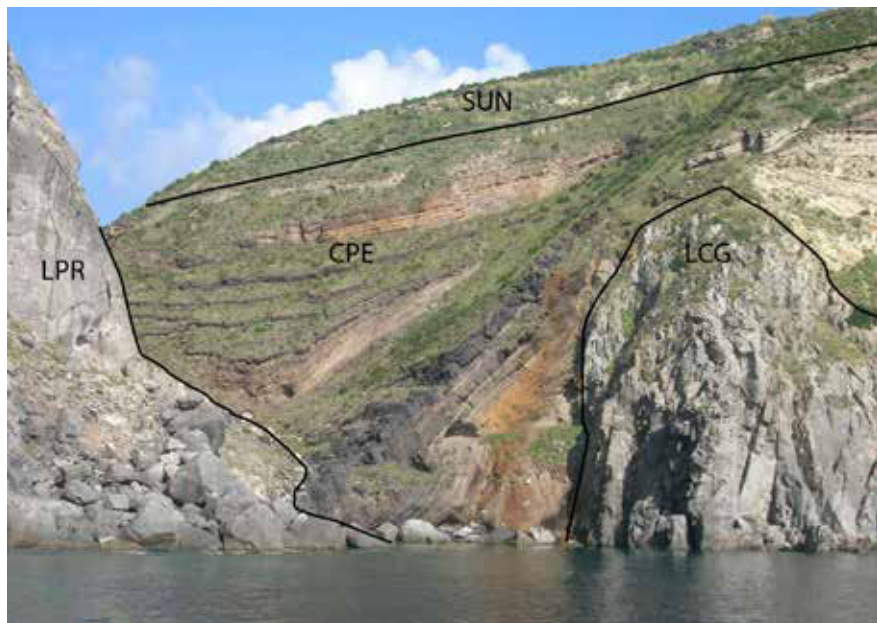


Fig. 55 - *piroclastiti di Cava Pelara (CPE)*.

1.4.2.3. - lave del Pilaro (**LPR**)

Lungo la falesia della costa sud-ovest dell'isola, tra Grotta del Mavone e Cava Pelara, sono presenti delle lave scoriacee di colore nero alla base che passano verso l'alto a colate laviche massive di colore grigio scuro interessate da un sistema di *jointing* pervasivo. Composizione trachitica.

Le lave, con spessore di circa 100 m, sono originate da attività effusiva legata al centro eruttivo del Pilaro che ha portato alla formazione di un duomo lavico.

1.4.2.4. - lave del Rosicariello (**RSC**)

Tra Grotta del Mavone e il Pilaro affiora il residuo della colata di lava di colore grigio-nerastro. Questa si appoggia su un piano di faglia che ribassa verso NO le *lave del Pilaro*. Le *lave del Rosicariello* sono interessate da faglie dirette che ribassano a NO.

Queste lave a composizione trachitica, di colore grigio, sono state emesse da un piccolo duomo che forma l'alto morfologico del Rosicariello ricoperto dalle piroclastiti delle eruzioni più giovani; superano i 100 m di spessore.

Le *lave del Rosicariello* sono ricoperte dalle *lave di Grotta del Mavone* e dalle *piroclastiti dello Scarrupo di Panza*.

1.4.2.5. - lave di Grotta del Mavone (**GMV**)

Sono lave grigie fortemente porfiriche con cristalli centimetrici di sanidino, caratterizzate da numerosissimi inclusi olocristallini subsferici formati prevalentemente da sanidino e biotite.

Le *lave di Grotta del Mavone* affiorano alla base della falesia denominata delle Chianare di Spadera. Stratigraficamente si appoggiano alle *lave del Rosicariello* mentre sono coperte dalle *piroclastiti dello Scarrupo di Panza* (Fig. 56). Spessore circa 50 m.

Età K/Ar 29.000+/-2.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

1.4.2.6. - scorie saldate della Schiappa (**SHP**)

Si tratta di un deposito piroclastico grossolano costituito da scorie saldate di colore nero alle quali si alternano e/o passano lateralmente livelli di breccie formate



Fig. 56 - *lave di Grotta del Mavone (GMV)*.

da lapilli e bombe pomicee di colore grigio; queste affiorano alla base della piccola collinetta che si trova sul lato SO del cratere di Campotese. Spessore di circa 25 m. Buone esposizioni di questi depositi affiorano nella località omonima della Schiappa dove il deposito ha una forma allungata NO-SE con una lunghezza di circa 400 m; il lato sud è tagliato da una faglia diretta a direzione NO-SE. La litologia e la geometria dell'affioramento consentono di interpretare questi depositi come depositi di attività prevalente di fontana di lava connessa a sistemi di fratture eruttive lineari.

Età K/Ar 21.700+/-1.700 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.2.7. - piroclastiti dello Scarrupo di Panza (SUN)

La falesia del tratto di costa sud-occidentale che va dalla spiaggia d'Agnone, Punta Imperatore fino a Grotta del Mavone ed al Pilaro espone la spettacolare successione di depositi di **SUN** emessi da un centro eruttivo localizzato a Punta della Nave sull'orlo della scarpata continentale che delimita l'isola a poche centinaia di metri dalla costa. Altri affioramenti sono visibili sul lato interno del cratere di Campotese in località Citrunea dove sono coperti dalle *piroclastiti di Faro Punta Imperatore* (PPI). I depositi piroclastici hanno uno spessore complessivo che varia da circa 120 m in prossimità del centro eruttivo fino ad una decina di metri lungo la spiaggia di Citara dove ricopre i tufi omonimi.

Le piroclastiti sono formate da banchi di scorie saldate trachitiche (facies laviche) ricchi in litici spesso subvulcanici, sieniti e lave; questi raggiungono spessori maggiori di 100 metri in corrispondenza del centro di emissione e si assottigliano progressivamente. Allontanandosi dal centro eruttivo (frattura?) di La Nave si interdigitano a banchi di breccie piroclastiche scoriacee di caduta, sciolte ed a strati di pomici di caduta. RITTMANN (1930) aveva interpretato questo deposito come un lago di lava consolidato; in realtà questa spettacolare unità piroclastica è da ascrivere ad attività esplosiva di fontanamento probabilmente di tipo fissurale.

1.4.2.7.1. - breccie pomicee (SUN_a)

Si tratta di banchi o livelli di breccie di colore dal grigio nero al rossastro formate da bombe scoriacee e pomicee e lapilli pomicei, da massivi a grossolanamente stratificati, ricchi in litici lavici e tufacei. Composizione trachitica.

Buone esposizioni di questa litofacies affiorano lungo tutto il tratto di falesia che va dalla spiaggia di Citara fino a Punta Imperatore e nel tratto di costa di La Scannella (Fig. 57).

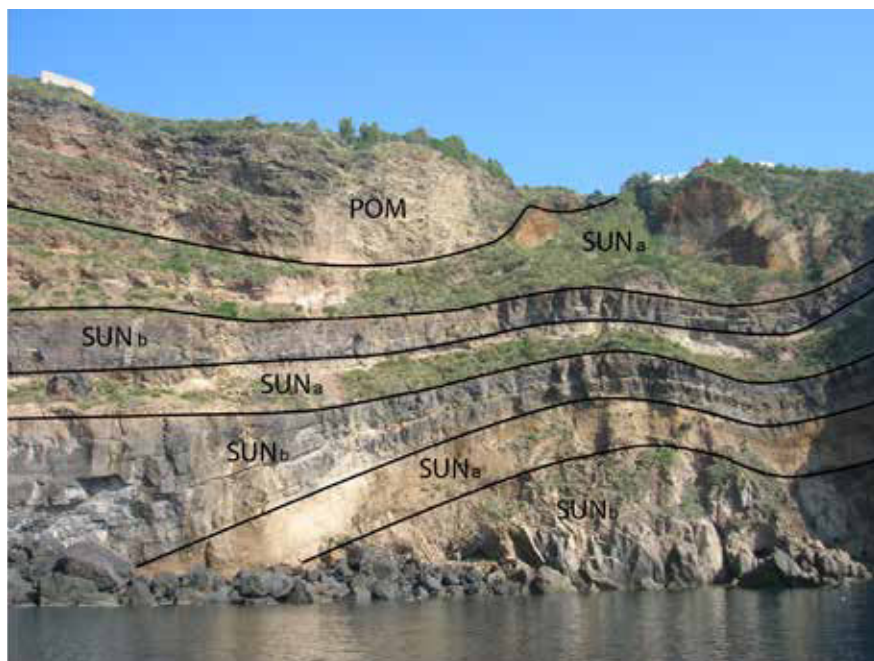


Fig. 57 - piroclastiti dello Scarrupo di Panza (**SUN**). Alternanza di scorie saldate (**SUN_b**) e banchi di scorie e pomici (**SUN_a**).

1.4.2.7.2. - scorie saldate (**SUN_b**)

La litofacies è costituita da banchi decametrici di scorie a composizione trachitica, porfiriche a sanidino, densamente saldate negli affioramenti prossimali al cratere di La Nave, passanti poi lateralmente a livelli di scorie saldate o parzialmente saldate negli affioramenti distali. Come per i depositi della litofacies precedente, anche in questo caso i migliori affioramenti sono localizzati lungo la falesia di La Nave (Fig. 58).

1.4.2.8. - lave del Pomicione (**POM**)

Si tratta di un potente deposito di lave (20-40 m) di colore grigio chiaro, massivo, a composizione trachitica.

Queste lave sono ben esposte lungo la falesia di Punta dello Schiavo. Tali lave provengono dal duomo-colata che forma l'alto morfologico del Pomicione, quasi totalmente ricoperto dalle *piroclastici di Faro Punta Imperatore*.



Fig. 58 - *piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Facies saldate, bordo del cratere di La Nave (SUN_b).*

1.4.2.9. - piroclastiti di Russo (RUO)

In questa unità sono cartografati depositi stratificati formati da strati di lapilli pomicei trachitici biancastri, debolmente porifirici a sanidino, ben classati, clasto-sostenuti, di caduta, con intercalati paleosuoli, depositi rimaneggiati trattivi, sabbie grigie e talora cineriti.

Il deposito della prima eruzione, che costituisce la base di questa unità, presenta nella porzione inferiore bombe scoriacee di colore nero che passano ad una sequenza di livelli di lapilli pomicei di colore grigio, clasto-sostenuti massivi, che si alternano a livelli di lapilli pomicei e ceneri fini, massivi o laminati con strutture duniformi, per uno spessore complessivo variabile da 100 a 200 cm. Verso l'alto è presente uno strato di 190-300 cm di lapilli pomicei di colore grigio a composizione trachitica contenente litici lavici subordinati, massivo, clasto-sostenuto e ben sortito. Si tratta di depositi di caduta legati ad attività esplosiva di tipo pliniano o sub-pliniano, con subordinati depositi di *surge* piroclastici. Un deposito di circa 80 cm di lapilli pomicei e ceneri rimaneggiate separa i depositi della prima unità eruttiva dalla seconda.

I depositi della seconda eruzione sono formati da uno strato principale, dello spessore massimo di 300 cm, di lapilli pomicei di colore grigio chiaro con subor-

dinati litici lavici, massivo, clasto-sostenuto, di caduta, ben classato, legato ad attività esplosiva pliniana. Alla base ed al tetto si osserva un accumulo di bombe e blocchi lavici. Nella parte alta, localmente, si sviluppa un livello di 20 cm di colore rosso-arancio, di ceneri e lapilli, rimaneggiato e pedogenizzato.

I depositi della terza eruzione di caduta pliniana sono formati da un banco dello spessore minimo di 20 cm, massimo di 350 cm, di lapilli pomicei di colore grigio-biancastri, pressoché afirici, massivo, clasto-sostenuto, ben classato (Fig. 59).

I depositi delle *piroclastiti di Russo* formano un mantello di copertura relativamente regolare tra Sorgeto, Cava Pelara, Punta Imperatore e Campotese. In lembi discontinui e parzialmente erosi le pomici della unità si rinvencono a tetto dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*, nella zona del Belvedere di Serrara, purtroppo in aree con morfologie molto acclivi scarsamente conservative. Lo spessore delle tre unità, pur con i limiti legati al ristretto areale di affioramento, aumenta regolarmente verso occidente e raggiunge i valori massimi verso la costa indicando che gli eventi eruttivi di tipo pliniano che hanno generato le coperture di pomici sono avvenuti nell'*off-shore* occidentale del campo vulcanico ischitano. Le eruzioni si sono verificate in un intervallo di tempo compreso fra 29.000 e 19.000 anni sulla base degli appoggi stratigrafici. L'area sorgente potrebbe coincidere con la vasta zona dei Banchi di Forio, Rittmann, Mazzella, etc., dove si osservano morfologie vulcaniche positive, coni e negative, caldere, che potrebbero essere correlate ad eruzioni di questo tipo.



Fig. 59 - *piroclastiti di Russo (RUO)*. Pomici di caduta pliniane alla base della sequenza.

1.4.2.10. - tufi di Sant'Angelo (SGL)

I depositi afferenti a questa unità si trovano lungo tutta la falesia che va da Punta Chiarito fino Sant'Angelo dove in parte ricoprono in forte discordanza il duomo omonimo. Nella Baia di Sorgeto è evidente il piano di faglia che mette a contatto i tufi in esame con quelli di Sorgeto, associati all'unità delle *lave di Capo Negro di Ischia*.

Il deposito è costituito da una spessa successione (spessore > 40 metri) di livelli di tufi fittamente stratificati. La base, visibile in località Cava Grado, è costituita da un tufo breccia spesso pochi metri e affiorante anche nella parte sommersa della falesia di Cava Grado, massivo, ricco in litici in matrice cineritica e pomicea grossolana, scarsamente consolidato; seguono tufi cineritico-pomici di colore grigio-giallastro, fittamente stratificati, con strutture duniformi e frequenti impronte d'impatto legati alla messa in posto di *surge* piroclastici e ad attività balistica concomitante. Si passa verso l'alto ad una sequenza di tufi costituiti da lapilli pomicei e litici, alternati a livelli di tufi cineritici grigio-avana prevalentemente di caduta e, a luoghi, a tufi breccia massivi, ricchi in litici lavici immersi in matrice cineritica e pomicea grossolana, scarsamente consolidati; depositi da correnti di densità piroclastiche. Nella zona di Punta Chiarito, la parte alta del deposito è formata da livelli decimetrici di ceneri grossolane vescicolate, lapilli pomicei e ceneri ricche in pisoliti, centimetrici, alternati a livelli di lapilli e bombe pomicee anche di grosse dimensioni che testimoniano la vicinanza al centro eruttivo (cono di tufo) ubicato nell'immediato *off-shore* a sud-est di P.ta Chiarito (Fig. 60). I tufi



Fig. 60 - tufi di Sant'Angelo (SGL). Valli e solco di battente sospesi, evidenziano il sollevamento recente di questo settore, falesia tra Cava Grado e Punta Chiarito.

di Sant'Angelo sviluppano il massimo spessore in corrispondenza della falesia di Cava Grado, P.ta Chiarito e si immergono verso est nel bacino strutturale di Succivo a ricoprire con un mantello piroclastico discordante il rilievo del duomo di Sant'Angelo. Nel bacino di Succivo sono ricoperti in discordanza da spessi depositi di *debris flow*. La geometria dei depositi adesso descritta, la giacitura dei tufi e gli studi di geologia subacquea e marina hanno consentito di individuare l'area sorgente che è stata individuata nella struttura craterica, formata da tufi gialli stratificati, parzialmente sepolta nei sedimenti di fondale mobile a sud-est di Punta Chiarito. La successione piroclastica dei *tufi di Sant'Angelo* è quindi da attribuire all'attività esplosiva idromagmatica di un cono di tufo litorale.

Età K/Ar 19.000 - 20.600 $\pm$ 1.200 anni da oggi; POLI *et alii*, 1987)

1.4.2.11. - scorie di Grotta del Mago (GTM)

L'unità è costituita dai depositi di un piccolo cono di scorie trachibasaltico ubicato sulla punta del promontorio di Grotta di Terra. I depositi dell'unità, ben visibili sulla falesia marina, sono costituiti dalle lave del dicco di alimentazione e dell'imbuto craterico, dalle scorie e scorie saldate a composizione trachibasaltica che formano il piccolo cono di scorie e dalle scorie e lapilli di caduta di colore grigio o rosso che formano uno strato di pochi metri di spessore distribuito su un areale di circa 300 m. In prossimità del condotto il banco di scorie nere ha uno spessore di alcuni metri; questo tende a diminuire progressivamente allontanandoci dal cratere fino a raggiungere uno spessore minimo di circa 50 cm. Il dicco di alimentazione verticale si è iniettato in corrispondenza di una frattura eruttiva a direzione circa NO-SE; taglia le *lave di Parata* e la sovrastante Formazione di Pignatiello. La Grotta del Mago si sviluppa proprio in corrispondenza del dicco di alimentazione incuneandosi per decine di metri all'interno dell'isola (Fig. 61).

1.4.2.12. - tufo di Solchiaro (*cfr.* F. 465 "Isola di Procida") (SHI)

L'unità comprende livelli di cineriti grigio nerastre e giallastre, fittamente stratificate o laminate con stratificazione da piano parallela a incrociata, ricche in pisoliti centimetriche, litificate. Queste affiorano nella zona denominata di Olummo, sui dossi morfologici che si estendono verso mare da Torri di Sopra, tra Carta Romana e Grotta di Terra. Il deposito ha uno spessore di circa 4 m. Si tratta di depositi piroclastici distali, di caduta e di *surge* piroclastico, legati all'attività esplosiva idromagmatica del *tuff-cone* di Solchiaro attivo sull'Isola di Procida. Composizione trachibasaltica.

Questa unità ricopre la *formazione di Pignatiello* Auctt., le *piroclastiti della Secca d'Ischia* e le *scorie di Grotta del Mago*. Al tetto invece è sormontata dalle



Fig. 61 - Scorie e dicco di alimentazione del cono di scorie di Grotta del Mago.

lave di Sant'Anna e dalle piroclastiti di Casa Mormile e di Piano Liguori.
Età 18.000 anni da oggi (DE ASTIS *et alii*, 2004).

1.4.2.13. - piroclastiti di Casa Mormile (PCM)

Sono formate da strati di brecce piroclastiche formate da lapilli e bombe pomicee e scoriacee a composizione trachitica, ricchi in litici lavici, clasti idrotermalizzati e bombe a crosta di pane, di spessore variabile tra circa 1 e 10 metri. I depositi prossimali rispetto al centro di emissione, probabilmente localizzato nella zona di Casa Mormile, si presentano stratificati per alternanza di banchi dello spessore di circa 1 m di lapilli e bombe pomicee e banchi di lapilli e bombe scoriacee di colore nero. I banchi di pomici, che in alcuni casi assumono un colore rossastro per ossidazione, sono massivi o con stratificazione accennata per variazioni granulometriche, mal classati, con pomici di colore grigio scuro, poco vescicolate, porfiriche a sanidino e qualche femico. Il deposito è ricco in litici lavici di colore grigio (lave trachitiche di 10-15 cm), clasti idrotermalizzati

di colore rosso e subordinate ossidiane. Sono state riconosciute anche bombe a crosta di pane delle dimensioni di 70-80 cm. Nelle zone medio-distali il deposito è costituito da lapilli e qualche bomba pomicea, subordinati litici lavici, ossidiane e clasti idrotermalizzati che tendono a diminuire di diametro, non superando i 2-3 cm. Il deposito si presenta mal classato, clastosostenuto, stratificato per alternanze di livelli di lapilli o bombe pomicee con intercalati livelli di pochi centimetri di ceneri grigie (Fig. 62).

I depositi di questa unità affiorano su tutto il settore sud-orientale dell'isola e comprendono anche i prodotti emessi da più centri eruttivi, non cartografabili singolarmente, ubicati nella zona di Casa Mormile, probabilmente allineati lungo una struttura a direzione SO-NE. Si tratta di depositi di caduta probabilmente legati ad eruzioni di tipo vulcaniano. I depositi poggiano su un paleosuolo di colore marrone che si sviluppa sia al di sopra delle piroclastiti della *formazione di Pignatiello* Auctt., in alcuni casi con una discordanza netta, sia sopra le *piroclastiti della Secca d'Ischia*. Al tetto l'unità è sempre coperta dalle *piroclastiti di Piano Liguori* dalle quali è separata da un paleosuolo.



Fig. 62 - piroclastiti di Casa Mormile (PCM). Strato di pomici e scorie di caduta in vicinanza del centro eruttivo.

1.4.2.14. - lave di Sant'Anna (TNN)

Si tratta di lave scoriacee di colore grigio-nerastre, porfiriche a sanidino e di lave a blocchi; a tratti si riconoscono livelli di scorie saldate. La composizione chimica è trachitica. La colata di lava di Sant'Anna (Fig. 63) si sviluppa nella zona denominata Campagnano-San Michele, nel settore est di Ischia, ed è ben visibile lungo la costa di Carta Romana dove ricopre tufi stratificati di colore arancione e cineriti distali dell'anello di *tufo di Solchiaro*; lo spessore è di circa 40 m ma la base non è esposta.

Dalle morfologie presenti in questa zona e dalla forma della colata di lava, ben definita sebbene coperta dalle *piroclastiti di Piano Liguori*, si deduce che il centro eruttivo sia il rilievo localizzato presso Casa Curci probabilmente da interpretare come un duomo lavico collassato verso oriente a seguito della fuoriuscita della colata lavica.

Età K/Ar 22.600+/-3.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.2.15. - piroclastiti di Faro Punta Imperatore (PPI)

Il deposito, dello spessore complessivo di circa 60 m, si presenta come una sequenza di livelli e strati medi o sottili di colore biancastro tendente al grigio, costituiti principalmente da lapilli pomicei (2-3 cm) e bombe pomicee, a composizione trachitica, litici lavici e ossidiane alternati a livelli cineritici biancastri, vescicolari e pisolitici.

La sequenza di questi depositi con stratificazione regolare piano parallela, prevalentemente di caduta, è visibile a Punta Imperatore dove è ubicato il faro omonimo e si segue con continuità verso est, lungo la falesia fino alle località Pomicione e Rosicariello.

Il centro eruttivo di queste piroclastiti oggi non è morfologicamente riconoscibile ma la distribuzione, la rapida diminuzione degli spessori verso est e le carat-



Fig. 63 - lave di Sant'Anna (TNN).

teristiche del deposito, fanno ritenere che fosse ubicato nell'*off-shore* a NO di Punta Imperatore.

Età: K/Ar 17.800 - 18.800 +/- 3.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987)

1.4.3. - subsistema di La Rita-M. Caccaviello (III₃)

Il subsistema racchiude tutti i depositi vulcanici ed epiclastici che si trovano nell'area NE-NO (Età 15.800+/-1.400 - 5.585+/-300 anni da oggi). La superficie di tetto corrisponde alla stasi deposizionale marcata dal paleosuolo datato a 5.585+/-300 anni da oggi (ORSI *et alii*, 1996). La superficie di base è invece costituita da una superficie strutturale dovuta al sollevamento del M. Epomeo visibile ad est in corrispondenza dei duomi di M.te Trippodi e Costa Sparaina.

1.4.3.1. - lave di Costa Sparaina (INA)

Si tratta di lave di colore grigio, molto porfiriche a sanidino (centimetrico) con una matrice grigio chiara a composizione trachitica di spessore superiore a 60 m.

L'unità delle *lave di Costa Sparaina* comprende i prodotti lavici che affiorano nella zona omonima che derivano probabilmente dall'attività eruttiva di un duomo lavico. La forma asimmetrica del duomo, con un lato ripido verso il bacino di Serrara Fontana e uno più tondeggiante verso est, è da mettere in relazione ad una struttura che ha ribassato il lato ovest del duomo stesso. Localmente l'unità è direttamente in contatto con le *piroclastiti del Cretaio* (PCE), più diffusamente è coperta dai depositi detritici dell'*unità di Barano* (BNO) e da depositi di versante e colluviali che rimangono lapilli pomicei di eruzioni più recenti, in particolare delle *piroclastiti del Cretaio*.

Età Ar/Ar 15.800+/-1.400 anni da oggi.

1.4.3.2. - lave del M.te Trippodi (TPI)

Si tratta di lave a composizione trachitica di colore grigio, molto porfiriche a sanidino, massive, derivanti dall'attività del duomo di *lava del M.te Trippodi*.

Il duomo del M.te Trippodi ha una forma allungata in direzione N-S con una lunghezza di circa 650 m e larghezza di circa 300 m ed è quasi completamente ricoperto dalle *piroclastiti del Cretaio*. Morfologicamente il M.te Trippodi ha una forma fusiforme per la presenza sul versante sud-orientale di faglie distensive. Lungo queste faglie si sono impostati i duomi di Selva del Napolitano.

Età Ar/Ar 13.600+/-1.600 anni da oggi.



Fig. 64 - Sabbie conchigliari dell'unità di Castiglione (spiaggia di Cafieri).

1.4.3.3. - lave di Selva del Napolitano (NPT)

Lave di colore grigio scuro, molto porfiriche a sanidino, massive a composizione trachitica che sono visibili in pochi affioramenti. Questa unità comprende un gruppo di duomi lavici che si trovano nella zona che va da Marecoppo a Piedimonte.

La forma dei duomi che si trovano più a ridosso del M. Epomeo è molto squadrata e morfologicamente si riconosce una strutturazione a gradini che ribassano in modo progressivo verso Fiaiano, dovuta a strutture tettoniche che dislocano le lave dei duomi secondo le direzioni preferenziali NO-SE e NE-SO.

Età K/Ar 10.000 ± 1.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.3.4. - unità di Castiglione (Cafieri *Auctt.*) (TIL)

L'unità di origine sedimentaria si sviluppa per uno spessore complessivo di oltre 30 m e si presenta suddivisa in strati medi e spessi. Livelli di sabbie limose brune e di sabbie grossolane grigie con strutture di tipo *ripple* si alternano a strati di sabbie fini massive molto ricche in bivalvi e gasteropodi. L'alternanza di livelli e strati a granulometrie differenti testimonia oscillazioni del livello del mare relative e di breve durata, mentre la diversa litologia dei livelli registra un apporto di materiale da luoghi diversi. Il deposito affiora solamente lungo il tratto di falesia del Castiglione dove risulta essere sollevato a quote superiori a 30 m s.l.m. (Fig. 64).

Le datazioni effettuate nell'ambito di questo progetto sui fossili rinvenuti all'interno del deposito ha fornito età di 5.964 ± 30 anni e 6.926 ± 30 anni da oggi (^{14}C su bivalvi presso il Rafter Radiocarbon Laboratory). Le datazioni ottenute sono solo parzialmente in accordo con quelle effettuate da BARRA *et alii* (1992a) sullo stesso deposito. Questi autori ottengono valori di 6.390 ± 50 anni da oggi per la parte superiore e di 9.840 ± 110 anni da oggi per quella inferiore. Questi autori

inoltre hanno effettuato uno studio dettagliato sulla microfauna fossile presente nel deposito. L'associazione autoctona indica una paleobatimetria compresa tra -50 e -80 m, caratterizzata essenzialmente da fondali fangoso-sabbiosi.

Questi sedimenti appaiono fortemente dislocati, raggiungono quote superiori a 30 m s.l.m. e sono inclinati di circa 30° verso SO. Inoltre l'intero deposito è interessato da una serie di faglie a direzione circa N110 e inclinazione di 65° che tendono a ribassare la successione verso NO (Fig. 65). Procedendo verso ovest la successione tende ad abbassarsi in modo graduale fino alla spiaggia del Bagnetiello dove è attraversata dal dicco lavico associato all'unità delle *lave del M.te Tabor*.

Le sabbie sono ricoperte da una fitta alternanza di letti e livelli di lapilli pomicei e ceneri di colore grigio biancastre, non litificati che mostrano una stratificazione da parallela a incrociata. Si individuano letti di lapilli pomicei di caduta (1-3 cm) dello spessore variabile da qualche centimetro fino a 10 cm, alternati a livelli di lapilli pomicei e ceneri con strutture laminate a scala millimetrica o centimetrica. I singoli livelli variano da ben classati a mal classati. I lapilli pomicei sono sub-arrotondati, con livelli che presentano gradazione inversa. A tratti si riconosce una laminazione incrociata con strutture duniformi. Come il deposito sedimentario



Fig. 65 - Panoramica dei depositi dell'unità di Castiglione, sollevati, fagliati e tiltati.

sottostante anche queste vulcaniti sono coinvolte nella fase deformativa che ha portato al sollevamento dell'area. Si tratta di depositi di caduta e *surge* piroclastici, cineritici e pomicei, dello spessore di 10-15 m, legati ad un centro eruttivo probabilmente ubicato nell'immediato *off-shore* del Castiglione. RITTMAN & GOTTINI (1980) hanno rinvenuto al tetto di questo deposito piroclastico ciottoli arrotondati, frammenti di conchiglie e pezzi di tegole dell'età del Ferro, interpretati da questi autori come un deposito di spiaggia. BUCHNER (1986) corregge la datazione fatta da RITTMAN & GOTTINI (1980) e sposta l'età dei reperti alla prima metà dell'VIII sec a.C. La presenza di questi depositi marini a tetto della successione del Castiglione è testimoniata anche da un lavoro di BARRA *et alii* (1992a) nel quale viene studiata la serie marina olocenica presente lungo la falesia del Cafieri. La sequenza descritta rappresenta la porzione orientale di una morfostruttura terrazzata, formata in parte da depositi marini, che corre tra Castiglione, Casamicciola, Mezzavia e Lacco Ameno. L'esistenza di questa struttura testimonia chiaramente che nel periodo successivo a circa 6.000 anni da oggi una importante fase di sollevamento (risorgenza) ha interessato l'isola o almeno il suo settore settentrionale. Questo sollevamento, che mediamente è valutabile in circa 60 metri, potrebbe essere avvenuto in più eventi come sembra dimostrare l'alternanza di sedimenti marini e vulcaniti subaeree. La successione di Castiglione indica chiaramente che nell'Olocene ad Ischia si sono verificati sollevamenti molto accentuati seguiti da fasi di subsidenza e di nuovo da fasi di sollevamento. Deve essere rimarcata la notevole analogia e coincidenza di occorrenza esistente tra la risorgenza della caldera flegrea, con formazione del terrazzo marino della Starza a Pozzuoli, e la coeva risorgenza della caldera ischitana con formazione del terrazzo di Mezzavia-Casamicciola-Castiglione. In entrambi i casi i fenomeni vulcano-tettonici (bradisisma nell'area Flegrea) sono strettamente legati all'evoluzione del vulcanismo ed in particolare alla riattivazione del sistema di alimentazione delle due caldere risorgenti (ISAIA *et alii*, 2009). Età 9.840 da oggi VIII secolo a.C.

1.4.3.5. - lave della Fundera (**FUD**)

Si tratta di lave di colore grigio, subafriche con fenocristalli di sanidino, a composizione trachitica molto evoluta. Le lave sono localmente alterate per la presenza di un campo fumarolico ed affiorano in piccole esposizioni sul versante ovest della collina della Grande Sentinella. Le lave formano una morfostruttura cupoliforme riconducibile ad un duomo di lava, denominato della Fundera; affiorano con spessori di circa 25 m. Questa unità comprende anche i depositi di caduta costituiti da lapilli e bombe scoriacee di colore nero che affiorano lungo la paleofalesia di località Eddomade da associarsi probabilmente ad una fase esplosiva del duomo. Il duomo della Fundera è quasi totalmente ricoperto dai depositi detritici, *debris flow*, dell'unità della Grande Sentinella.

In questa unità sono stati accorpati anche livelli di tufi breccia e tufi gialli stratificati ricchi in scorie e litici lavici. Questi depositi sono da correlare all'attività idromagmatica di uno o più coni di tufo giallo ubicati lungo il settore costiero di Casamicciola. I tufi di Casamicciola sono esposti in un affioramento lungo la strada costiera che da Piazza Marina conduce a Lacco Ameno e sono anch'essi ricoperti da depositi detritici.

Età Ar/Ar 8.500+/-2.800 anni da oggi.

1.4.3.6. - tufi di Cava del Puzzillo (**PUZ**)

In questa unità litostratigrafica sono inseriti sia i tufi gialli che affiorano all'interno di Cava del Puzzillo e lungo la falesia che si sviluppa ad oriente di Casamicciola presso l'Hotel la Madonnina, sia i depositi lavici che affiorano in località San Pasquale. Non sono visibili i rapporti stratigrafici tra le due litofacies.

Le lave (**PUZ_a**) di colore grigio, molto porfiriche a sanidino, massive a composizione trachitica, affiorano in località San Pasquale, con spessore di circa 40 m.

I tufi (**PUZ_b**) sono formati da livelli con spessore variabile da 50 a 150 cm, costituiti da lapilli pomicei e subordinati litici dispersi in una matrice cineritica grossolana formata da frammenti di vetro e cristalli. La granulometria delle pomici ricade prevalentemente nel *range* del lapillo ma sono presenti anche bombe pomicee di circa 10 o 15 cm, in generale di forma sub-arrotondata o spigolosa. I litici sono prevalentemente lapilli o blocchi lavici spigolosi, subordinati clasti idrotermalizzati, sieniti e tufi gialli. I singoli livelli possono essere massivi (Fig. 66), in alcuni casi ricchi in litici lavici con gradazione diretta, o fittamente laminati, localmente con strutture duniformi ben sviluppate. Lo spessore raggiunge i 10-15 m. Sono interpretabili come alternanze di depositi di caduta, di flusso e *surge* piroclastici, legati ad eruzioni di tipo surtseyano, afferenti alla costruzione di più coni di tufo i cui edifici non sono oggi più visibili. La presenza di



Fig. 66 - Depositi dei tufi di Cava del Puzzillo (**PUZ**), falsia marina in località Perrone.

unconformity nella successione dei tufi potrebbe indicare diverse zone sorgente. Questi tufi ricoprono in discordanza angolare i depositi epiclastici dell'*unità di Campomanno* e sono ricoperti dalle lave dell'*unità BMD*.

Età Ar/Ar 6.200+/-700 anni da oggi.

1.4.3.7. - deposito di spiaggia (g_{2c})

È caratterizzato da sabbie a granulometria medio-fine e grossolana di colore variabile dal giallo ocra all'arancio scuro, che si presentano da sciolte a mediamente addensate, in strati medi, massive o con una debole strutturazione. Depositi di ambiente di spiaggia dello spessore di 4-5 m.

Gli unici affioramenti di questi depositi si trovano in località Chiesa del Cretaio al di sotto delle *piroclastiti del Cretaio*. Ricoprono in discordanza i *tufi di Cava del Puzzillo*.

1.4.3.8. - piroclastiti di San Montano (PMT)

L'unità è formata da livelli di lapilli pomicei di colore grigio-biancastri, a composizione trachitica, alternati a livelli cineritici e pomicei stratificati incoerenti, di colore bianco. Si tratta di depositi di caduta e di *surge* piroclastici provenienti da un centro eruttivo locale ormai non più riconoscibile.

Ricoprono, con continuità, la parte alta del promontorio del Monte Vico per uno spessore di circa 2-3 m.

1.4.3.9. - lave dello Zaro (ZRO)

Il centro vulcanico dello Zaro è localizzato nella zona nord-ovest dell'Isola d'Ischia. L'attività eruttiva di questo centro è caratterizzata da una prima fase di tipo esplosivo, durante la quale vengono emessi i prodotti cartografati nel *membro della Sciavica*, e da una successiva fase di tipo effusivo durante la quale si vanno a formare la colata di *lave dello Zaro* e i duomi di Marecocco e Caccaviello (Fig. 67).

1.4.3.9.1. - *membro della Sciavica* (ZRO₁)

Si tratta di depositi piroclastici grossolani massivi, costituiti da brecce ricche in matrice cineritica contenenti scorie dense porfiriche a sanidino e lapilli pomicei; sono presenti inclusi mafici, del tutto simili ai prodotti della fase effusiva (ZRO₂). Lo spessore raggiunge i 20-25 metri. Composizione trachitica. Depositi di caduta e di flusso emessi durante la prima fase di attività del centro eruttivo dello Zaro.

Buone esposizioni di questi depositi affiorano al di sotto della colata di lava del membro superiore in località San Montano e San Francesco da Paola.



Fig. 67 - *Panoramica dei duomi di Marecocco e Caccaviello.*

1.4.3.9.2. - *membro di Punta Caruso (ZRO₂)*

Lave a blocchi di colore nero, a composizione trachitica, contenenti abbondanti inclusi mafici shoshonitici (Fig. 68).

Questo membro comprende la colata di *lave dello Zaro* che ha una lunghezza di circa 1500 m, larghezza di 800-1000 e spessore di circa 80-100 m e che, partendo dalla località Marecocco, arriva fino a mare dove forma la Punta Caruso per proseguire poi nelle aree marine prospicienti.

Età K/Ar 6.000+/- 2.200 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

Sono inoltre inseriti in questo membro i depositi lavici dei piccoli duomi di Marecocco e Caccaviello, formati da lave trachitiche, porfiriche a sanidino, organizzate in piccole cupole effusive, di colore grigio-nerastro ricche in inclusi trachibasaltici identiche alle lave della colata di Punta Caruso. I duomi sono intensamente fratturati e fagliati.

Età K/Ar 7.400-8.500+/- 2.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).



Fig. 68 - lave dello Zaro (**ZRO**), membro di Punta Caruso (**ZRO₂**).



Fig. 69 - Spine con associate brecce ed alterazione idrotermale diffusa. Le spine intrudono e sollevano il tufo dei Frassitelli che appare fagliato e inarcato. Le zone di colore rossastro sono le aree di degassamento diffuso ed appaiono prive di vegetazione.

1.4.3.10. - unità di Vagnulo (VNU)

In località Rione Bocca, nella parte interna dell'anfiteatro di distacco della *debris avalanche* di Forio, nell'area del campo fumarolico di Rione Bocca, sono stati individuati e cartografati quattro corpi subvulcanici di forma prevalentemente spiniforme (Figg. 69, 70).

Queste spine, che raggiungono dimensioni verticali e laterali dell'ordine delle decine di metri, sono formate nella loro parte centrale da rocce trachitiche cristalline, di colore grigio scuro nelle rare parti non idrotermalizzate, con rari fenocristalli di sanidino. L'apice delle spine è intrusa nella unità del *tufo dei Frassitelli* che appare profondamente deformata dalla messa in posto delle spine stesse. Ai corpi subvulcanici sono associate nelle parti apicali e laterali breccie intensamente idrotermalizzate, ricche in clasti sienitici e lave. Queste potrebbero rappresentare breccie di idrofratturazione legate alla messa in posto dei corpi subvulcanici. L'intrusione delle spine nelle unità tufacee idrotermalizzate che formano il blocco risorgente del Monte Epomeo ha indotto un sistema di fratturazione molto evidente caratterizzato da faglie dirette subverticali che prendono origine dai corpi



Fig. 70 - *Spina* (corpo subvulcanico) di Rione Bocca con associate breccie ricche in sieniti profondamente idrotermalizzate.

subvulcanici stessi (Fig. 69). L'area intrusa coincide con la porzione più sollevata e deformata del blocco centrale risorgente della caldera ischitana ed anche con l'area di massimo sviluppo dell'alterazione idrotermale a carico delle unità ignimbratiche intracalderiche. Inoltre sulla verticale dell'area iniettata dai corpi subvulcanici si sviluppa un sistema di faglie verticali ed a basso angolo coerenti con spinte di sollevamento, vedi carta geologica. Deve essere rimarcato inoltre che quest'area è sede di un flusso di calore molto elevato; un recente lavoro di CHIODINI *et alii* (2004), stima in 40 Mw il flusso termico in quest'area.

Nel complesso le spine e le aree limitrofe sono profondamente idrotermalizzate in facies argillitica e argillitica avanzata e sono sede d'intensa attività fumarolica.

Come accennato all'inizio della descrizione le unità subvulcaniche di Vagnulo sono esposte grazie all'azione di denudamento operata dal distacco della *debris avalanche* di Forio. È possibile che la causa della destabilizzazione del versante occidentale del blocco risorgente e della formazione della valanga di detriti sia da ricercare proprio nell'intrusione dei corpi subvulcanici di Rione Bocca a bassa profondità e nelle conseguenti deformazioni verticali e destabilizzazioni subite da questo settore in sollevamento. L'età di intrusione delle spine non è determinabile con esattezza per la impossibilità di impiegare metodi di datazione radiometrica su rocce così profondamente idrotermalizzate.

1.4.3.11. - unità di Bocca di Serra (BSR)

L'unità è formata da depositi clastici molto grossolani prevalentemente massivi, di colore verde-grigio formati da blocchi e megablocchi (da metrici a decametrici) di tufi appartenenti alle unità tufacee idrotermalizzate del *sintema del Rifugio di San Nicola* e rocce epiclastiche indurite, localmente immersi in una matrice grossolana di sabbie, lapilli e blocchi formata dagli stessi tufi idrotermalizzati che ne costituiscono la massa prevalente. Localmente sono presenti anche clasti di lave trachitiche e di tufi cineritici. A grande scala nel deposito si sviluppano comunemente strutture tipo rampa (Figg. 71, 72). I megablocchi, che mantengono spesso la stratificazione originaria, sono intensamente fratturati con strutture di tipo *jigsaw*. Spesso sono presenti dicchi sedimentari.

Si tratta di depositi di *debris avalanche* formatasi sul versante meridionale del blocco risorgente del Monte Epomeo. Nella valanga sono stati coinvolti i depositi intracalderici fortemente idrotermalizzati delle unità del *sintema del Rifugio di San Nicola*; l'anfiteatro di distacco della valanga è ben tracciabile: si sviluppa dal Belvedere di Serrara ad ovest, attraverso la cresta di Bocca di Serra, la vetta dell'Epomeo, a nord, e si raccorda ad oriente con il rilievo della costa Sparaina. La morfologia originaria dell'anfiteatro è modificata, come d'altra parte l'assetto generale del deposito di *debris avalanche*, dalle strutture di svincolo, faglie dirette subverticali, che hanno consentito il sollevamento del blocco centrale



Fig. 71 - Debris avalanche di Bocca di Serra. Cava Acquara. Il deposito avente spessore maggiore di 50 m è formato da megaboulders di tufi del sistema del Rifugio di San Nicola. Visibili rampe.



Fig. 72 - Debris avalanche di Bocca di Serra. Cava Scura.

risorgente della caldera ischitana. In particolare non è riconoscibile nel bacino di Serrara la caratteristica morfologia ad *hummock* delle *debris avalanches*; la morfologia a collinette è obliterata sia dalla spessa copertura di depositi di *debris flow* continentali che si sviluppano a tetto della sequenza esposta che per la presenza di superfici terrazzate che interessano il tetto dei depositi di *debris avalanches*; queste superfici terrazzate di origine marina, con associati sedimenti, sono oggi dislocate a varie quote.

L'unità affiora estesamente all'interno del vasto anfiteatro del bacino di Serrara-Fontana tra il Monte Epomeo a nord, il rilievo di Bocca di Serra ad ovest e il litorale dei Maronti a sud. Verso oriente affiora nelle profonde incisioni di Cava Acquara. Gli affioramenti tipo sono visibili nelle profonde incisioni del bacino di Serrara-Fontana, Cava di Olmitello, Cava Acquara, nell'area di Bocca di Serra e sulle falesie della spiaggia dei Maronti. Il suo spessore è variabile tra 10 ed oltre 100 metri. In vari affioramenti nella parte più rilevata del bacino di Serrara è esposto il contatto tra i depositi di *debris avalanches* e le unità in posto; il più significativo è visibile a Bocca di Serra dove l'unità ricopre, in discordanza, il *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt. attraverso una superficie che immerge di circa 40° verso l'interno del bacino. All'interno di Cava Olmitello è chiaramente visibile il contatto che separa questi depositi dai sottostanti tufi dei Pizzi Bianchi; in varie esposizioni ricopre i *tufi di Serrara-Cava Petrella (TSP)*. A tetto della *debris avalanches* dell'unità di Bocca di Serra sono presenti, nelle aree di Noia e di Fontana, livelli di ceneri argillificate e di lapilli pomicei di caduta sedimentati in ambiente marino, mentre depositi marini grossolani, di ambiente litorale, sabbie e conglomerati sono presenti in varie altre esposizioni (Buonopane, terrazzi dei Maronti, ecc.). La presenza dei depositi sedimentari marini a tetto della unità rende probabile l'ipotesi che la valanga di detriti sia stata messa in posto in ambiente marino. L'unità di Bocca di Serra si estende a mare nel tratto di piattaforma continentale antistante la spiaggia dei Maronti dove sono visibili megabloccchi che rappresentano *hummock* della *debris avalanches* ricoperti da pochi metri di depositi di fondale mobile. Nell'area marina a sud dei Maronti sulla scarpata continentale è stata individuata recentemente da studi di geologia marina (DE ALTERIIS *et alii*, 2005; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006) un'unità che forma un *fan* di blocchi e mega blocchi esteso per circa 40 km nel sottofondo marino della scarpata continentale dell'isola. Questa unità è in perfetta continuità con l'unità di Bocca di Serra. CHIOCCI & DE ALTERIIS (2006) collocano l'età di formazione di questo deposito nel Neolitico sulla base della datazione ¹⁴C di matita di *Posidonia* carotata nella parte alta della *debris avalanches*. I depositi insulari dell'unità si collocano a tetto dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*, datati a circa 33.000 anni fa, e sono ricoperti da depositi sedimentari marini di età incerta. Inoltre l'anfiteatro della valanga taglia il duomo di Costa Sparaina avente un'età radiometrica Ar/Ar di 15.800 anni collocando quindi ad una età successiva la messa in posto dell'unità BSR. L'età recentissima

ipotizzata da CHIOCCI & DE ALTERIIS (2006) trova quindi una conferma indiretta nella stratigrafia e nei rapporti geometrici individuati a terra tra le varie unità del settore meridionale di Ischia. Infine deve essere messo in evidenza che l'unità di *Bocca di Serra* è coinvolta nella formazione di vari terrazzi strutturali testimoni dei sollevamenti differenziali (anche storici) che anche questo settore dell'isola ha subito. Età 5.000-5.500 anni da oggi (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006).

1.4.3.12. - unità di Punta del Soccorso (PUS)

È costituita da depositi clastici grossolani, formati da blocchi e megablocchi plurimetrici delle unità che formano il *sintema del Rifugio di San Nicola* (TME, TFS, PZE), immersi in matrice grossolana derivante dalla disgregazione degli stessi tufi; la struttura dei depositi è massiva. I megablocchi conservano generalmente la struttura originaria delle unità e sono interessati da fratture di tipo *jigsaw*. Localmente sono presenti anche depositi ricchi in matrice che deriva da disfacimento e fratturazione di blocchi e megablocchi. Strutture ad *hummocks* sono ancora visibili nell'abitato di Forio e zone circostanti ed a valle degli anfiteatri di distacco della Falanga e di Rione Bocca. Le caratteristiche descritte consentono di interpretare questi come depositi di *debris avalanche*.

L'unità di *Punta del Soccorso* ricopre quasi interamente il settore ovest dell'isola, tra la costa ed il pedemonte del blocco risorgente al quale conferisce il tipico aspetto ad *hummock*. Si estende a partire dalla Baia di San Francesco fino ad arrivare a Citara, dal livello del mare fino a quote attorno ai 400 m. Depositati correlabili a questa unità sono inoltre stati individuati nel sottofondo marino del settore a mare occidentale dell'isola, di fronte alla spiaggia di Citara, a Punta delle Pietre Rosse e a Forio fino a distanze di oltre 4 Km dalla costa, in continuità con gli affioramenti a terra. In questa area le linee sismiche ad alta risoluzione mostrano il corpo della *debris avalanche* subaffiorante con una sottile copertura di sedimenti. Sono ancora riconoscibili numerose *hummocks* formate da megablocchi di tufi del *sintema del Rifugio di San Nicola*.

I depositi dell'unità derivano dal collasso gravitativo del settore occidentale del blocco risorgente del Monte Epomeo indotto con tutta probabilità dall'intrusione di corpi magmatici subsuperficiali; alcune apofisi di questi corpi (*unità di Vagnulo*) sono state individuate, nel corso dei rilievi effettuati, nell'area di Rione Bocca.

In generale i depositi dell'unità affiorano, con esposizioni didattiche, lungo il tratto di costa compreso tra Cava dell'Isola e Punta del Soccorso (Fig. 73). Nella città di Forio, costruita sul *fan* della valanga di detriti, blocchi ciclopici rappresentanti *hummocks* della valanga, affiorano in varie località, fortemente antropizzati ed utilizzati come substrato di torri di avvistamento medioevali. In località Sant'Antuono ricoprono i depositi piroclastici legati ad un cono di tufo locale. Nella zona di San Francesco-Forio alcuni sondaggi hanno evidenziato l'appoggio



Fig. 73 - Depositi della debris avalanche di Forio a Cava dell'Isola. I blocchi biancastri sono siltiti fossilifere, i blocchi verdi sono correlabili alle breccie di base dei tufi di Frassitelli.

dei depositi di *debris avalanche* su sabbie marine che ricoprono a loro volta i tufi gialli della unità dei *tufi di Citara*. A monte della stessa zona la *debris avalanche* è ricoperta da depositi sedimentari correlabili con quelli dell'unità di *Mezzavia Vecchia* (MZV) (5.850 $\pm$ 250 anni da oggi, BUCHNER *et alii*, 1996); questi non sono cartografabili perché di estensione esigua. L'unità di *Punta del Soccorso* è quindi più giovane di 43.000 anni (età radiometrica dei *tufi di Citara*) e più antica di circa 5.850 anni (età radiometrica dei sedimenti di *Mezzavia Vecchia*). Il corpo della grande frana appare interessato da rimaneggiamenti nelle porzioni prossime alla costa dove i blocchi appaiono arrotondati e dove la morfologia permette di ricostruire antiche paleofalesie ricavate nei depositi clastici. L'anfiteatro della *debris avalanche* dell'unità di *Punta del Soccorso*, che delimita a monte le zone interessate dal collasso di settore della parte occidentale e nord-occidentale del blocco risorgente centrale della caldera ischitana, ha un andamento relativamente irregolare correndo tra Trone Morgera, Bocca di Serra e Pietra dell'Acqua per proseguire tra Pietra dell'Acqua, Falanga e Capo dell'Uomo. La morfostruttura depressa della Falanga assume quindi il significato di una grande nicchia di distacco della *debris avalanche*, probabilmente ripresa da strutture tettoniche (Fig. 74).



Fig. 74 - Panoramica del blocco risorgente dell'Epomeo. In secondo piano il crinale Epomeo, Pietra dell'acqua, zona di massimo sollevamento del blocco risorgente del Monte Epomeo e zona di distacco della debris avalanche di Forio. In primo piano i depositi della debris avalanche confinati in alto tra Monte Nuovo e il Toppo. Forio è costruita sul fan della valanga di detriti. Le Torri della città sono costruite su hummocks della valanga.

1.4.3.13. - unità di Lacco Ameno (LMO)

L'unità è formata da megablocchi e blocchi di tufi delle unità del *sintema del Rifugio di San Nicola*, intensamente fratturati e con strutture di tipo *jigsaw* (Fig. 75). I blocchi sono immersi in una matrice grossolana costituita da clasti, ciottoli e blocchi di tufo e di epiclastiti litificate biancastre più abbondanti nell'area di Casamicciola. Le migliori esposizioni sono visibili tra Lacco Ameno e la località Fango (il fungo di Lacco Ameno è un esempio di *hummock*) e tra Casamicciola e Piazza Bagni. Lembi estesi affiorano anche a quote elevate a monte di Piazza Bagni-Casamicciola. L'area sorgente si sviluppa tra Capo dell'Uomo e Cava Leccie dove si osservano le estese morfologie concave delle aree di distacco che formano un anfiteatro relativamente irregolare. I depositi di questa unità clastica sono da ricondurre a depositi di *debris avalanche* formatasi per il collasso del settore settentrionale del blocco risorgente del Monte Epomeo. L'unità prosegue con continuità nelle aree marine a nord dell'isola dove condiziona profondamente la morfologia del fondo marino caratterizzata da grandi *hummock*. Nell'area antistante Lacco Ameno i depositi dell'unità sono stati probabilmente rimobilizzati in epoca molto recente, come sembra suggerire la nicchia di distacco arcuata che si sviluppa nei depositi della valanga di detriti. L'unità è stata coinvolta nei fenomeni di sollevamento e subsidenza che hanno interessato l'isola; infatti appare dislocata e si osservano superfici terrazzate (di abrasione marina) che si sviluppano a terra, terrazzo di



Fig. 75 - Debris avalanche di Lacco Ameno. Strutture jig saw.

Mezzavia-Casamicciola-Cafieri, all'interfaccia terra-mare ed a mare. La presenza al tetto di sedimenti fossiliferi dell'unità di Mezzavia Vecchia, sollevati a 55-60 m s.l.m., testimonia come l'unità di Lacco Ameno è stata interessata da importanti fenomeni di sollevamento. Questi sono avvenuti probabilmente in più fasi che hanno indotto la formazione di paleolinee di riva e superfici d'abrasione. Queste sono ben sviluppate nei depositi a mare.

Le discontinuità tettoniche che delimitano i terrazzi strutturali sono ben visibili nelle linee sismiche *sparker* ortogonali alla costa settentrionale dell'isola mentre il *fan* di accumulo della valanga di detriti, con la superficie superiore convessa a collinette, è ben visibile nelle linee sismiche parallele alla costa (vedi Titolo IX Geofisica).

La *debris avalanche* è ricoperta dai depositi sedimentari fossiliferi di Mezzavia Vecchia, datati con il metodo ^{14}C a 5.750-5.970 anni da oggi (BUCHNER *et alii*, 1996), e ricopre le lave alcalitrachitiche della Fundera di età 8.500 anni da oggi (DEINO in questo lavoro). L'età di formazione della *debris avalanche* si colloca quindi in tale intervallo di tempo.

1.4.3.14. - tufi di Villa Arbusto (VLA)

Tufi gialli stratificati, spessi 5-10 m, costituiti da livelli di bombe e lapilli scoriacei e pomicei in matrice cineritica litificata. Tali depositi derivano dall'attività

idromagmatica di cono/i di tufo ubicati lungo il settore costiero di Casamicciola ed ormai non più morfologicamente individuabili.

Affiorano in località Villa Arbusto dove ricoprono i depositi dell'*unità di Lacco Ameno* (LMO).

1.4.3.15. - unità di Mezzavia Vecchia (MZV)

L'*unità di Mezzavia Vecchia* comprende una successione marino-continentale di piana costiera, costituita da depositi alluvionali (sabbie e argille sabbiose) e da terreni detritici caotici intercalati a livelli piroclastici pomicei, scoriacei e cineritici e ad un deposito di spiaggia fossilifero, disposto ad una quota di circa 55-60 metri s.l.m. (BUCHNER *et alii*, 1996).

I depositi marini (*gusci di bivalvi*), a cui sono associati lembi di sabbie ritrovate in aree limitrofe, sono stati datati mediante il metodo ^{14}C che ha fornito un'età di 5.750 - 5.970 $\pm$ 250 anni da oggi (BUCHNER *et alii*, 1996). Poco più ad oriente, in località Perrone (costone sud), gli stessi Autori hanno datato un livello fossilifero a *Cladocora caespitosa* (L.) di cui non si cartografa il deposito ma si rileva il terrazzo che da quel settore di costa si sviluppa verso località Cafieri; in questo caso il metodo ha fornito un'età di 8.350 - 8.770 $\pm$ 340 anni da oggi.

1.4.4. - subsistema di Ischia Porto (III₄)

È delimitato al tetto dalla superficie topografica attuale. La base è delimitata da un paleosuolo (5.585 $\pm$ 300 anni da oggi, ORSI *et alii*, 1996) a tratti con depositi di materiale rimaneggiato che si rinviene in maniera continua in tutta la zona est dell'isola e che segna una lunga stasi dell'attività vulcanica che precede l'eruzione idromagmatica di Piano Liguori.

1.4.4.1. - piroclastiti di Piano Liguori (PNU)

Le *piroclastiti di Piano Liguori* sono formate da livelli di ceneri fini massive a stratificazione piano parallela. Le ceneri sono spesso vescicolate, pisolitiche, di colore grigio biancastro, leggermente indurite; presentano intercalazioni di livelli centimetrici di lapilli pomicei grigi, poco vescicolati, porfirici a sanidino e subordinati femici (biotite), clastosostenuti (Fig. 76), di composizione trachitica. Nei livelli pomicei sono presenti anche elasti idrotermalizzati di colore rossastro e litici lavici di colore grigio. Lo spessore medio dei depositi è di circa 3-5 m e si mantiene pressoché costante in tutti gli affioramenti. Si tratta per lo più di depositi di caduta. In alcune esposizioni, Fondo Bosso, Madonna di Montevergine e zona di Catavola, il deposito è costituito da livelli sottili di lapilli pomicei e ceneri



Fig. 76 - piroclastiti di Piano Liguori (**PNU**). Ceneri di caduta idromagmatiche con intercalati lapilli trachitici, località Corbaro.

con strutture a laminazione incrociata. I singoli livelli variano da ben classati a mal classati. I lapilli pomicei sono sub-arrotondati e, in alcuni livelli, presentano gradazione inversa. Nell'area della Madonna di Montevergine si sviluppano strutture duniformi con lunghezza d'onda di 2 m; la forma delle dune è asimmetrica e sono evidenti strutture erosive a basso angolo (15-20°). La propagazione delle creste delle dune indica una direzione di flusso da nord a sud. Si tratta di depositi di *surge* piroclastici la cui zona sorgente è da ricondurre all'area di Ischia Porto-Cretaio. I depositi di questa eruzione affiorano principalmente nella parte SE dell'Isola d'Ischia che va da Chiumanno, San Antuono, Ischia Ponte ai rilievi di Mt. di Vezzi e Piano Liguori fino a Grotta di Terra e Punta San Pancrazio. Mantellano, in discordanza, le unità più antiche con spessori quasi costanti. I massimi spessori sono di 7 metri.

Le caratteristiche dei depositi e l'estensione areale portano a ritenere che siano stati emessi da un condotto eruttivo ubicato probabilmente nella zona di Cantariello; i depositi sono stati ricondotti, da ORSI *et alii* (1996), ad attività esplosiva freatomagmatica di tipo freatopliniano.

I depositi di ceneri delle *piroclastiti di Piano Liguori* poggiano su un paleosuolo (spessore 50-60 cm) ben sviluppato di colore marrone-rossastro che, verso il tetto,

diventa di colore nero. La datazione di questo paleosuolo, effettuata da ORSI *et alii* (1996) mediante il metodo ^{14}C , fornisce età calibrate di 5.347-5.807 anni da oggi. Queste età ben si accordano con quelle ipotizzate da BUCHNER (1986) sulla base di resti archeologici (raschiatoio in selce) ritrovati nel paleosuolo. Si tratta di una delle unità piroclastiche a maggiore dispersione affioranti sull'isola.

1.4.4.2. - scorie di Punta della Cannuccia (**PCI**)

Il deposito è formato da banchi di lapilli e bombe scoriacee di colore nero e rosso, massivi o debolmente stratificati, mal classati, clasto-sostenuti, di caduta, a composizione shoshonitica; lo spessore varia da 1 a 30 m. Questi depositi formano il cono di *scorie di Punta della Cannuccia*, ubicato nel settore SE dell'isola (Fig. 77). Questo piccolo centro eruttivo, che si colloca dopo l'attività delle *piroclastiti di Piano Liguori*, si è originato in seguito all'apertura di una frattura eruttiva con direzione NE-SO nel settore sudorientale dell'isola. Si colloca nella stessa posizione stratigrafica delle scorie delle *piroclastiti di Vateliero*, *membro di Molara di Ischia* e testimonia l'esistenza di una fase distensiva importante che ha interessato Ischia a metà dell'Olocene. Questa



Fig. 77 - scorie di Punta della Cannuccia (**PCI**). Baluardo di scorie ed imbuto craterico.

fase ha consentito la risalita di magmi relativamente primitivi sino in superficie e la rialimentazione del sistema di alimentazione del campo vulcanico da parte di magmi profondi shoshonitici. Il magmatismo mafico di cui è testimone il cono di *scorie di Punta della Cannuccia* è stato seguito dall'attivazione di un'importante fase eruttiva nei settori orientale e settentrionale del campo vulcanico ischitano.

Età: post 5.807 anni da oggi.

1.4.4.3. - unità di Serrara Fontana (SEF)

Comprende depositi epiclastici massivi o debolmente stratificati, da matrice sostenuti a clasto-sostenuti, di colore verdastro, con spessori variabili da 1 a 5 m; sono composti prevalentemente da frammenti eterometrici di tufi del *sintema del Rifugio di San Nicola*; subordinatamente sono presenti anche *boulder* lavici, clasti di argille brune, talora fossilifere e tufi epiclastici dell'unità di Cava Leccie e di Campomanno. Si tratta di depositi di *debris flow* legati a processi di erosione accelerata successivi alla messa in posto della *debris avalanche* dell'unità di *Bocca di Serra*. Questi depositi affiorano con continuità nel bacino di Serrara, nella parte alta delle profonde "cave" che dal Monte Epomeo scendono verso la spiaggia dei Maronti.

1.4.4.4. - unità di Barano (Rosato *Auctt.*) (BNO)

Già conosciuta con il nome di frana del Rosato (VEZZOLI, 1986), questa unità è costituita da depositi di *debris-flow* e *mud-flow* massivi di colore marrone-verdastro, con matrice fangosa indurita. I clasti appartengono prevalentemente all'unità di *Colle Jetto* (CJT) e all'unità di *Cava Leccie* (VEC); sono presenti subordinati clasti di tufi verdi e di lave di varie dimensioni, compresi *boulder* di dimensioni metriche probabilmente della unità delle *lave di Costa Sparaina*.

I depositi dell'unità del Rosato affiorano in località Buonopane e Barano d'Ischia. Nel complesso hanno una forma tipo "*fan* alluvionale". Non è possibile dire se questa sia la forma originaria dei depositi oppure se essa sia dovuta ad un effetto di convergenza morfologica frutto del rimodellamento successivo alla messa in posto.

Al tetto sono presenti depositi torrentizi che rimobilizzano lapilli pomicei e ceneri di colore bianco. L'unità ricopre, con contatto erosivo, le *piroclastiti di Piano Liguori*, mentre in località Rosato è chiaramente visibile il contatto con le sovrastanti *piroclastiti del Vateliero*. L'età di messa in posto si colloca quindi tra circa 5.000 anni da oggi ed il VI-IV secolo a.C.

1.4.4.5. - unità della Grande Sentinella (GSN)

L'unità comprende depositi massivi grossolani di *debris-flow* costituiti da clasti di tufo verde eterometrici immersi in matrice limo-sabbiosa ed argillosa in più unità sovrapposte; sono presenti clasti plurimetrici di tufi del *sintema di Rifugio di San Nicola*, in generale molto arrotondati, provenienti dallo smantellamento dei versanti settentrionali del Monte Epomeo.

I depositi detritici inseriti in questa unità affiorano nel settore nord dell'isola, nella zona che dalle pendici del Monte Epomeo arriva all'abitato di Casamicciola e ricopre il duomo della Fundera con spessori di circa 5-6 m. L'età di questa unità detritica è successiva a 8.000 anni fa (età del duomo della Fundera); stratigraficamente **GSN** si colloca a tetto del *debris avalanche* dell'unità di *Lacco Ameno*. Si tratta di depositi di flussi di massa legati alla rimobilizzazione di masse detritiche dei versanti settentrionali del blocco risorgente successivamente al distacco della grande *debris avalanche* settentrionale.

1.4.4.6. - deposito di origine mista: *debris-flow* e/o torrentizio (i_c)

Si tratta prevalentemente di corpi detritici plurimetrici di colore verdastro da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti, formati da clasti eterometrici, da centimetrici a metrici, di rocce epiclastiche e tufacee dell'unità di Campomanno e Colle Jetto e di tufi del *sintema di Rifugio di San Nicola*.

Questi depositi affiorano in località Pera di Basso, nel settore nord-occidentale dell'isola, dove formano una conoide che da Ervaniello arriva fino a Gurgitello. Come in altri settori dell'isola, anche in questa zona, i depositi costituiscono la parte alta delle cave, segno questo che indica un loro progressivo sollevamento testimoniato anche da lembi di superfici terrazzate in corrispondenza delle quali è stato segnalato l'affioramento di sedimenti fossiliferi (RITTMANN & GOTTINI, 1980) e successiva incisione ed erosione.

1.4.4.7. - unità di Succhivo (SUC)

È formata da depositi spessi varie decine di metri, generalmente eterometrici, da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti. Si osservano più unità di messa in posto distinguibili in base alle associazioni litologiche e composizionali; queste sono caratterizzate da rapporti stratigrafici discordanti (solitamente erosivi) del tipo "*cut and fill*". In generale si tratta di successioni detritiche legate a deposizione da flussi di massa, talora intercalate a sedimenti fluvio-palustri o depositi piroclastici in posizione primaria e/o rimaneggiati. Queste successioni sono legate a processi denudazionali di versante di tipo parossistico correlati a favorevoli condizioni climatiche e/o a fasi di sollevamento accelerate del blocco risorgente dell'Epomeo.

L'unità, nelle porzioni basali, è costituita dalla sovrapposizione di colate tipo

debris-flow, matrice-sostenute, di colore prevalentemente verde scuro e verde chiaro grigiastro, composte prevalentemente da frammenti di tufo verde eterometrici, cineriti ed epiclastiti biancastre, pomici e frammenti lavici. I depositi geometricamente più bassi risultano prevalentemente caratterizzati dalla presenza di matrice tufacea verdastra e clasti eterometrici, a volte anche embriciati, afferenti alla formazione di TME e legati a fenomeni di trasporto di tipo torrentizio. Età ^{14}C 8.590 $\pm$ 110 anni da oggi (TIBALDI & VEZZOLI, 2004).

Il deposito, nella parte alta, è costituito dalla sovrapposizione di più colate fangose tipo *debris-flow* da matrice a clasto-sostenute, costituite solitamente da clasti generalmente squadriati, da centimetrici a metrici provenienti dallo smantellamento delle successioni piroclastiche e tufacee dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*. Lungo le sezioni naturali si riconoscono eventi alluvionali di modesto spessore a carattere torrentizio. Buone esposizioni si osservano nella piana di Succhivo, al di sopra dei *tufi di Sant'Angelo*, nel settore sud dell'isola (Fig. 60). L'area sorgente corrisponde a quelle del versante strutturale sud-occidentale del Monte Epomeo, e l'innescò risulta collegato a fasi di risalita vulcano-tettonica; in alcuni casi si rilevano lembi relitti delle colate detritiche lungo il versante o pedimonte.

I depositi detritici che formano l'unità hanno colmato progressivamente la depressione strutturale di Succhivo, a forma rettangolare, che è delimitata da faglie dirette verticali e si è formata alla base sud-occidentale del blocco risorgente. Le colate detritiche, provenienti dai versanti strutturali in sollevamento, hanno progressivamente colmato la depressione con decine di metri di depositi. I caratteri morfologici e morfometrici dell'intera successione indicano che i depositi erano raccordati e/o compatibili con un livello di base diverso dall'attuale, a conferma dei recenti sollevamenti che hanno coinvolto, anche settorialmente, l'Isola d'Ischia (tardo Pleistocene superiore - Olocene antico e recente). Spessore variabile da 1-2 fino a 15 m.

Alla base della sequenza, in appoggio discordante sui *tufi di Sant'Angelo*, sono presenti alcuni metri di tefra cineritici e pomicei con paleosuolo intercalato dell'età ^{14}C di 5.690 $\pm$ 60 anni da oggi (TIBALDI & VEZZOLI, 2004). L'unità di Succhivo è quindi successiva a questa età.

La presenza di valli sospese nell'area di Cava Grado incise nell'unità di Succhivo testimonia chiaramente il forte sollevamento che ha subito la zona nell'Olocene recente.

1.4.4.8. - lave del Rio Corbore (RCB)

Si tratta di lave di colore grigio, massive, porfiriche a sanidino e subordinati pirosseni, di composizione trachitica; lo spessore è superiore a 10 m. Nel taglio della cava è possibile osservare il nucleo massivo della lava con *joint* quasi verticali, mentre la parte esterna risulta più scoriacea.

Le *lave del Rio Corbore* affiorano nella zona chiamata Fasolara, al di sotto dell'edificio dell'Arso, con una forma allungata con un lato tagliato in modo netto dovuto all'intensa attività estrattiva di questo materiale utilizzato in passato come pietra da costruzione.

Età K/Ar 5.000+/-1.000 anni da oggi (POLI *et alii* (1987).

1.4.4.9. - lave del M.te Tabor (**TBR**)

L'unità è rappresentata da lave di colore grigio-nerastro, spesse 40 m, ricche in biotite e fenocristalli di pirosseno e sanidino, a composizione trachitica. In alcuni punti le lave hanno a tetto brecce laviche di colore rossastro. Si presentano intensamente fratturate con fratture quasi verticali a direzione SO-NE.

Queste lave sono state emesse dal duomo del M.te Tabor che si trova ad est dell'abitato di Casamicciola, bordato dalla colata di lava di Punta Scrofa. La particolare conformazione del lato nord del duomo, che sviluppa una parete liscia e quasi verticale, è riconducibile ad una paleofalesia legata alla formazione di un terrazzo marino a 5 m s.l.m. impostato sui *tufi di Cava del Puzzillo*.

Comprende anche una lava di colore grigio scuro, molto densa e compatta, poco vescicolata, porfirica a sanidino, a composizione trachitica. Questa lava affiora nella zona del Castiglione ed è stata emessa dal duomo del Mortito, a est di Punta della Scrofa.

Nelle immediate vicinanze del duomo è presente un dicco (circa 8 m di spessore e 80 di lunghezza) con direzione SO-NE che forma Punta Bagnetielli. Come per il M.te Tabor anche in questo caso il lato a mare del duomo è l'espressione morfologica di una paleofalesia.

1.4.4.10. - lave e piroclastiti del Bosco della Maddalena (**BMD**)

Il centro eruttivo del Bosco della Maddalena insieme al Rotaro e al centro eruttivo di Punta della Scrofa costituiscono quello che in letteratura è conosciuto come il complesso eruttivo del Monte Rotaro (VEZZOLI, 1988). Il centro eruttivo del Bosco della Maddalena, definito da RITTMANN & GOTTINI (1980) col nome di Rotaro I, ha un diametro esterno di circa 900 metri e una profondità di 125 metri. Ancora oggi è visibile la bocca del vulcano, chiamata Fondo d'Oglio, la quale, secondo RITTMANN & GOTTINI (1980), è stata sede di sedimentazione lacustre; in seguito è stata utilizzata come discarica e parzialmente riempita con inerti e rifiuti solidi urbani (BUCHNER, 1986).

1.4.4.10.1. - *membro di Cognolo (BMD₁)*

È costituito da banchi di brecce stratificate di colore nero che, nel distale, tendono a diventare più sottili e si alternano a livelli di lapilli e bombe pomicee, clasto-sostenuti, di caduta, di colore marrone. Lo spessore del deposito varia da 10 a 20 metri. I livelli di scorie nere sono massivi o leggermente stratificati per variazioni granulometriche (ceneri grossolane-lapilli-bombe). Alcuni presentano una gradazione inversa con al tetto livelli ossidati di colore rosso. La frazione juvenile è costituita da bombe scoriacee di colore nero, porfiriche a sanidino, di composizione trachitica. I litici, che sono molto abbondanti, sono prevalentemente lave trachitiche di colore nero, porfiriche a sanidino, ossidiane, sieniti e subordinate bombe a crosta di pane. I livelli di pomici di caduta differiscono da quelli di scorie esclusivamente per la frazione juvenile mentre il contenuto e la tipologia dei litici rimane invariata.

I depositi afferenti a questo membro affiorano esclusivamente lungo la parte alte di Cava del Puzillo dove poggiano, in discordanza angolare, sui *tufi di Cava del Puzillo* (Fig. 78).

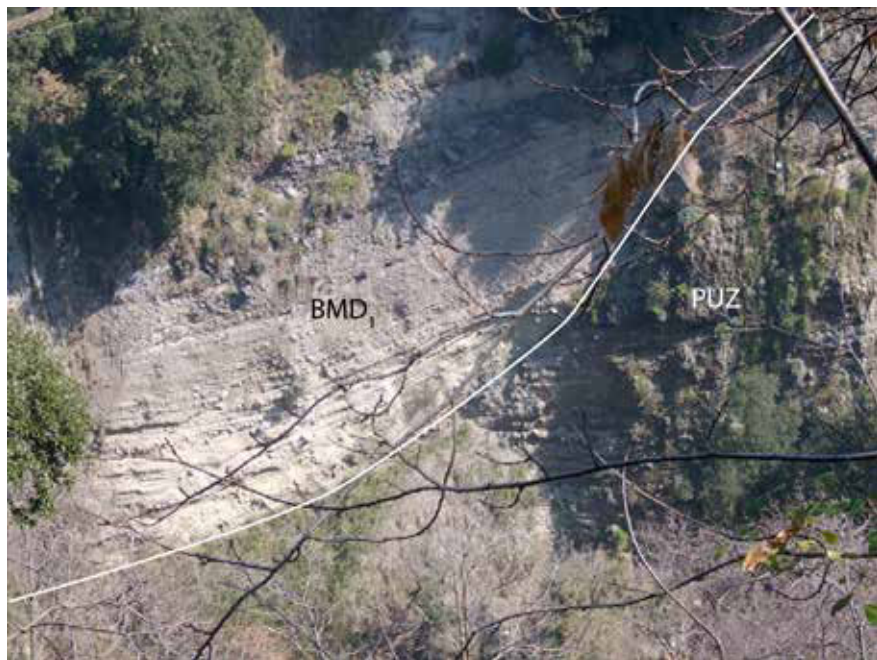


Fig. 78 - lave e piroclastiti del Bosco della Maddalena (**BMD**); membro di Cognolo (**BMD₁**).



Fig. 79 - *membro del Fondo d'Oglio (BMD₂)* (complesso del Rotaro Auctt.).

1.4.4.10.2. - *membro del Fondo d'Oglio (BMD₂)*

Questo membro comprende i depositi che formano il cono di scorie del *membro Fondo d'Oglio* costituito da strati di lapilli e bombe scoriacee di colore nero e da abbondanti litici lavici anche di dimensioni notevoli (50-60 cm); i livelli sono mal classati, massivi o con una debole stratificazione, indotta anche da rimobilizzazione in *grain flow*. Talora sono presenti anche livelli di lapilli e bombe scoriacee saldati sino a facies laviche. Buone esposizioni (5 m di spessore) si trovano lungo la strada che conduce all'interno del Fondo d'Oglio (Fig. 79). Le piroclastiti ricoprono lave massive di colore grigio, molto vescicolate e porfiriche a sanidino, a composizione trachitica. Le lave

affiorano all'interno del cratere del Rotaro, denominato Fondo d'Oglio, e lungo la parte terminale di Cava del Puzzillo e raggiungono i 30 m in affioramento. Le lave del *membro del Fondo d'Oglio* sono interpretabili come le porzioni rimanenti di un duomo dal quale è fuoriuscita la colata che affiora lungo Cava del Puzzillo.

Età Ar/Ar 3.700+/-1.100 anni da oggi.

1.4.4.10.3. - *membro de Le Querce (BMD₃)*

Si tratta di livelli di caduta pomicei e cineritici di colore giallo o grigio, spessi 2 m, che tendono a sfumare nel suolo attuale. La base del deposito risulta debolmente stratificata per variazioni granulometriche dei clasti; è costituita da lapilli e/o bombe pomicee di colore giallastro, subordinati litici lavici con alternati livelli cineritici grigi. Verso l'alto si passa ad un deposito a granulometria più fine costituito prevalentemente da lapilli pomicei e ceneri grigie che si alternano in livelli sottili.

I depositi ricoprono con continuità l'intero edificio vulcanico del Bosco della Maddalena; alcuni sporadici affioramenti si rinvencono anche in località Castiglione.

1.4.4.11. - deposito di origine mista: *debris-flow* e/o torrentizio (**i_b**)

Depositi di colore verdastro, da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti, costituiti da clasti di tufo verde, epiclastiti, tufi gialli e piroclastiti litoidi spesso in matrice formata dagli stessi componenti; da massivi a strutturati e localmente con contatti erosivi di tipo *cut and fill*. Sono connessi a colate detritiche e fangose. L'unità racchiude depositi detritici che affiorano in varie parti dell'isola e che si collocano nella stessa posizione stratigrafica in vari settori: all'interno del Bacino di Serrara, a Casamicciola, Succhivo e Sant'Angelo. A Punta Chiarito ricoprono il sito archeologico del VI-VII sec. a. C. (GIALANELLA, 1994), mentre nel bacino di Serrara sono più giovani dei depositi di *debris avalanche* dell'unità di Bocca di Serra e più antichi delle *piroclastiti del Cretaio* (150 d. C.). Nel bacino di Casamicciola-Lacco Ameno ricoprono il *debris avalanche* dell'unità di Lacco Ameno ed i sedimenti di Mezzavia.

Sono da correlare a fenomeni di erosione accelerata, successivi ad una fase di sollevamento del blocco centrale dell'isola e di parti periferiche della stessa, avvenuta a partire da circa 6.000 anni da oggi. I sedimenti più recenti giungono sino al VI sec. a. C. come testimoniano i depositi di *debris flow* che ricoprono il sito archeologico di Punta Chiarito.

1.4.4.12. - lave del Cantariello (**CNT**)

L'unità è costituita da lave di colore grigio-nerastre, molto porfiriche a sanidino, massive, a composizione trachitica, emesse da piccoli duomi ormai quasi completamente ricoperti da una coltre di piroclastiti afferenti principalmente alle *piroclastiti del Cretaio*. I pochi affioramenti si rinvencono nell'area di Piedimonte, dove morfologicamente danno un aspetto collinare. Si sono contati almeno 11 centri eruttivi che si presume si siano formati nello stesso arco di tempo. I duomi hanno una forma più o meno circolare con un diametro medio di circa 280 m ed un'altezza di circa 50 m.

1.4.4.13. - piroclastiti di Panza (**PPZ**)

Il deposito è formato da livelli di cineriti stratificate, da fini a grossolane, con stratificazione da piano parallela ad incrociata. Si tratta di depositi di caduta e di *surge* piroclastico di spessore variabile da 2 m fino a 30-40 cm, probabilmente legati all'attività dell'anello di cenere di Panza del quale è ancora ben visibile il cratere.

Le piroclastici di questa eruzione formano una copertura quasi continua nell'areale di Panza, fino ad arrivare alla località Scannella e ricoprono le *piroclastiti di Russo*.

1.4.4.14. - scorie saldate del Porto d'Ischia (PIH)

L'unità comprende i prodotti lavici e le scorie saldate che affiorano nella zona di Ischia Porto e spiaggia degli Inglesi.

Alla base della collina di S. Pietro e sulla collina di Villa Reale sono state individuate due tipologie di depositi: alla base della successione sono presenti lave massive di colore grigio, porfiriche a sanidino che sono coperte da un deposito di scorie saldate con immersione quaquaversale. Si tratta di depositi emessi dal centro eruttivo di Porto d'Ischia, legati ad una fase iniziale effusiva e ad una successiva fase di fontanamento di lava. I depositi affiorano nella zona dell'attuale Porto d'Ischia, con spessori di 15-20 m, dove è morfologicamente ben visibile il cratere occupato da un lago, separato dal mare. Nel 1854 il baluardo fu scavato e aperto per farne un piccolo porto.

RIITMANN & GOTTINI (1980) hanno rinvenuto sulla collina di S. Pietro, tra le lave e le scorie saldate, un paleosuolo con cocci ed altri reperti archeologici del VI° e V° secolo a.C. che dimostrano l'esistenza di un antico insediamento greco distrutto dall'eruzione che ha originato le scorie saldate. La presenza di questo paleosuolo fa ritenere che in questa posizione si fosse formato un centro eruttivo lavico che è stato poi parzialmente distrutto dall'eruzione che ha portato alla formazione del cratere del Porto d'Ischia.

Lungo la falesia della spiaggia degli Inglesi le lave legate alla prima fase d'attività del Porto d'Ischia sono fagliate verso SO. Le lave sono ricoperte da depositi ricchi in blocchi di *block and ash flow*, imputabili probabilmente ad un collasso di duomo.

Proseguendo verso ovest su questo tratto di falesia sono stati cartografati tufi di colore giallo formati da lapilli pomicei e ceneri che passano al tetto a scorie saldate, lave a cuscino e lave massive di colore grigio scuro, compatte, porfiriche a biotite, pirosseni e plagioclasio (Fig. 80). La natura dei depositi e la sequenza stratigrafica permettono di affermare che l'eruzione, legata ad un centro eruttivo probabilmente ubicato nell'area marina antistante, è stata inizialmente di tipo idromagmatico con formazione dei tufi gialli ed in seguito si è evoluta ad effusiva, in ambiente probabilmente marino, con emissione di lave a cuscino seguite da scorie saldate.

Età post VIII° sec. a. C. (BUCHNER, 1986).

1.4.4.15. - piroclastiti del Vateliero (VTL)

In questa unità sono inseriti i depositi di caduta legati all'attività esplosiva dei centri eruttivi del Vateliero, Molara e Cava Nocelle e le lave che affiorano alla base di questi centri eruttivi per le quali sono ancora dubbi i rapporti stratigrafici.



Fig. 80 - scorie saldate del Porto d'Ischia (**PIH**); spiaggia degli Inglesi.

1.4.4.15.1. - *membro di Molarà di Ischia* (**VTL₁**)

È costituito da lave scoriacee di colore grigio scuro, massive, porfiriche a sanidino. Composizione latitica, spessore 1-2 m. Queste lave sono visibili all'interno del cratere di Molarà e di Cava Nocelle. RITTMANN & GOTTINI (1980) e BUCHNER (1986) riportano che in passato queste lave erano utilizzate come pietra da macina, da cui il nome Molarà; ormai rimangono solo pochi affioramenti sparsi tra gli edifici.

1.4.4.15.2. - *membro di Casa Balestrieri* (**VTL₂**)

I depositi sono formati da strati massivi o leggermente stratificati con blocchi, bombe e lapilli scoriacei di colore nero o rossastri (ossidati), mal classati, a composizione latitica (Fig. 81). Le scorie hanno una forma squadrata, ma in alcuni affioramenti sono appiattite, molto leggere e vescicolate, porfiriche a plagioclasio, olivina e pirosseni (diopside). All'interno delle scorie si rinvencono xenoliti lavici. Alcuni livelli presentano una gradazione inversa, dovuta anche a fenomeni di *grain-flow*, e sono lateralmente discontinui. Sono presenti balistici lavici di



Fig. 81 - *piroclastiti del Vateliero; membro di Casa Balestrieri(VTL).* Scorie latitiche del cono di scorie di Vateliero con alla base piroclastiti di Piano Liguori.

grosse dimensioni (50 cm), clasti idrotermalizzati e resti di cineriti arrossate. Si tratta di depositi di caduta derivanti da attività esplosiva di tipo stromboliano.

Questa unità comprende i depositi emessi dai centri vulcanici che si allineano su fratture eruttive associate alla faglia, di importanza regionale a direzione NE-SO, che separa i rilievi di Monte di Vezzi dal cosiddetto *graben* di Ischia. Lungo questa struttura si contano almeno 7 centri eruttivi: Vateliero, Molara e Cava Nocelle sono i più grandi. Per la somiglianza dei prodotti emessi, l'estrema vicinanza dei centri eruttivi e l'assenza, all'interno dei vari affioramenti, di discordanze angolari, non è stato possibile separare in carta i prodotti eruttati dai vari centri. Il cratere del BMD ha un diametro di circa 350 m ed una profondità

di 75 m. I prodotti emessi, consistenti in bombe e lapilli scoriacei di colore nero, da massivi a leggermente stratificati, non formano un vero baluardo ma tendono piuttosto a mantellare la topografia pre-esistente. I bordi interni sono ricoperti da detrito di versante costituito da pomici di varia natura con fenomeni di *grain-flow*; la base del cratere è parzialmente riempita da sedimenti eluvio-colluviali.

Il centro eruttivo di Molara ha un cratere del diametro di circa 250 m e profondità di 20 m. Le scorie di colore nero o rossiccio emesse da questo vulcano hanno costruito un baluardo a forma di mezzaluna, aperto verso est, alla base del quale affiorano le *piroclastiti di Piano Liguori*. Il cratere di Cava Nocelle ha un diametro di 200 m ed è costituito da bombe scoriacee di forma appiattita di colore marrone-rossastro che, come quelle degli altri edifici, tendono a mantellare i rilievi circostanti. Si appoggiano infatti sul M. Testa e sul versante che porta a M. di Vezzi.

Oltre a quelli citati, sono presenti altri crateri di dimensioni inferiori; due in particolare si riconoscono bene ad est del centro eruttivo del Vateliero.

Alla base dei prodotti dell'unità delle *piroclastiti del Vateliero* sono sempre presenti le *piroclastiti di Piano Liguori* (Fig. 81). Queste due unità sono generalmente a contatto diretto anche se in alcuni affioramenti sono separate da

depositi rimaneggiati di tipo torrentizio o da *debris-flow*. Nella zona di Rosato i prodotti del cratere del Vateliero ricoprono il deposito dell'*unità di Barano*. Superiormente i depositi di questo membro sono ricoperti dalle *piroclastiti del Cretaio*; queste due unità sono separate da un paleosuolo di circa 30-40 cm di colore marrone, datato post VI-IV sec a. C. (BUCHNER, 1986).

1.4.4.16. - piroclastiti di Cava Bianca (CBN)

Il deposito si presenta massivo e mal classato, nella parte basale è costituito prevalentemente da bombe scoriacee di colore marrone esternamente e nere all'interno, ben vescicolate, porfiriche a sanidino (1 cm) e subordinati lapilli e bombe pomicee di colore marrone. Le scorie rientrano nella granulometria delle bombe anche se si riconoscono scorie fuori taglia (1 m). In modo graduale si passa superiormente ad un livello di bombe pomicee marroni, classato, nel quale diminuisce la frazione di scorie nere. La parte intermedia del deposito si presenta debolmente stratificata per variazioni granulometriche. Si ha un'alternanza di livelli di circa 50-60 cm di lapilli pomicei mediamente classati, massivi o con gradazione inversa (fenomeni di *grain-flow*), alternati ad almeno 3 livelli più grossolani di bombe pomicee (Fig. 82). La parte alta del deposito mantiene le caratteristiche sedimentologiche di quella intermedia ma, a differenza di quest'ultima, presenta una diminuzione della granulometria delle pomici (lapilli), una migliore classazione del deposito ed un aumento dello spessore dei livelli pomicei che passano a circa 1 m. I lapilli pomicei sono di colore marrone, con cristalli di sanidino. All'interno delle pomici si riconoscono due tipi di vescicole: vescicole di pochi millimetri e forma allungata; vescicole con dimensioni più grandi e forma subcircolare, bordi fibrosi con internamente cristalli di sanidino nella parte più centrale della pomice.

I prodotti di questa eruzione, che superano i 10 m di spessore, affiorano nella zona di Selva del Napolitano, in particolare all'interno di Cava Bianca, e sono legati all'attività esplosiva di un cono di scorie morfologicamente non più visibile. Questi depositi sono coperti dalle *piroclastiti del Cretaio*. Nella zona di Fondo Ferraio, fra le due eruzioni si intercalano i depositi legati ad una eruzione denominata di Fondo Ferraio e inserita nelle *lave di Posta Lubrano*.

Età IV sec. a. C. (CIVETTA *et alii*, 1999).

1.4.4.17. - lave di Posta Lubrano (LPS)

Lave scoriacee di colore grigio-nerastre, massive, porfiriche a sanidino, composizione trachitica. Alla base è presente un banco di lapilli e bombe scoriacee nere: si tratta di depositi legati ad una fase di tipo esplosivo di apertura dell'eruzione seguita dalla messa in posto del duomo delle *lave di Posta Lubrano*.

Buone esposizioni si trovano sul lato nord del duomo che ha la tipica forma a



Fig. 82 - piroclastiti di Cava Bianca (CBN). Depositi di caduta del cono di pomice omonimo.

cupola del diametro di circa 500 m ed un'altezza di 100 m. Le lave sono ricoperte dalle piroclastiti dell'unità **BCN**.

L'unità comprende anche i depositi piroclastici denominati delle Ceneri di Fondo Ferraio, dello spessore di circa 1 m, che si trovano a contatto con le lave, non cartografabili separatamente. Tali depositi sono costituiti da un'alternanza di letti di ceneri di colore grigio con immersi lapilli pomicei di spessore variabile tra 6 e 7 cm, alternati a livelli formati da lapilli pomicei trachitici. Si tratta di depositi di caduta e *surge* piroclastici derivanti da un centro eruttivo ubicato nella zona di Fondo Ferraio o dove adesso sorge l'edificio di Bosco dei Conti. Questi depositi ricoprono le lave di *Posta Lubrano*, le *piroclastiti di Cava Bianca* e sono coperte dalla *piroclastiti del Cretaio*.

1.4.4.18. - piroclastiti del Cretaio (PCE)

Il deposito delle *piroclastiti del Cretaio* (Fig. 83) ha uno spessore variabile da 280 cm a 30 cm e si presenta stratificato. Nelle zone prossime al centro eruttivo la base del deposito è costituita, per uno spessore di 25 cm, da livelli di colore grigio



Fig. 83 - piroclastiti del Cretaio (**PCE**). Pomici di caduta di eruzione subpliniana di epoca romana.

di lapilli pomicei e ceneri stratificate, matrice-sostenuti; segue un livello di 15 cm di lapilli pomicei di colore rosa, porfirici a sanidino. Il deposito successivo, formato da pomici, ha spessore (180 cm) ed estensione areale maggiore: è un deposito stratificato, formato da livelli dello spessore di 15-20 cm di lapilli pomicei di colore grigio a gradazione diretta, porfirici a sanidino, con subordinati litici lavici, clasto-sostenuti. Verso l'alto i lapilli pomicei assumono un colore verdastro, sono porfirici a sanidino con rari femici, subordinati litici lavici. Nella parte alta ai lapilli pomicei si intercalano straterelli e lamine cineritiche. Le pomici del Cretaio, prevalentemente di caduta con minori livelli di *surge* piroclastico, sono da

ascrivere ad un'eruzione di tipo subpliniano (ORSI *et alii*, 1996).

I depositi si estendono nel settore sud-est di Ischia, in particolare nella zona omonima del Cretaio, mantellano il M.te Trippodi, i Piani San Paolo, i duomi di Selva del Napolitano estendendosi sino al Monte di Vezzi.

Dati radiometrici ^{14}C ottenuti sul paleosuolo che si sviluppa al di sotto dei depositi di questa eruzione forniscono un'età di 150 anni d.C. (l'età fornita è una media calcolata dai valori di età calibrate 162 a.C. a 430 d.C., ORSI *et alii*, 1996). La datazione coincide con quella di RITTMANN & GOTTINI (1980) e BUCHNER (1986) basata sui resti archeologici (vasellame) che fanno risalire l'eruzione all'età Romana.

L'unità, oltre ai depositi di caduta dell'eruzione subpliniana del Cretaio, comprende le piroclastiti di Fiaiano, non cartografabili separatamente a causa degli esigui affioramenti.

Le piroclastiti di Fiaiano hanno uno spessore massimo di circa 180 cm e sono costituite da letti di lapilli pomicei di caduta con spessore variabile da 5 a 40 cm, e abbondanti clasti litici (lave grigio-nerastre) alternati a livelli di ceneri grossolane, formate da litici e cristalli sciolti, con spessori di 5-10 cm.

I lapilli sono eterogenei e si osservano in campagna 3 diversi tipi di pomici e scorie: 1) pomici bianche che si trovano alla base del deposito; 2) scorie nere, molto porfiriche a sanidino che raggiungono oltre 1 cm, a composizione latitica; 3) pomici mescolate: sono pomici grigio chiare con bandature scure. Sono depositi di caduta e *surge* piroclastici emessi da un'eruzione di tipo vulcaniano. Le Piroclastiti di Fiaiano appoggiano sui depositi dell'eruzione del Cretaio tramite un sottile paleosuolo centimetrico. Età ^{14}C 790-960 anni d. C. (Orsi *et alii*, 1996).

Eruzione pliniana del Cretaio Età: ^{14}C 150 anni d. C. (ORSI *et alii*, 1996)

1.4.4.19. - piroclastiti e lave di San Alessandro (SNA)

L'unità comprende i depositi piroclastici che affiorano nella parte alta della falesia del Cafieri e la colata di lava di La Quercia. Il membro superiore è costituito da piroclastiti cineritiche e pomicee di colore marrone chiaro stratificate, con strutture incrociate, in parte rimaneggiate ed esposte solo in pochi affioramenti. Il membro inferiore comprende la lava trachitica grigio-chiara, fortemente fratturata, che si presenta a blocchi ed è esposta in nicchie di frana presenti nella parte mediana della falesia. L'unità si colloca a tetto delle epiclastiti marine dell'*unità di Castiglione* ed è a sua volta ricoperta da livelletti di sabbie marine.

1.4.4.19.1. - *membro di Foce* (SNA₁)

Il deposito è costituito da lave a blocchi, di colore grigio-chiaro, fortemente fratturate, massive, con una superficie scoriacea e composizione trachitica.

La colata di lava inizia al di sotto del Montagnone e arriva fino a mare. Della colata oggi è possibile vedere solo il fronte lungo la falesia della spiaggia degli Inglesi mentre il resto del corpo è ormai coperto da edifici. La cartografia del Servizio Geologico d'Italia (SEGREGNE, 1967) riporta in questa zona un affioramento di lava trachitica, oggi non visibile, riconducibile alla colata di lava del *membro di Foce*.

1.4.4.19.2. - *membro della Quercia* (SNA₂)

È costituito da livelli di lapilli pomicee e ceneri di colore marrone chiaro, ai quali si alternano, in alcune zone, livelli di lapilli e bombe scoriacee di colore nero, mal classati e massivi. Nel deposito si riconoscono anche livelli da massivi a laminati costituiti da lapilli pomicee grigio-chiari di forma arrotondata o sub-arrotondata immersi in una matrice cineritica biancastra. Si tratta di depositi di caduta alternati a depositi di *surge* piroclastici.

I depositi del *membro della Quercia* affiorano soltanto nell'area di San Alessandro dove morfologicamente formano una zona pianeggiante che arriva fino alla falesia.

1.4.4.20. - piroclastiti e lave del Bosco dei Conti (BCN)

L'unità comprende i depositi lavici e piroclastici emessi dal centro eruttivo presente in località Bosco dei Conti. Il Bosco dei Conti è ubicato all'interno del centro eruttivo (baluardo) di Costa del Lenzuolo. I prodotti piroclastici di caduta hanno un'estensione limitata alla zona omonima di Bosco dei Conti, Sacchetta e parte del duomo di Posta Lubrano dove, separati da un paleosuolo datato da ORSI *et alii* (1996) a 640 anni d.C., ricoprono le *piroclastiti del Cretaio*.

1.4.4.20.1. - *litofacies di Casa Arcamone* (BCN_a)

È costituita da lave scoriacee massive di colore nero-rossastro, molto porfiriche a sanidino, subordinati femici (pirosseni), composizione trachitica.

I depositi di questa litofacies affiorano soltanto nella località omonima di Casa Arcamone e sono probabilmente legati ad una fase iniziale dell'eruzione, con formazione di un duomo lavico.

1.4.4.20.2. - *litofacies di Sacchetta* (BCN_b)

È costituita da livelli di spessore metrico di bombe e lapilli pomicei, mal clastati, clasto-sostenuti, alternati a livelli di lapilli e bombe scoriacee di colore nero. Le pomici sono di colore grigio, poco vescicolate, con vescicole appiattite, porfiriche a sanidino; nelle pomici a maggiore vescicolazione i cristalli di sanidino formano aggregati all'interno delle vescicole. Presenti anche litici lavici di varie dimensioni (da 1-2 cm fino a 20 cm). Verso l'alto i banchi di scorie nere tendono ad assottigliarsi fino a diventare delle lenti discontinue e il deposito risulta costituito principalmente da lapilli e bombe pomicee. Verso il tetto si osserva anche una diminuzione della granulometria e un miglioramento della classazione: il deposito è infatti costituito prevalentemente da lapilli pomicei o ceneri grossolane.

I prodotti in esame affiorano nella località del Bosco dei Conti e poggiano sopra un paleosuolo, datato col metodo ¹⁴C calibrato a 540 +/- 160 anni d. C. (ORSI *et alii*, 1996), che si è formato al di sopra delle *piroclastiti del Cretaio*.

1.4.4.21. - deposito di spiaggia (g_{2b})

Da alcuni metri fino a qualche decina di metri al di sopra dell'attuale livello di base, lungo il tratto costiero dell'isola, molto sporadicamente, si rinvencono depositi di spiaggia relitta olocenici costituiti da sedimenti ghiaioso-sabbiosi e ghiaiosi, da cementati a sciolti, talora con forte componente bioclastica (prevalentemente gasteropodi e lamellibranchi in frammenti o integri).

A causa dell'esigua estensione areale, sono risultati cartografabili soltanto nell'area dei Maronti. Nello specifico si tratta di sedimenti di spiaggia sabbiosi, sabbioso-limosi ed argillosi, conchigliari, a cui si intercalano depositi fluvio-lagunari e/o palustri e livelli piroclastici rimaneggiati e/o in posizione primaria. La presenza di materiale archeologico costituito da trovanti di terracotta arrotondati e/o fluitati data questi depositi al I sec. a. C. - I sec. d. C. (BUCHNER, 1986).

1.4.4.22. - lave del Montagnone (**MMH**)

Il Montagnone è un duomo vulcanico morfologicamente ben evidente alle spalle dell'abitato di Ischia Porto. La particolare morfostruttura è dovuta ad un parziale collasso dell'edificio vulcanico verso N ed alla successiva formazione di un nuovo duomo lavico.

1.4.4.22.1. - *membro del Maschiata* (**MMH₁**)

Si tratta di lave scoriacee di colore grigio scuro, massive, porfiriche a sanidino, trachitiche, emesse durante la fase effusiva del centro eruttivo del M. Maschiata.

1.4.4.22.2. - *membro del Montagnone inferiore* (**MMH₂**)

È caratterizzato da lave a blocchi di colore nero, porfiriche a sanidino, a composizione trachitica. Questo membro raggruppa le lave emesse durante la fase effusiva del centro eruttivo del Montagnone che hanno portato alla formazione di un duomo lavico.

1.4.4.22.3. - *membro del Montagnone superiore* (**MMH₃**)

Alla base il deposito, che ha uno spessore di circa 2-5 m, è costituito prevalentemente da scorie nere o rosse, dense e da blocchi di lava; segue una breccia mal classata, clasto-sostenuta, formata da lapilli e bombe scoriacee, con subordinati litici lavici. Nella parte alta del deposito si riconoscono due tipi di frazione juvenile scoriacea: il primo tipo è formato da scorie esternamente di colore giallo, internamente di colore grigio scuro, dense, poco vescicolate, porfiriche a sanidino; il secondo tipo si presenta di colore nero o rosso sia esternamente che internamente, microvescicolate (vescicole allungate), meno porfiriche delle precedenti ma con sanidino di dimensioni maggiori (15 mm). Questo membro racchiude i prodotti di caduta legati ad attività esplosiva, probabilmente vulcaniana, del duomo del Montagnone.

1.4.4.23. - lave del Rotaro (**RTA**)

Il centro eruttivo del Rotaro, o Rotaro II come lo definiscono RITTMANN & GOTTINI (1980), è il secondo centro del complesso eruttivo del Rotaro (VEZZOLI, 1986).

Il deposito è rappresentato da lave scoriacee di colore grigio scuro, vescicolate, a composizione trachitica, derivanti dall'attività di duomo di lava che ha formato una vasta cupola di ristagno di lava di forma sub-circolare che raggiunge un'altezza di circa 87 metri.

Sui lati del duomo, in alcuni affioramenti, è stato rinvenuto un deposito di brecce scoriacee e laviche clasto-sostenuto, mal classato e sciolto. La granulometria del deposito varia dal lapillo fino al blocco, con prevalenza delle granulometrie più grossolane. I clasti sono costituiti da blocchi lavici di colore grigio scuro, porfirici a sanidino. Questi blocchi hanno una forma variabile da squadrata a sub-circolare; alcuni clasti hanno forma fusiforme o appiattita. Le caratteristiche dell'affioramento e della tipologia dei clasti fanno ritenere che possano rappresentare il *talus* del duomo formato durante la crescita progressiva del duomo stesso.

Età I sec. a. C. - V sec. d. C. (BUCHNER, 1986).

1.4.4.24. - lave di Punta della Scrofa (**PUT**)

Questa unità comprende i prodotti esplosivi ed effusivi generati dall'attività vulcanica del centro eruttivo di Punta della Scrofa conosciuto in letteratura col nome di Rotaro III (Ritmann, 1980), localizzato alla base del duomo del M. Rotaro. I depositi derivano da un'eruzione iniziata con una fase esplosiva che ha portato alla formazione di un baluardo di scorie (*membro di Pietra Vono*) cui è seguita una fase prettamente effusiva durante la quale è avvenuta l'emissione di una colata di lava (*membro di Perrone*).

Età I sec. a. C. - V sec. d. C. (BUCHNER, 1986).

1.4.4.24.1. - *membro di Pietra Vono* (**PUT₁**)

Il deposito è costituito da strati di lapilli e bombe pomicee e scoriacee di colore nero, abbondanti litici lavici, mal classati, clasto-sostenuti, massivo o debolmente stratificato. Composizione trachitica. In questo membro vengono cartografati i prodotti emessi nella prima fase dell'eruzione del centro eruttivo di Punta della Scrofa che hanno costruito un piccolo baluardo, di circa 20 m, di scorie nere e blocchi lavici, a forma di mezzaluna, visibile sul fianco nord del duomo del Rotaro (RTA).

1.4.4.24.2. - *membro di Perrone* (**PUT₂**)

Lava a blocchi di colore grigio scuro esternamente e di colore rossastro internamente, porfirica a sanidino che a luoghi tende a formare glomerofiri; composizione trachitica.

La colata di lava, emessa durante la seconda fase dell'eruzione, parte da una quota di 87 m e, con una lunghezza di circa 200 m, arriva fino a mare dove forma la falesia di Punta della Scrofa coprendo i *tufi di Cava del Puzzillo* (**PUZ**); spessore 5-15 m.

Nella sezione di Punta della Scrofa è possibile vedere, al di sopra e al di sotto della lava, delle breccie scoriacee dovute allo scorrimento della colata. Al di sopra di questa colata ne è stata cartografata una seconda che parte da un piccolo duomo denominato di Pietra Vona. Tale colata di lava era già stata segnalata da RITTMANN & GOTTINI (1980) e da VEZZOLI (1986, 1988).

1.4.4.25. - *lave dell'Arso* (**ASO**)

Questa unità comprende i depositi dell'eruzione storica dell'Arso (Figg. 84, 85, 86), l'ultima eruzione avvenuta sull'Isola d'Ischia, verificatasi nel 1302 e durata circa 2 mesi.

Il centro eruttivo è ben visibile nella zona di Fiaiano. Ha una forma sub circolare con un baluardo di scorie che lo circonda quasi interamente. Fa eccezione il lato E, in corrispondenza del quale il baluardo è mancante per l'azione di sfondamento esercitata dalla colata di lava e dove si sviluppa anche un gradino morfologico di circa 100 metri.

Dal punto di vista stratigrafico sono stati distinti tre membri:

- 1) *membro di Fasolara*,
 - 2) *membro di Spalatriello*,
 - 3) *membro del Bosco d'Argento*
- Età 1302 A. D.

1.4.4.25.1. - *membro di Fasolara* (**ASO₁**)

Breccie piroclastiche costituite da lapilli e bombe pomicee e scoriacee di colore grigio, con tessiture di mescolamento; sono inoltre presenti abbondanti bombe laviche di colore grigio; a tratti si riconoscono livelli cineritici che danno un aspetto leggermente stratificato al deposito. Composizione latitica.

Nel *membro di Fasolara* sono riuniti i depositi di caduta emessi durante la fase iniziale dell'eruzione dell'Arso. Le piroclastiti di caduta sono difficilmente riconoscibili e sono pochi gli affioramenti nei quali è possibile scorgerle, tutti in prossimità del centro eruttivo; lo spessore è di 3-4 m. L'attività piroclastica nella



Fig. 84 - lave dell'Arso, piroclastiti di base – membro di Fasolara (ASO_1), attività esplosiva vulcaniana.



Fig. 85 - lave dell'Arso, membro di Spalatriello (ASO_2); scorie saldate con litico subvulcanico sienitico; Bosco d'Argento.



Fig. 86 - lava dell'Arso, membro del Bosco d'Argento (ASO₁).

fase iniziale dell'eruzione è testimoniata anche da fonti storiche che riportano come “...presso l'Isola d'Ischia, che il fuoco con la forza dello zolfo, e dei venti evaporò da detta isola, salì sopra l'aria con del materiale terrestre, e si diffuse sopra la città e la bruciò...” (Bartolomeo Fiandoni); altre fonti affermano che i prodotti di caduta arrivarono a ricoprire Avellino e Cava dei Tirreni interessando quindi diverse centinaia di km².

1.4.4.25.2. - membro di Spalatriello (ASO₂)

Il deposito è formato da banchi di lapilli e bombe scoriacee sciolte o saldate di colore nero, porfiriche a sanidino, ben vescicolate a composizione trachitica o latitica. Livelli di scorie saldate, grigio-violacee, latitiche, con abbondanti inclusi di scorie mafiche, formano banchi allineati su fratture eruttive all'interno del cratere dell'Arso. Il deposito di caduta, mal classato e massivo forma il baluardo di scorie ben visibile nella zona di Fiaiano, legato ad attività esplosiva stromboliana

e di fontana di fuoco che ha preceduto e probabilmente in parte accompagnato la successiva fase effusiva.

1.4.4.25.3. - *membro del Bosco d'Argento (ASO₃)*

È formato da lave a blocchi di colore grigio nerastro, massive, molto porfiriche a sanidino, di dimensioni centimetriche, subordinati clinopirosseni, olivina e biotite. Composizione da trachitica a latitica. La lava contiene abbondanti inclusi mafici vescicolati subsferici ricchi in fenocristalli di diopside e olivina. In alcuni punti, nelle cave per pietra da costruzione, sono visibili le scorie di tetto e letto della colata.

La colata di lava affiora con continuità dalla zona dell'Arso per una lunghezza di circa 2,7 km fino a Punta Molino dove raggiunge la larghezza massima di quasi 1 km per un'area complessiva di 1,57 km². Lo spessore di 4-20 m è quasi costante per tutta la sua lunghezza tranne nella parte finale dove si riduce a circa 4 m. La colata di lava è stata emessa nella fase finale dell'eruzione che è iniziata con la formazione di una cupola lavica che poi si è aperta lasciando fuoriuscire la colata di lava. Sebbene la zona sia oggi intensamente urbanizzata, cosa che impedisce l'osservazione sul terreno della morfologia della lava, le foto aree disponibili hanno evidenziato che è costituita da almeno 5 lingue laviche sovrapposte. La lava ha uno spessore relativamente basso per le lave trachitiche tipiche ischitane e si è messa in posto in un'insenatura che si incuneava all'interno dell'isola. L'analisi della stratigrafia di sondaggi eseguiti nella zona indica che la lava poggia su sabbie marine.

Età 1.302 A. D.

2. - ISOLA DI VIVARA

2.1. - VIVARA ANTICA

2.1.1. - *litosoma Vivara (TVV)*

Comprende i tufi stratificati che formano il cono di tufo idromagmatico di Vivara (Figg. 87, 88, 89). I depositi affioranti alla base dell'Isola di Vivara sono formati da tufi giallo-rossastri stratificati molto litificati (tufi palagonitici) a composizione trachibasaltica, passanti verso l'alto a tufi di colore grigio antracite che chiudono la successione. La differenza di colore è legata al grado di zeolitizzazione ed argillificazione dei tufi. Il cono di tufo è perfettamente conservato nella sua metà occidentale mentre manca della parte settentrionale e meridionale. La costruzione del *tuff cone* è avvenuta prima di 73.000 anni fa, età più antica attribuita alle piroclastiti della *formazione di Pignatiello* Auctt.

Età >73.000 anni da oggi.



Fig. 87 - Il tuff cone di Vivara.



Fig. 88 - Tufi di Vivara a Punta Mezzogiorno. Tufi idromagmatici stratificati fortemente litificati per zeolitizzazione e argillificazione.



Fig. 89 - Tufi di Vivara a Punta Capitello ricoperti dal membro “Breccia Museo” Auct. (TGC₁).

2.2. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)

Il sintema è delimitato alla base da una discordanza erosiva/strutturale che interessa le sottostanti unità laviche e piroclastiche di Ischia antica; a tetto è delimitato da discordanze strutturali ed erosive. Le unità litostratigrafiche comprese in questo sintema sono accomunate dall'età di messa in posto, simile per i depositi menzionati, compresa tra circa 75 e 60 ka per la formazione inferiore del sintema (*formazione di Pignatiello* Auctt.) e tra 60 e 56 ka per le grandi unità ignimbritiche. Per queste ultime si osserva un *cluster* di età intorno a 60 ka.

2.2.1. - piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore (CNF)

Le *piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore* ricopre con continuità i tufi del *litosoma di Vivara* sia nella parte interna che esterna del cono di tufo. La parte basale è formata da una breccia piroclastica spessa 4-5 m contenente blocchi di tufi gialli e lave immersi in una matrice ricca in ceneri e scorie (Fig. 90). Questa breccia è legata a fasi esplosive di apertura del vulcano delle Formiche di Vivara, localizzato a poche centinaia di metri ad occidente di Vivara. La breccia è ricoperta da una spessa successione di tufi idromagmatici di colore grigio-giallastro (Fig. 90). Composizione trachibasaltica e shoshonitica.

Età maggiore di 73.000 anni da oggi.

2.2.2. -formazione di Pignatiello Auctt. - membro della Baia del Porticello (**PPA₁**)

La *formazione di Pignatiello* Auctt. sull'Isola di Vivara è costituita da quattro livelli di pomici pliniane ben classate con intercalati livelli cineritici parzialmente pedogenizzati. La sezione completa è esposta sulla falesia di Punta Alaca; la formazione raggiunge i 4-5 metri di spessore totale. La composizione delle pomici è trachitica; il colore dei depositi è biancastro. La formazione si intercala tra i depositi trachibasaltici e shoshonitici delle unità del Canale d'Ischia inferiore e superiore. Nel complesso la formazione, costituita da depositi di caduta legati ad eruzioni pliniane di Ischia, mantella la topografia pre-esistente; si rinviene in varie esposizioni sulle porzioni esterne del cono di tufo di Vivara e sulla parte interna del cratere (La Carcara). La zona sorgente dei depositi pomicei e cineritici della formazione è il campo vulcanico di Ischia dove affiorano principalmente nella zona SE dell'isola, sul lato sud di Monte di Vezzi, in località Punta San Pancrazio e Cavone dei Camaldoli e nella zona di Casa Mormile, Piano Liguori. Alcuni affioramenti, di spessore ridotto, si ritrovano anche al di sopra del duomo lavico di Monte Vico.



Fig. 90 - piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore (**CNF**); alla base breccie ricche in blocchi di tufo giallo e lave, seguiti da tufi idromagmatici fittamente stratificati.

Età compresa tra 75.000 (Età delle *lave di Parata*, POLI *et alii*, 1987) e 59.900+/- 1.000 anni da oggi.

2.2.3. - *piroclastiti del Canale d'Ischia superiore (CNP)*

Comprendono dalla base: livello di breccia formato da scorie e bombe trachibasaltiche, blocchi litici e lapilli litici di tufi gialli e lave. Si osservano numerose impronte di impatto nei sottostanti livelli pomicei e cineritici della *formazione di Pignatiello* Auctt. Seguono livelli di lapilli neri e grigi trachibasaltici classati a spessore costante, stratificati, di caduta, con a tetto depositi cineritici e cineritico grossolani a stratificazione incrociata con strutture duniformi (loc. Punta Alaca) di flusso piroclastico diluito turbolento (*surge*). Questi depositi sono legati all'attività esplosiva idromagmatica del cono di tufo delle Formiche di Vivara (Fig. 91).



Fig. 91 - *Successione delle piroclastiti che ricoprono il cono di tufo trachibasaltico di Vivara. Alla base tufi grigi del canale d'Ischia inferiore, seguono banchi di pomici pliniane di Pignatiello, seguono le piroclastiti del canale d'Ischia superiore con alla base breccia seguita da lapilli scoriacei di caduta e da un'alternanza di tufi cineritici e lapilli di caduta e flusso piroclastico grigi e giallastri. A tetto cineriti di copertura chiuse dalle piroclastiti del Rotaro (Bronzo medio); Punta Alaca.*

2.2.4. - breccia de Il Porticello (BPT)

È rappresentata da una breccia piroclastica eterometrica, massiva, ricca in litici costituiti da lave idrotermalizzate, abbondanti sieniti, tufi (Fig. 37); la matrice contiene abbondanti lapilli pomicei, trachitici bianchi, porfirici a sanidino ed è impoverita in fini; lo spessore dell'unità varia da meno di un metro a 3-4 metri. Questa breccia è esposta a Punta Alaca e aree limitrofe e nella parte alta della Carcara dove si dispone in lenti. È correlabile con le breccie affioranti sull'Isola d'Ischia riferite alla attività esplosiva di una delle grandi unità ignimbriche che formano il *sintema del Rifugio di San Nicola* (Fig. 92).

Età Ar/Ar 59.900+/-1.000 anni da oggi.

2.3. - SINTEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (III)

Il *sintema dell'Isola d'Ischia* è delimitato alla base dalla discordanza angolare e strutturale presente al tetto delle unità epiclastiche del *sintema di Buceto*. Tale



Fig. 92 - Successione piroclastica alla Carcara, parte interna del cratere del cono di tufo di Vivara. Dalla base piroclastiti scoriacee nerastre del canale d'Ischia inferiore, seguite da ceneri pedogenizzate bruno ocra e ricoperte dalla breccia del Porticello (fall pliniano e soprastante breccia) del sintema del Rifugio di San Nicola.

discordanza si è formata nella fase di sollevamento e conseguente erosione e sedimentazione del blocco risorgente del Monte Epomeo. Al tetto, il *sintema dell'Isola d'Ischia* è limitato dalla superficie topografica attuale. Il *sintema dell'Isola d'Ischia* comprende quattro subsintemi.

2.3.1 - subsintema di Fontana-Fasano (III₁)

2.3.1.1. - Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana *Auctt.*) - membro "Breccia Museo" *Auctt.* (TGC₁)

L'unità comprende i depositi di due piccoli affioramenti presenti sull'Isola



Fig. 93 - Tufo Grigio Campano, membro "Breccia Museo" *Auctt.* Breccia con scarsa matrice formata da lapilli pomicei e litici, ricca in ossidiane; Punta Capitello.

di Vivara costituiti da una breccia ricca in litici formata da pomici trachitiche, abbondanti ossidiane porfiriche, lave, lave idrotermalizzate subordinate. La matrice cineritica è scarsa o assente. Deposito da massivo a grossolanamente stratificato, lentiforme di flusso piroclastico legato alle fasi finali *caldera forming* dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Figg. 92, 93).

Età 39.280 ± 1.100 anni da oggi (De Vivo *et alii*, 2001).

2.3.2. - subsintema di Campotese (III₂)

In questo subsintema sono inseriti i depositi sedimentari e vulcanici delle eruzioni principalmente presenti nel settore S-SO dell'isola, alcuni dei quali ubicati nell'*off-shore* antistante questo settore (Età 33.300 ± 5.700 - 15.800 ± 1.400 anni da oggi). Il subsintema è delimitato al tetto dalle superfici strutturali che limitano il blocco del Monte Epomo, mentre la base è marcata da superfici erosive dovute a fenomeni di rimobilizzazione delle unità tufacee e piroclastiche.

2.3.2.1. - tufo di Solchiaro (*cfr.* F. 465 "Isola di Procida") (SHI)

I depositi di *tufo di Solchiaro* sono costituiti da cineriti grossolane indurite, grigio-nerastre e giallastre, fittamente stratificate o laminate con laminazioni da piano parallele a incrociate, spesso ricche in pisoliti centimetriche. Si tratta di depositi di caduta e di *surge* piroclastico legati all'attività del *tuff cone* di Solchiaro (Isola di Procida). Composizione trachibasaltica.

Età post 18.000 anni da oggi (DE ASTIS *et alii*, 2004).

2.3.2.2. - unità di Casa Ospedale Civico (PCV)

L'unità che affiora in copertura dell'Isola di Vivara comprende una sequenza di livelli medi e sottili di tefra di caduta distali costituiti prevalentemente da ceneri incoerenti e minori lapilli pomicei sciolti dello spessore di circa 2 m. A tetto di queste cineriti, probabilmente correlate ad una attività esplosiva recente dell'Isola d'Ischia, si distingue un deposito dello spessore di circa 1 m formato da lapilli pomicei rachitici, ricchi in litici lavici, seguito da ceneri grossolane e fini (Fig. 94). La composizione chimica consente di correlare questi depositi alle piroclastiti dell'unità **BMD**, *membro de Le Querce* (**BMD3**). Questo deposito ricopre, nell'area archeologica di Punta Alaca, reperti dell'età del Bronzo.

Età Ar/Ar 3.700 ± 1.100 anni da oggi.



Fig. 94 - Scavi archeologici di Vivara; unità di Casa Ospedale Civico (PCV). Tefra di caduta distali correlabili alle piroclastiti dell'unità del Bosco della Maddalena (complesso eruttivo del Rotaro), ed in particolare al membro de Le Querce, al tetto del paleosuolo reperti archeologici dell'età del Bronzo.

3. - DEPOSITI VULCANOCLASTICI E CLASTICI

I depositi cartografati possono essere distinti in depositi continentali e transizionali. I depositi continentali sono stati distinti in alluvionali (intravallivi, di fondovalle e di piana) e depositi della copertura *s.l.* (coltri eluvio-colluviali, detriti di versante, depositi di frana, etc.). I depositi transizionali marini sono stati distinti in depositi costieri attuali e recenti. Per estensione e consistenza complessiva, prevalgono su tutti i depositi di copertura continentali *s.l.*, in particolare quelli olocenici a causa delle caratteristiche morfologiche e morfometriche dell'Isola d'Ischia e dei processi morfoevolutivi che si sono succeduti negli ultimi 15.000 anni. Considerata l'alta dinamicità geomorfologica che caratterizza il fragile territorio, queste unità assumono un ruolo importante nella stratigrafia generale dell'Isola d'Ischia (Olocene-Attuale) e nel quadro delle analisi dei processi morfodinamici in atto e/o potenziali e delle tendenze morfoevolutive del territorio ischitano. In generale, tra i depositi continentali, prevalgono quelli legati geneticamente alla dinamica dei versanti, controllata dalla gravità e dagli eventi idrometeorici,

attraverso processi di degradazione e denudazione che provocano erosione dei rilievi e colmamento di aree depresse e/o aggradazione di settori pedemontani ed aree vallive e di fondovalle.

3.1. - DEPOSITO DI FRANA ANTICA (a_{1b})

Depositi legati a fenomenologie franose, anche di vaste proporzioni, non riconducibili all'attuale contesto morfoclimatico ed evolutivo, pertanto classificabili come fenomenologie franose evolute, nel complesso stabilizzate naturalmente o relitte; solitamente non è possibile ricostruire il preciso sviluppo dell'area di alimentazione e del relativo coronamento. Sono depositi caratterizzati da una struttura da massiva a caotica, eterogenei, a prevalente componente sabbioso-limosa ed argillosa (inglobanti a luoghi anche pezzi di unità del substrato: tufi, tufi saldati, piroclastiti e lave) con uno scheletro detritico grossolano fino alla dimensione dei blocchi; in alcuni casi si osservano anche blocchi monolitici di dimensioni superiori a vari m^3 , immersi nella matrice sabbioso-argillosa prevalente. Sono stati accumulati prevalentemente per azione della gravità e per azione di eventi pluviometrici, soprattutto in corrispondenza di episodi particolarmente intensi e/o prolungati. I depositi, per i motivi espressi in precedenza, non presentano nel loro complesso evidenze di riattivazione e sono interessati da processi erosivi, areali e/o concentrati, a carattere morfoselettivo che rendono evidenti e, talora, completamente affioranti grossi monoliti di tufo verde del *sintema del Rifugio di San Nicola*. Questi depositi sono presenti prevalentemente lungo la fascia pedemontana che cinge l'*horst* del Monte Epomeo e affiorano in maniera discontinua al di sotto dei depositi di frana (a_{1a}) nei settori nord-ovest, ovest e sud-ovest; alcuni piccoli affioramenti si rinvencono alla quota di 690 m s.l.m. sulla cresta della Falanga.

Olocene.

3.2. - DEPOSITO DI ORIGINE MISTA: DEBRIS-FLOW E/O TORRENTIZIO (i_a)

Sono depositi detritici incoerenti e/o dotati di debole coesione o addensamento, generalmente caratterizzati da abbondante presenza di matrice sabbiosa e limosa, talvolta invece clastosostenuti; sono costituiti da sabbie grossolane, sabbie limose e ciottoli eterometrici mal classati, fino a blocchi, di tufi, tufi saldati ed epiclastiti localmente con lapilli pomicei e/o grossi blocchi lavici. A luoghi si riconoscono strutture sedimentarie riconducibili a flussi iperconcentrati. Questi depositi si trovano lungo i settori pedemontani al raccordo tra i versanti strutturali del blocco del Monte Empoeo e le aree pianeggianti o lungo le sezioni esposte all'interno dei profondi canali incisi nei tufi e nelle successioni epiclastiche. Dove la conformazione delle aree di accumulo lo consente, i depositi tendono ad assumere forme

lobate e concave a testimoniare la formazione di conici di deiezione e/o piccole conoidi alluvionali, inattive e talora fossili; alcuni esempi caratteristici si osservano nella zona di Ischia Porto, nei pressi di Cava Fumarole, a Casamicciola, in corrispondenza dello sbocco del canale proveniente dalla località La Rita ed a Forio, in località terme Castaldi.

Olocene superiore - Attuale.

3.3. - DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE E RECENTE (g_{2a})

Sono costituiti da sedimenti eterometrici di taglia da minuta a grossolana; la tessitura prevalente è sabbiosa e ghiaiosa con ciottoli e localmente blocchi, fino a *boulder* di dimensioni considerevoli. La composizione litologica è prevalentemente caratterizzata dalle unità che costituiscono il substrato; in alcuni casi, a causa dello sbocco del reticolo idrografico direttamente a mare, è possibile rilevare la presenza di litologie e/o depositi riferibili ad unità territorialmente più interne. La presenza di grossi blocchi è da ricondurre allo smantellamento dei costoni costieri molto spesso sviluppati in corrispondenza o in prossimità dell'attuale linea di costa (falesie fossili e/o attuali) ad opera del moto ondoso o per l'intensa fatturazione delle litologie esposte. I depositi sono presenti in maniera più o meno continua lungo tutta la costa dell'isola o all'interno di piccole baie riparate. L'unità comprende anche depositi transizionali di origine lagunare e/o palustre, individuati mediante analisi di stratigrafie di pozzi ubicati lungo i settori di retrospiaggia delle piccole piane costiere di Forio, Lacco Ameno, Casamicciola e Ischia Porto, attualmente del tutto urbanizzate.

Olocene superiore - Attuale.

3.4. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b_2)

Si tratta di terreni da incoerenti a sciolti, o debolmente addensati, a prevalente componente limo-sabbiosa ed argillosa, con scheletro detritico eterometrico da minuto a localmente grossolano; le unità di provenienza sono prevalentemente di natura tufacea e/o cineritica. Solitamente, al tetto si sviluppa un orizzonte pedogenizzato di spessore variabile da pochi decimetri ad 1 m e poco più (suoli bruni). Questi terreni derivano dalla degradazione chimico-fisica delle unità geologiche affioranti che talora hanno subito un breve trasporto e rimaneggiamento dovuto prevalentemente alle acque di ruscellamento. In corrispondenza di unità tufacee litoidi e/o piroclastiche stratificate e pseudocoerenti, tali depositi possono contenere, o essere prevalentemente costituiti, da clasti eterometrici, molto spesso grossolani, immersi in matrice limo-sabbiosa. Il substrato a prevalente componente argillosa (depositi marini, prodotti dell'alterazione idrotermale, depositi di frana) giustifica

la presenza, al tetto di questi depositi, di una coltre di alterazione o pedogenizzata, solitamente limo-argillosa con scarso scheletro detritico, solitamente minuto. Sono depositi diffusi su tutta l'isola in modo discontinuo, che raggiungono estensioni e spessori maggiori in corrispondenza di vallecicole a fondo piatto, fondovali riparati e piccoli bacini, a carattere endoreico, che si trovano ai piedi dei versanti, come nelle località di Piedimonte, Marecoppo o Falanga. Hanno spessore al massimo di qualche metro e comunque coprono diffusamente le unità geologiche di substrato. Un caso particolare è rappresentato dalle coltri presenti nelle aree interessate dai processi di alterazione idrotermale e fumarolizzazione; tali processi causano una spinta argillificazione dei terreni e/o unità interessate con conseguente degradazione delle caratteristiche fisico-meccaniche. Olocene superiore - Attuale.

3.5. - DEPOSITO ALLUVIONALE (b)

Depositi eterogenei ed eterometrici la cui associazione litologica è strettamente collegata e controllata dalla costituzione geologica del bacino idrografico di alimentazione. Solitamente si tratta di depositi sabbioso-limosi e argillosi, con abbondante scheletro detritico eterometrico da minuto fino a blocchi massivi o debolmente strutturati, sciolti e/o debolmente addensati, talora terrazzati da uno a più metri rispetto al *talweg* attuale. Caratterizzano i fondovalle dei profondi canali che incidono il bacino di Serrara e la zona di Campomanno, le piccole e confinate piane costiere di Lacco Ameno e Casamicciola, dove è possibile constatarne l'importanza e la continuità nel sottosuolo attraverso i dati stratigrafici provenienti da pozzi scavati per motivi idrotermali. Olocene superiore - Attuale.

3.6. - DETRITO DI FALDA (a₃)

Sono depositi eterogenei ed eterometrici accumulati per gravità o ad opera della acque dilavanti, ai piedi di versanti e/o scarpate, al raccordo con le sottostanti aree pedemontane. Sono costituiti da frammenti litoidi (tufi, lave e pezzi di successioni piroclastiche stratificate) da spigolosi a poco elaborati, da sciolti a debolmente addensati, a volte privi di matrice; la poca matrice eventualmente presente deriva dal disfacimento dei clasti durante il trasporto o dalla degradazione chimico-fisica in posto.

Olocene superiore - Attuale.

3.7. - DEPOSITO DI FRANA (a_{1a})

Comprende l'insieme dei corpi detritici messi in posto mediante meccanismi dovuti alla gravità, secondo fenomenologie franose (frane stabilizzate, quiescenti e attive) inquadrare cronologicamente nel contesto morfoclimatico ed evolutivo

attuale. In generale si tratta di depositi eterogenei, provenienti dallo smantellamento delle unità del substrato (tufi, tufi saldati, piroclastiti, depositi epiclastici in genere) ed eterometrici, da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti con granulometria argilloso-sabbiosa. Processi erosivi e/o concentrati a carattere morfoselettivo rendono evidenti e talora affioranti grossi monoliti del *sintema del Rifugio di San Nicola*. I depositi di frana cartografati hanno evidenziato, durante il rilevamento, elementi morfologici riconducibili a movimenti in atto e/o di recente individuazione.

Olocene superiore - Attuale

3.8. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

All'interno di questi depositi detritici, in relazione alle associazioni litologiche e alla loro distribuzione, si distinguono due litofacies prevalenti: la prima associazione litologica è costituita da depositi eterometrici, sciolti e/o debolmente addensati, a granulometria da minuta a grossolana, in matrice prevalentemente sabbioso-limosa e argillosa, o clasto-sostenuti. A luoghi è presente una copertura di debole spessore pedogenizzata.

La seconda è rappresentata da depositi di versante a grossi blocchi costituiti da detriti eterometrici ad elementi prevalentemente grossolani, da blocchi fino a grossi *boulder*, da metrici a plurimetrici, isolati o parzialmente immersi in una matrice prevalentemente sabbioso-limosa e argillosa, disseminati lungo il versante in modo sparso e/o concentrato. In alcuni casi sono presenti, in lembi relitti, al *top* di morfologie sommitali, quasi o del tutto degradati o elaborati da agenti atmosferici, o alla base di scarpate di faglia come prodotto dello smantellamento della porzione di versante a monte.

Olocene superiore - Attuale

3.9. - DISCARICA (h₁)

Le attività di urbanizzazione del territorio ischitano sviluppatosi dal dopoguerra ad oggi, hanno fortemente modificato il paesaggio naturale al punto da non consentire, in alcuni casi, l'osservazione e la caratterizzazione delle unità geologiche presenti. Gli interventi si sono concretizzati principalmente lungo i tratti costieri, con la realizzazione di strutture portuali e relative infrastrutture, e collocazione di opere e manufatti destinati alla difesa costiera (frangiflutti, scogliere, muri, etc.). Questi ultimi corrispondono a depositi eterometrici ed a luoghi classati, costituiti da blocchi prevalentemente lavici e subordinatamente calcarei, disposti poco a largo e parallelamente alla linea di costa, da soffolti a emergenti, o disposti in aderenza a protezione anche di opere di contenimento in cls e c.a. In località Zaro, quasi in corrispondenza del tratto di costa sudoccidentale,

è presente un'area destinata in passato a discarica di RSU, le cui opere di bonifica risultano attualmente parzialmente smantellate a seguito della eccezionale mareggiata dell'inverno del 1999.

3.10. - DEPOSITO ANTROPICO (h)

Blocchi e massi eterometrici fino a dimensioni di qualche metro cubo, di natura lavica e subordinatamente calcarea e raramente tufacea, sia locali che alloctoni; costituiscono opere di difesa costiera e/o strutture di sottofondazione di opere portuali. In qualche caso i massi, anche ciclopici, provengono da siti locali lungo costa, a spese del detrito di falda dei settori emersi o al piede di falesia.

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

L'applicazione dei criteri di stratigrafia sequenziale, nel definire i tratti deposizionali relativa alla curva di oscillazione glacio-eustatica del livello marino successiva allo stadio isotopico 5e (MARTINSON *et alii*, 1987), è di difficile se non impossibile applicazione in molti settori marini prospicienti l'Isola d'Ischia, in quanto, in relazione ai ben conosciuti movimenti vulcano-tettonici, i tassi di sollevamento/abbassamento convergono su valori simili a quelli eustatici. Vengono qui descritti i depositi riferibili totalmente alla fase di stazionamento alto del livello del mare (**HST**).

1. - UNITÀ DEL SUBSTRATO LITOIDE O INCOERENTE

1.1. - SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (**svi**)

Le unità vulcaniche poste a profondità maggiori di 30 m costituiscono raggruppamenti di corpi vulcanici litoidi, identificati come basamento acustico vulcanico indifferenziato (**svi**) nelle registrazioni sismiche.

Il substrato vulcanico indifferenziato è molto probabilmente costituito da rocce vulcaniche geneticamente afferenti all'attività vulcanica dell'Isola d'Ischia e degli edifici vulcanici relitti presenti nell'*offshore* dell'isola (Banco d'Ischia, "Il Pertuso", "La Catena", "Le Formiche di Vivara", Banco di Forio).

Sono stati rinvenuti affioramenti vulcanici nell'area marina antistante Punta

Cornacchia e Punta Caruso (Ischia nord-occidentale), localizzati tra le isobate dei -20 m e dei -45 m di profondità. Tali affioramenti rappresentano probabilmente la prosecuzione verso mare della colata di *lave dello Zaro*, estesamente affiorante a terra tra Punta Cornacchia e Punta Caruso.

Sono stati rinvenuti affioramenti vulcanici nella zona tra Casamicciola ed Ischia Porto, localizzati tra le isobate dei -40 m e dei -50 m di profondità.

Sono stati rinvenuti affioramenti vulcanici nella zona antistante Ischia Porto, organizzati in un campo di forma subcircolare localizzato tra i -40 m ed i -50 m di profondità. L'interpretazione sismica ha evidenziato che si tratta di coni avventizi, la cui attività sembra geneticamente collegata con l'attività del centro eruttivo del Porto d'Ischia, caratterizzato da scorie e lave scoriacee nere e da alcalitrachiti (VEZZOLI, 1988; III secolo a.C.). Sono stati rinvenuti affioramenti vulcanici nel Canale d'Ischia, in corrispondenza degli edifici vulcanici relitti de "La Catena", "Le Formiche di Vivara" e "Il Pertuso", posti tra le isole di Ischia e Procida.

Sono stati rinvenuti affioramenti vulcanici, localizzati in corrispondenza di Punta Imperatore (Ischia sud-ovest), che presentano forma allungata ed andamento NO-SE, probabilmente caratterizzati da un controllo tettonico lungo faglie dirette ad andamento appenninico. Per quanto riguarda l'*offshore* di Ischia ovest, sono stati rinvenuti sparsi affioramenti vulcanici isolati localizzati in corrispondenza del Banco di Forio. Sono stati inoltre rinvenuti affioramenti vulcanici di forma allungata a profondità d'acqua comprese tra -25 m e -65 m.

Nell'*offshore* meridionale di Ischia è stato rinvenuto un affioramento di forma allungata con andamento circa N-S, ubicato a profondità di circa 220 metri. Vari affioramenti vulcanici di forma allungata, con andamento circa E-O sono ubicati tra i 200 ed i 230 metri di profondità.

1.2. - DEPOSITI DA COLLASSO GRAVITATIVO (**BSR - PUS - LMO**)

I depositi da collasso gravitativo sono costituiti da blocchi eterometrici ed accumuli di blocchi di materiale tufaceo e lavico, di dimensioni da ettometriche a decametriche, inglobati in una matrice detritica da grossolana a fine; a luoghi è presente un drappeggio di sedimenti da fini a grossolani.

Il rilevamento subacqueo sottocosta ha permesso di correlarli con i depositi dell'area emersa e con quelli già riconosciuti nelle aree più profonde. La distinzione primaria di questi depositi è stata effettuata basandosi sulla loro identificazione sulla terraferma e pertanto, poiché ne rappresentano il proseguimento a mare, è stata conservata la denominazione dell'unità in affioramento in terraferma. Appartengono a questi depositi: *l'unità di Lacco Ameno (LMO)*, *l'unità di Punta del Soccorso (PUS)* *l'unità di Bocca di Serra (BSR)*. I depositi da collasso gravitativo (*debris avalanche*) sono stati cartografati nel settore settentrionale dell'Isola d'Ischia tra Lacco Ameno e Casamicciola e nel settore occidentale di Ischia tra Punta del Soccorso e Punta Imperatore. Dai rilievi subacquei fino

alla profondità di -30 m è stato possibile effettuare una suddivisione basandosi sui caratteri sia morfologici che sedimentologici all'interno di questi corpi. Vengono individuate e cartografate aree caratterizzate dalla presenza di blocchi e/o dalle concentrazioni di questi, aree in cui la loro messa in posto in ambiente marino risulta ancora riconducibile alla deposizione primaria collegata a movimenti in massa di valanghe di detrito innescate in ambiente continentale e depostesi in parte in ambiente marino. Si tratta di depositi detritici eterometrici, talora isolati, a struttura caotica e a pezzatura variabile, composti da blocchi a *boulders* di svariati m³, costituiti da depositi ascrivibili al *sintema del Rifugio di San Nicola*. In affioramento sono prevalenti i depositi della successione del *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auc. (TME). Tali depositi individuano aree a morfologia articolata ben riconoscibili anche nei *Sidescan sonar* per la caratteristica facies acustica tipo *hummocky*. In molti casi (PUS e LMO) i grandi blocchi risultano radicati sul fondale, emergendo per una porzione inferiore alla reale volumetria. In casi molto particolari le volumetrie più grandi rappresentano vere e proprie porzioni di successione conservando caratteri strutturali e stratigrafici dell'unità in posto.

All'interno di queste aree sono stati cartografati i blocchi e i *boulders* e/o aree di concentrazione di blocchi di dimensioni maggiori che si elevano dal fondo formando scarpate anche di circa 20 m di altezza, cartografati come olistoliti (ol). Una seconda distinzione è stata effettuata all'interno dei corpi delle unità PUS: sono state delimitate aree caratterizzate da blocchi e ciottoli eterometrici prevalentemente rappresentati da litologie del TME, solitamente prevalenti in cumuli e/o distribuiti in maniera addensata (macereto) o sparsi sul fondale sabbioso a granulometria grossolana con ghiaie e ciottoli; tali depositi evidenziano una parziale rielaborazione recente e/o attuale dell'unità in ambiente marino per opera dei processi attivi specifici degli ambienti attuali in cui ricadono tali depositi. Queste litofacies si ritrovano prevalentemente in aree a morfologia depressa e/o riparata e si alternano a luoghi a sabbie da grossolane a medie, ghiaiose e sabbie ciottolose, bioclastiche, della sedimentazione attuale.

I depositi riferibili a BSR, finora mai cartografati nell'area marina sottocosta, sono limitati a una ristretta fascia corrispondente alla parte centrale antistante il litorale dei Maronti; nel complesso si rilevano, in quest'area, esclusivamente blocchi di TME sparsi sulla piattaforma continentale a profondità comprese tra -3 m a -35 m. Lateralmente sono presenti depositi sabbiosi grossolani di piattaforma continentale. La loro localizzazione, strettamente connessa a quella identificata nella parte emersa, trova un importante collegamento con i depositi riconosciuti per la prima volta lungo la scarpata in questo settore da CHIOCCI *et alii*, 1998; essi potrebbero pertanto rappresentare la porzione prossimale, preservata dai marcati fenomeni di tipo erosivo che interessano questo settore. Nelle aree al di sotto dei -30 m questi depositi presentano differenti caratteristiche nei diversi settori di affioramento. In particolare, tra Punta del Soccorso e Punta Imperatore, la topografia

a *hummocks* corrispondente ai depositi di *debris avalanche* consiste in un paesaggio gibboso con centinaia di rilievi piuttosto ravvicinati tra loro, che si elevano dall'area circostante mediamente per circa 20 m, con un diametro di alcune decine di metri. Alcuni rilievi raggiungono dimensioni di circa 200 m per un'elevazione fino a 30 m e nel complesso non mostrano un orientamento preferenziale. Il limite meridionale del deposito, presente nell'area studiata, non mostra argini laterali né scarpate locali, che in genere marginano questo tipo di depositi nelle porzioni prossimali. In base a questa evidenza si può supporre che la porzione affiorante di *debris* costituisca una parte distale di deposito.

Nel settore settentrionale dell'isola, tra Lacco Ameno e Casamicciola, ed in particolare tra Punta di M.te Vico e Punta La Scrofa il settore di affioramento al fondo mare dei depositi di *debris avalanche* si presenta molto complesso da un punto di vista morfologico. La dimensione dei rilievi è notevolmente maggiore rispetto a Ischia ovest. Nel settore occidentale dell'affioramento si possono osservare degli allineamenti tra i rilievi, in generale disposti a ventaglio presso la costa. L'argine sinistro del deposito, particolarmente evidente, taglia a sua volta un'area a *hummock*; l'argine destro, che è rettilineo, si imposta a sua volta su una morfologia a *hummock* ed è allungato in direzione nord-sud. L'area di affioramento del deposito a fondo mare si estende fino al promontorio denominato La Secchetella del Perrone ed oltre. È presumibile quindi che gli *hummock* siano relativi ad almeno due episodi di collasso gravitativo del tipo *debris avalanche*, in sovrapposizione parziale, di cui l'ultimo ha inciso il precedente, estendendosi a nord, oltre l'area indagata.

Nel settore settentrionale dell'isola l'interpretazione sismica suggerisce che la messa in posto dei depositi da collasso gravitativo sia avvenuta nel corso di più eventi vulcano-tettonici. I rapporti stratigrafici osservabili sulle sezioni sismiche evidenziano la presenza di almeno due distinti corpi geologici, stratigraficamente sovrapposti, nell'area di affioramento al fondo mare dei depositi di *debris avalanche* (cfr. Cap. VI, Par. 3.). La sovrapposizione stratigrafica tra i due gruppi di depositi così descritti è stata riscontrata nei *debris avalanche* dei settori occidentale e settentrionale dell'Isola d'Ischia. Tale sovrapposizione trova una sua espressione morfologica anche nella distribuzione delle facies al fondo mare. *OLOCENE*

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

1.3.1. - Ambiente litorale

L'ambiente litorale rappresenta la fascia costiera dominata dai processi erosivi e deposizionali controllati prevalentemente dal moto ondoso. In essa si ritrovano differenti associazioni litologiche che includono talora anche sedimenti già formati. Vengono distinti in relazione all'età dal basso verso l'alto.

1.3.1.1. - deposito di *beach rock* (g_{10})

Si ritrovano esclusivamente nel Golfo di Genito (al largo del Promontorio di S. Margherita dell'Isola di Procida) il cui affioramento ricade parzialmente anche nel Foglio 465 "Isola di Procida" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2017). I depositi di *beach rock* risultano costituiti da arenarie medie e grosse di ambiente a bassa energia e si ritrovano a profondità di -6/-7 metri. Essi costituiscono una bancata potente circa 20 -30 cm con inclinazione verso il largo di circa 2-3°, caratterizzati da laminazione piano-parallela. Gli strati sono parzialmente sepolti da prodotti di crollo (non cartografabili alla scala della carta); lateralmente l'affioramento è mascherato da sabbie medie e fini e da biocostruzioni a *Posidonia oceanica* (L.) Delile e a *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch. Il contenuto fossilifero è modesto ed è limitato a pochi frammenti di echinodermi e rari frammenti di bentonici.

Nel complesso sono indicativi di un ambiente deposizionale microtidale (DE MURO & ORRÙ, 1999), ed in alcuni casi comprendono livelli supratidali (KELLETAT, 2006).

L'analisi al microscopio ha permesso di evidenziare le diverse fasi di cementazione dei depositi. Il cemento carbonatico presenta tre generazioni di precipitazione: a) una prima precipitazione incrostante, a debole spessore, in facies aciculare a calcite magnesiacca in ambiente intertidale per l'interazione della falda marinofreatica con la falda vadoso-freatica; b) un successivo riempimento micritico a struttura globulare, con tracce di attività biogenica in ambiente di spiaggia sommersa, una fase di dissoluzione parziale, che interessa buona parte dei resti organogeni, a cui succede l'accrescimento cristallino di calcite idiomorfa e c) un ulteriore riempimento in calcite micritica e piccoli frammenti clastici. In particolare sono evidenti processi di dissoluzione tardo-genetica cui è seguito l'accrescimento di calcite in *habitus* scalenoedrico; la presenza di scarsa matrice micritico-globulare è in questo caso indicativa di un ambiente diagenetico orientato alla fascia intertidale. La successione delle facies di precipitazione dei cementi suggerisce un modello evolutivo legato a diverse pulsazioni, positive e negative, che hanno interessato questi depositi litorali prima della definitiva sommersione.

La successione degli eventi diagenetici documenta l'avvenuta cementazione nel corso di pulsazioni all'interno dell'ultima risalita del livello marino, confermando l'attribuzione di questi litotipi alle facies di *beach-rock* in *s.s.* (DE MURO & ORRÙ, 1999; KELLETAT, 2006), con una sensibile dominante dell'ambiente diagenetico intertidale.

Il significato di questi depositi come indicatori di linea di riva durante la risalita del mare olocenico risulta di notevole importanza; tenendo conto delle numerose testimonianze nelle aree che circondano l'Isola di Vivara e il Promontorio di S. Margherita di antichi stazionamenti del l.d.m. (PUTIGNANO *et alii*, 2009) con evidenze di tipo erosionale è possibile indicare per i depositi presenti nel Golfo di Genito un paleo-livello di riferimento compreso tra -5 e -8 metri. Olocene superiore.

1.3.1.2. - deposito di piede di falesia (g_{15})

Si rinvencono due associazioni litologiche prevalenti. La prima è costituita da blocchi eterometrici di dimensione variabile da pluri-decimetrica a metrica, a composizione piroclastica litoide e/o lavica, prevalentemente a spigoli vivi, in scarsa matrice ghiaioso-sabbiosa, talora assente. Sono depositi provenienti dal naturale smantellamento della falesia per l'azione del moto ondoso, che in alcuni casi coinvolge anche depositi di falda, cementati e non, esposti lungo i versanti costieri. Sono depositi accumulati sul fondo in modo organizzato o caotico. La seconda associazione è costituita da ghiaie eterometriche scarsamente classate, a tessitura eterogenea, con clasti di natura vulcanica, da poco elaborati a spigolosi, di dimensioni variabili da centimetriche fino a qualche metro. Questi ultimi si possono trovare in strette fasce allungate alla base di falde di detrito, in piccoli affioramenti, talora alla base di grotte sommerse o costituiscono un'esigua copertura di sedimenti al di sopra dei terrazzi di abrasione marina che ritagliano le falesie sommerse. In questi depositi ghiaiosi si ritrovano talora ciottoli decimetrici ben smussati.

Olocene superiore - Attuale.

1.3.1.3. - deposito di spiaggia sommersa (g_8)

Si rinvencono due associazioni litologiche, la prima è costituita da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie grossolane, con ciottoli a prevalente composizione piroclastica (pomici, litici e scorie) e di origine lavica, da arrotondati a sub-arrotondati, in scarsa matrice sabbiosa medio-fine, talora assente. In questo caso si tratta di depositi normalmente mobilizzati, in virtù delle variazioni del regime idrodinamico costiero, nell'ambito del settore costiero fisiograficamente definito; in occasione di eventi meteomarini di particolare intensità, tali depositi possono essere trasportati ed accumulati o lungo costa, in settori riparati, oppure verso il largo dove, in qualche caso, trovano il loro recapito naturale in corrispondenza delle testate dei *canyon*, che incidendo il ciglio della piattaforma continentale, drenano lungo la scarpata e a profondità maggiori i sedimenti mobilizzati. In entrambi i casi si nota un'alta dinamicità dei fondali mobili che, per l'alta energia della dinamica costiera, vedono molto spesso modificare, anche se temporaneamente, la morfologia ed il paesaggio del fondale; un caso particolare è proprio quello del litorale dei Maronti, la seconda associazione è costituita da sabbie da grossolane a medie, a luoghi ghiaiose con ciottoli eterometrici e blocchi a composizione piroclastica (pomici, litici e scorie) e di origine lavica, da arrotondati a sub-arrotondati, talora in matrice sabbiosa media e medio-fine.

Olocene superiore - Attuale.

1.3.2. - Ambiente di piattaforma interna

La piattaforma interna è l'area prevalentemente deposizionale ubicata tra la spiaggia sommersa ed il limite inferiore di influenza delle onde di tempesta, fino ad oltre 40 m di profondità. I depositi che caratterizzano tale area sono contraddistinti da differenti associazioni litologiche, costituite da ghiaie, sabbie da grossolane a medie e sabbie pelitiche fini e finissime; sono presenti a luoghi bande sabbiose allungate secondo le linee di maggiore pendenza dei fondali. I settori occidentali di piattaforma interna sono caratterizzati da estesi campi di *ripples* e *megaripples* simmetrici e subparalleli alle isobate, particolarmente diffusi nella fascia batimetrica tra -20 m e -50 m di profondità.

1.3.2.1. - deposito relitto (m_{10})

I depositi relitti sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose a prevalente composizione piroclastica (pomici, litici e scorie), di origine lavica e tufacea, con ciottoli da arrotondati a subarrotondati, in scarsa matrice sabbiosa da media a medio-fine, talora assente. Si ritrovano esclusivamente in due aree a differenti profondità. Nel settore meridionale nell'area prospiciente la località la Guardiola, si ritrovano alla profondità compresa tra -12 m e -15 m. Nel settore occidentale, al largo della località di Forio, alla profondità di circa -30 m. Questi depositi sono inoltre associati ad evidenze morfologiche di antiche linee di riva. Olocene inferiore ?

1.3.2.2. - deposito di piattaforma interna (g_{19})

L'area di piattaforma interna è costituita da diverse associazioni litologiche, in relazione ai differenti processi deposizionali. Blocchi e ciottoli eterometrici sono prevalentemente rappresentati da litologie appartenenti al *sintema del Rifugio di San Nicola* ed in particolare prevalentemente ai depositi di **TME** provenienti dalla parziale rielaborazione, recente e attuale, dei depositi di *debris flow* e *debris avalanche*, adiacenti dell'unità di **GSN** e **PUS**. Tali depositi sono presenti prevalentemente in aree a morfologia depressa e/o riparata e sono a luoghi alternati a sabbie da grossolane a medie, ghiaiose ed a sabbie ciottolose bioclastiche.

La rimanente porzione della piattaforma interna rilevata risulta coperta da depositi di sabbie e ghiaie lito-bioclastiche. Si rinvencono in particolare due associazioni litologiche: la prima è costituita da sabbie da grossolane a medie, litoclastiche, a luoghi ghiaiose con sparsi ciottoli e blocchi eterometrici a componente piroclastica (pomici, litici e scorie) e di natura lavica, da arrotondati a subarrotondati, in scarsa matrice sabbiosa da medio-fine a fine, talora assente. Localmente è presente anche una componente bioclastica. La seconda associazione è costituita da sabbie da medie a fini bio-litoclastiche in scarsa matrice pelitica. Si ritrovano localizzati ciottoli

eterometrici da centimetrici a pluricentimetrici di natura lavica e/o piroclastica, con una componente bioclastica. I costituenti principali sono vulcanoclasti (pomici, litici e scorie) e bioclasti, questi costituiti prevalentemente da molluschi, e talora da materiale fittile a spigolo smussato. Questi depositi caratterizzano ampie aree della piattaforma prossimale interna, caratterizzate da sedimentazione a bassa energia in fondali poco acclivi. Talora si rilevano discontinuità deposizionali dovute all'affioramento di substrati rocciosi di natura vulcanica.

Un'altra associazione è costituita da peliti sabbiose e limose di cui la frazione sabbiosa è costituita da vulcaniti e da bioclasti (sia interi che in frammenti).

Olocene - Attuale.

1.3.2.3. - deposito bioclastico (g_{12})

Con la dicitura di "bioclastico" vengono indicate le facies prevalentemente detritiche derivanti da processi di rimaneggiamento *in situ* di materiale organogeno-sessile sui fondi prevalentemente consolidati o litoidi, caratterizzate da sabbie medio-grossolane e ghiaie bioclastiche in scarsa matrice pelitica. Subordinatamente, si tratta di un'area di piattaforma interna (tra i 20 ed i 50 m di profondità), a sedimentazione prevalente carbonatica organogena con scarsi litoclasti, localizzata sulle soglie morfologiche (Canale d'Ischia) e/o alla sommità dei banchi vulcanici principali (Banchi di Ischia e di Forio). I depositi sono costituiti da sabbie e sabbie ghiaiose prevalentemente bioclastiche in scarsa matrice pelitica.

Nelle aree al di sotto dei -30 m di profondità tali depositi si ritrovano in eteropia di facies con i depositi ghiaiosi litoclastici. Essi sono caratterizzati da ghiaie e sabbie, la cui componente biologica risulta costituita da gusci di molluschi (gasteropodi e lamellibranchi), echinodermi e coralli; tali sedimenti si ritrovano spesso in prossimità delle praterie a *Posidonia oceanica* (L.) e/o in aree riparate in prossimità di substrati rocciosi. I sedimenti risultano costituiti da depositi rodoalgali descritti in dettaglio da TOSCANO *et alii* (2006).

Tali depositi affiorano in corrispondenza degli edifici vulcanici relitti dei Banchi di Ischia e di Forio, in corrispondenza del Canale d'Ischia e degli edifici vulcanici relitti de "La Catena", "Il Pertuso" e "Le Formiche di Vivara".

Come evidenziato da DE ALTERIIS & TOSCANO (2003), al di sotto della prateria a *Posidonia* estesamente affiorante sul Banco di Ischia sono state campionate sia sabbie leggermente infangate, che ghiaie costituite da elementi vulcanoclastici con vario contenuto biogenico in relazione alla topografia del fondo. Il tipo di sedimentazione bioclastica di questa zona è molto caratteristico, dal momento che la gran parte delle spoglie degli invertebrati con guscio calcareo, provenienti dalla sovrastante prateria, si depositano alla base del netto limite tra prateria e fondo a sabbia e/o ghiaia. Sia i gusci di molluschi sia i frammenti vulcano-clastici, dove il contributo delle frazioni sabbiose e siltose è trascurabile o inferiore al 20%, sono colonizzati da diverse

specie di alghe rosse incrostanti formanti *facies a praline*, mentre nelle zone a scarsa pendenza è stata rinvenuta una *facies a maerl*. Il risultante drappoggio sedimentario è una *facies Rhodalgae* in fase attiva di concrezionamento.

Olocene superiore

1.3.2.4. - deposito di frana sottomarina (g_{17})

Blocchi eterometrici di dimensioni variabili da metriche a decametriche di natura vulcanica in scarsa matrice ghiaiosa e sabbiosa, a luoghi prevalente.

Olocene superiore

1.3.3. - Ambiente di piattaforma esterna

La piattaforma esterna rappresenta l'area deposizionale compresa tra la fascia dei 40-50 m di profondità ed il ciglio della piattaforma continentale, localizzato, per l'Isola d'Ischia, a profondità molto variabili.

1.3.3.1. - deposito di piattaforma esterna (g_{21})

I depositi di piattaforma esterna sono costituiti da peliti con frazioni variabili di sabbie medio-fini, con 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

1.3.3.2. - deposito bioclastico (g_{12})

L'area deposizionale corrispondente ai depositi bioclastici è compresa tra -50 m e -80 m di profondità ed è caratterizzata da bassi tassi di sedimentazione silicoclastica. I depositi sono costituiti da sabbie bioclastiche detritiche in scarsa matrice pelitica e sono contraddistinti dalla presenza di alghe calcaree ("*detritico costiero*" Auct.). I bioclasti sono costituiti da frammenti di briozoi, molluschi, rodoliti, echinidi e da frammenti di alghe ramose; la coltre detritica, spesso da alcuni centimetri fino a vari decimetri poggia su fondali prevalentemente pelitici.

Olocene

1.3.4. - Ambiente di scarpata

La scarpata è rappresentata dalla fascia a valle del ciglio della piattaforma, caratterizzata da pendii acclivi e testate di *canyon*, alcune delle quali in arretramento. In particolare, la scarpata continentale superiore è posta tra il ciglio della piattaforma e l'isobata dei -600 metri circa, mentre la scarpata continentale inferiore è posta a più di 600 metri di profondità. Un raccordo tra questi comprensori fisiografici è rappresentato dai grossi *canyon* sottomarini (*canyon* Magnaghi, *canyon* di Cuma, Testata di Punta Cornacchia, *canyon* Dohrn) e dai canali tributari a questi collegati.

1.3.4.1. - deposito di scarpata continentale (m_2)

I depositi di scarpata sono costituiti da peliti e peliti sabbiose. La componente sabbiosa, più abbondante in corrispondenza dei *canyon* e dei canali tributari, è costituita da vulcanoclasti e da bioclasti.

Olocene.

2. - PRINCIPALI BIOCENOSI MARINE

I fondali marini costieri sommersi sono colonizzati in modo cospicuo da fanerogame marine, soprattutto dalla specie endemica del Mediterraneo, *Posidonia oceanica* (Fig. 95), e in misura minore da prati formati da altre due specie di piante di dimensioni più piccole quali *Cymodocea nodosa* (Ucria) (Fig. 96) e *Nanozostera noltii* (Hornema) (Fig. 97). Queste piante marine, formano sistemi che sono equivalenti a vere e proprie foreste, e posseggono una valenza multifunzionale per l'ecosistema marino: quella di accrescere l'ossigenazione della colonna d'acqua e la protezione della spiaggia emersa e sommersa rispetto all'erosione esercitata dal moto ondoso. Le praterie di piante marine, tuttavia, rappresentano in Mediterraneo anche uno dei maggiori "hot spot" di biodiversità in quanto costruiscono e costituiscono l'habitat per numerose altre specie a loro associate, rappresentando quindi un tipico esempio di "specie ingegnere" in ambiente marino. È proprio l'emergenza naturale delle estese praterie di *Posidonia* che ha giustificato l'inserimento dei fondali di Ischia nell'ambito delle aree di reperimento di aree marine protette (L. 394/1991 sulle AMP) ed anche dei Siti di Interesse Comunitario (SIC) marini della Campania (1995). In particolare l'AMP che include Ischia all'interno del Regno di Nettuno (Ischia, Procida e Vivara) è stata ufficialmente istituita ad aprile del 2008 con decreto del MATTM.

Le estese praterie a *Posidonia oceanica* formano una sorta di cintura attorno all'isola, dalla profondità di 0,5 metri sino alla batimetrica dei 40 metri circa e ricoprono un'area di fondale stimata in circa 16 km². Questi sistemi vegetati



Fig. 95 - *Macchia di Posidonia oceanica* (Castello Aragonese, -3 m) (staff ecologia benthos-SZN).



Fig. 96 - *Cymodocea nodosa* (S. Pietro, -5 m) (staff ecologia benthos-SZN).



Fig. 98 - *Formazioni di Posidonia oceanica su roccia al Castello Aragonese (~2 m)* (staff ecologia bentos-SZN).



Fig. 99 - *Prateria continua di Posidonia oceanica al Castello Aragonese (~3 m)* (staff ecologia benthos-SZN).

sono evidenti i segni della pesca a strascico illegale. Sono presenti infine formazioni a macchie più o meno rade e cespi isolati su pianori sabbiosi o su rocce, come presso lo scoglio della Nave, o le praterie attorno a secche rocciose come la Linea o il Bell'ommo di terra, ed il Faraglione nel Canale di Ischia.

VI - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DELLE AREE SOMMERSE

1. - METODOLOGIE D'INDAGINE

Indagini indirette, mediante rilievi *multibeam*, sono state eseguite per la ricostruzione dettagliata della morfologia del fondale, dalla linea di costa fino alla profondità di -200 m, al fine di ottenere carte batimetriche di dettaglio. Parallelamente, sono stati eseguiti rilievi ecografici mediante *sidescan sonar* che hanno permesso di individuare le differenti facies acustiche dei fondali. Successivamente sono state effettuate indagini dirette, eseguite da geologi subacquei, a partire dalla linea di costa fino alla profondità di -30 m.

1.1. - METODI DI RILEVAMENTO DIRETTO IN IMMERSIONE (da 0 a -30 m)

La cartografia geologica dei fondali marini pericostieri (0 -30 m) ha previsto una prima fase di interpretazione e restituzione preliminare di dati indiretti che è stata effettuata utilizzando dati *Multibeam* ad altissima risoluzione in fotomosaico *backscattering* (opzione *side*) e dati ecografici a scansione laterale *Side scan sonar* forniti da I.A.M.C. (Geomare Sud - Napoli). Sulla base delle interpretazioni preliminari e delle conoscenze bibliografiche pregresse è stata programmata la campagna di rilevamento subacqueo, nella quale sono state effettuate immer-

sioni lungo transetti ubicati perpendicolarmente alla costa con un intervallo di circa 200-300 metri lineari (Fig. 100). Sono state inoltre effettuate osservazioni e ricognizioni sottocosta e su bassi fondali (*massimo 5 m*), in superficie, eseguite in assetto da apnea.

In relazione alle particolari condizioni e caratteristiche dell'ambiente geologico e geomorfologico sommerso sono stati comunque privilegiati ed oggetto di approfondimento tutti gli elementi ed aspetti morfo-stratigrafici con preciso riferimento alla geologia e geomorfologia dei settori costieri emersi e, quindi, agli aspetti morfo-evolutivi complessivi dei tratti di costa investigati, connessi alle variazioni glacio-eustatiche del livello marino durante il Quaternario superiore.

L'attività di rilevamento ha consentito il campionamento mirato (Fig. 101), in primo luogo degli affioramenti rocciosi e, subordinatamente, in alcuni casi, del fondo marino mobile, per il quale è stata fornita sempre una descrizione dettagliata sulle caratteristiche dell'associazione litologica e sedimentologica, con un'adeguata documentazione dei settori rilevati mediante schizzi, sezioni, fotografie, e quant'altro è stato ritenuto necessario acquisire dal geologo rilevatore.

Tutti i dati acquisiti hanno permesso di allestire una serie di sezioni e schemi morfo-stratigrafici opportunamente ubicati. In alcuni casi, per l'articolato contesto

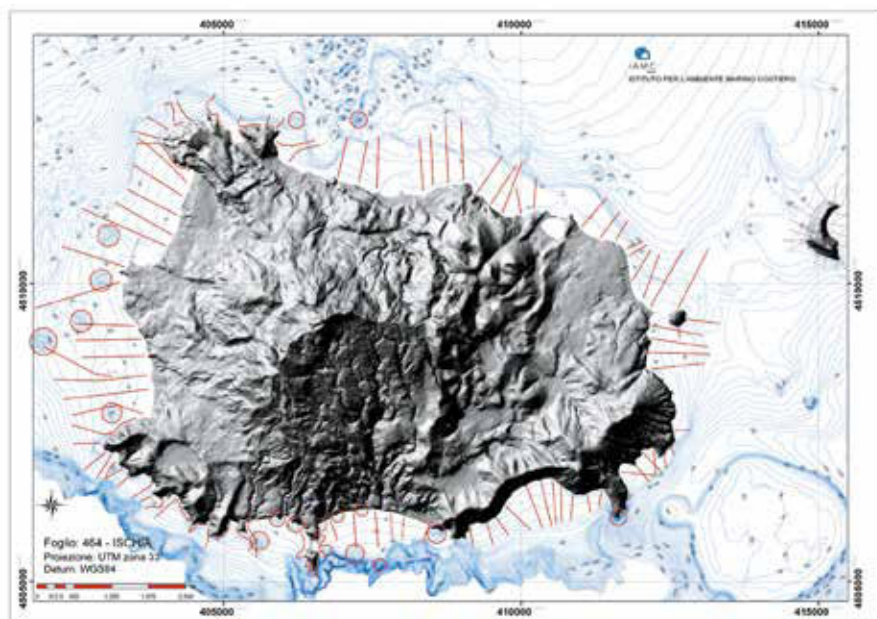


Fig. 100 - Mappa delle aree rilevate dai geologici subacquei (carta batimetrica dell'Isola di Ischia elaborata dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero - IAMC - CNR).



Fig. 102 - Mappa con le suddivisioni dei settori di investigazione dei rilevatori subacquei.

Tab. 1 - Crociere oceanografiche di acquisizione dati realizzate nell'offshore di Ischia.

Nome campagna	Data e giorni dedicati a Ischia	Mezzo navale	Progetto, Ente finanziatore	Istituzioni organizzatrici	Capo missione
T.I.V.oll.	Ottobre 1998, 5 gg.	Urania, CNR	UE, "European Access SEAs.	DST, Roma IAMC-CNR, Napoli	F.L. Chiocci
GMS00_04	12-17/06/2000	Thetis, CNR	Istituzione Parchi Marini Ministero dell'Ambiente	IAMC-CNR, Napoli SZN, Napoli	C. Violante M. De Lauro
MARONTI2000	26-01/18-02 2000	Imbarcazione a nolo, REDFISH (Teknomar) Vettorina (SZN)	Protezione litorale dei Maronti Regione Campania	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis R. Tonielli F. Budillon
GMS00_05	Ottobre 2000, 14 gg.	Urania, CNR	GNV	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis
GMS01_03	13-24/09/2001 e Ottobre	Thetis, CNR	Collaudo strumentazione Reson-Racall Ltd.	IAMC-CNR, Napoli	R. Tonielli
GMS01_04	13-24/09/2001 e Ottobre	Thetis, CNR	GNV	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis
GMS02_01	Gennaio 2002	Urania, CNR	Progetto CARG. Servizio Geologico d'Italia	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis
VULCAN.IT (2° LEG)	5-10 Agosto 2002	Urania, CNR	GNV	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis

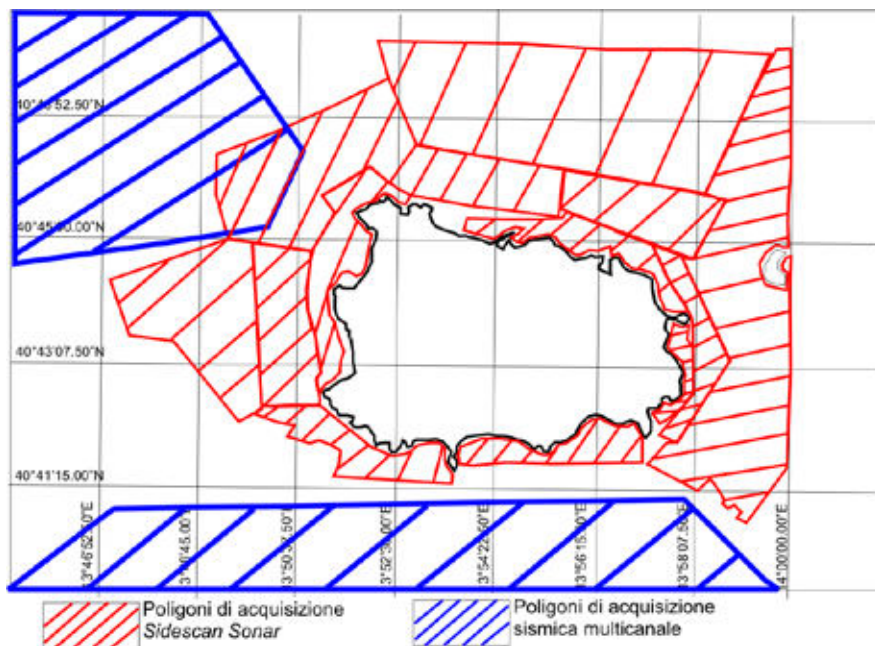


Fig. 103 - Mappa della ubicazione dei rilievi di geofisica marina (sismica, sidescan sonar) acquisiti intorno ad Ischia nell'ambito del progetto CARG.

1.2.1. - Dati batimetrici e ecografici

Rilievi batimetrici di tipo *Multibeam* e *Side scan sonar* lungo tutto l'*offshore* dell'Isola d'Ischia sono stati realizzati nel corso di varie crociere oceanografiche.

Per l'acquisizione dei dati morfologici è stato utilizzato il *Sidescan Sonar* KLEIN 2000. Tale strumento, che opera ad una doppia frequenza, 100 e 500 KHz, è stato prodotto dalla KLEIN Associates Inc. di Nashua, New Hampshire.

Il rilievo *Sidescan Sonar* di Ischia, acquisito durante la crociera oceanografica 2006_03, è stato effettuato utilizzando il sistema di acquisizione ISIS della Triton Elics (in dotazione al CNR-IAMC di Napoli). Al sistema di acquisizione arrivano le correzioni dell'*heading* (angolo formato dalla direzione della prua della nave ed il nord magnetico), grazie all'utilizzo della girobussola *Meridian Surveyor* installata a bordo della nave ed il posizionamento garantito dal DGPS Landstar a 12 canali con precisione dell'ordine del metro. Seguendo lo standard del progetto CARG il *Sidescan Sonar* è stato settato ad un range di 150 m per canale; il *tow-fish* KLEIN 2000 è stato mantenuto ad un'altezza di 30 m dal fondale, distanza ottimale per quel range di acquisizione (TONIELLI *et alii*, 2006). L'altezza dal fondo

Tab. 2 - *Tabella descrittiva delle fasi di acquisizione dei dati batimetrici Multibeam*

	Acquisizione	Ente finanziatore e progetto	Strumentazione e passo del grid	Area (km ²)	% su area
	Ottobre 1997, Golfo di Napoli	IAMC-CNR, Napoli Progetto CARG. Servizio Geologico d'Italia	ELAC BottomChart 50 KHz, 25 m	138,5	14
	Gennaio 1999 Offshore dell'isola d'Ischia	INGV - Roma GNV - Indagini sui settori sommersi dei vulcani italiani	SIMRAD M3000S, 300 kHz, 2,5 m	4,7	1
	Maggio-Giugno 2000 - Maggio-Giugno 2001	Ministero dell'Ambiente, Istituzione Parchi Marini	SIMRAD M3000S, 300 kHz, 2,5 m	68,6	7
	Offshore delle isole di Ischia e Procida Settembre 2001	IAMC-CNR, Napoli Progetto CARG. Servizio Geologico d'Italia	RESON SeaBat 8111, 100 KHz, 10 m	221,5	23
	Offshore dell'isola d'Ischia Novembre 2001	INGV - Roma GNV - Indagini sui settori sommersi dei vulcani italiani	RESON SeaBat 8111, 100 KHz, 10 e 20 m	377,6	39
	Offshore dell'isola d'Ischia Documentazione ufficiale	Istituto Idrografico della Marina, Aut. Ripr. N. 02/2005 del 02/03/2005	Ecoscandagli a fascio Singolo, 20 m	78,9	8
	IIM, Genova - Topografia 1:25.000 Documentazione ufficiale IIM, Genova	Istituto Geografico Militare, Aut. Ripr. N. 5616 del 28/08/2002	Ecoscandagli a fascio Singolo, 20 m	79,3	8

del *tow-fish* è stata comunque variata in fase di acquisizione, dato che i fondali circostanti l'Isola d'Ischia presentano una morfologia complessa, caratterizzata dalla presenza di edifici vulcanici, aree con morfologia irregolare per la presenza di topografie a *hummocky* e varie secche morfologiche.

1.2.2. - *Campionature del fondo e del sottofondo*

È stata effettuata una fitta maglia di campionature del fondo (Fig. 104) che ha permesso la calibrazione delle facies presenti al fondo ed al sottofondo marino sia nella fase di interpretazione geologica delle strisciate *Sidescan Sonar* che nella fase di restituzione cartografica degli areali tessiturali. Durante la crociera oceanografica a Ischia dal 7 al 14 novembre 2006 è stata prelevata una maglia di campionature del fondo mare tramite benna Van Veen, ad integrazione delle campionature di fondo eseguite nel corso di crociere oceanografiche precedenti. Ciò ha consentito di effettuare una calibrazione attendibile delle facies acustiche individuate al fondo mare tramite l'interpretazione geologica dei fotomosaici *Sidescan Sonar* in termini di litologia durante la costruzione della cartografia geologica marina relativa al foglio in studio.

1.2.3. - *Criteri per la realizzazione della cartografia geologica marina (da -30 a -200 m)*

La scelta dei criteri a cui ispirare la cartografia del rilevamento è stata pre-

la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche, sia di natura vulcanica che di natura sedimentaria. Il *canyon* Dohrn rappresenta, nel Golfo di Napoli, un importante lineamento morfo-strutturale che separa le unità sedimentarie, presenti sulla piattaforma orientale del Golfo, dalle unità vulcaniche presenti sulla piattaforma occidentale ed in corrispondenza delle isole di Ischia e Procida.

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 presenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici secondo i criteri stabiliti dalle “Linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG” del Servizio Geologico d’Italia (Quaderno III n. 12). Si fa riferimento inoltre ai documenti inclusi in: Quaderni APAT, serie III, n. 1, 2, 3, 6 ed alle modifiche ed integrazioni.

2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE

Le Isole di Ischia e Procida rappresentano un divisorio fisiografico, oltre che geografico, localizzato tra il Golfo di Gaeta a nord ed il Golfo di Napoli a sud. Nel complesso tali isole costituiscono un alto strutturale emerso all’interno della piattaforma continentale. In particolare l’allineamento Ischia - Procida - Monte di Procida costituisce un’area di sbarramento morfologico tra la piattaforma continentale nel Golfo di Gaeta, antistante il litorale domizio (AIELLO *et alii*, 2001) ed il Golfo di Napoli, caratterizzato da profondità più elevate (AIELLO *et alii*, 2001; DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003; D’ARGENIO *et alii*, 2004). L’area di soglia morfologica emersa è interrotta in corrispondenza dei Canali di Ischia e Procida, dove avviene un importante transito di masse d’acqua e di sedimenti.

La fisiografia delle aree marine presenti nel foglio dell’Isola di Ischia è caratterizzata da:

- una stretta **fascia litorale**, di raccordo tra le aree marine e quelle continentali, con un’estensione molto variabile che, dalla linea di costa, raggiunge talora la profondità di circa -15 m;
- una **piattaforma continentale**, la cui estensione variabile è compresa tra il limite esterno della fascia litorale e raggiunge talora le isobate dei -150/-170 m;
- una **scarpata continentale**, compresa tra il ciglio della piattaforma ed una profondità di oltre 1.000 m.

I domini deposizionali nel foglio includono vari elementi morfologici, ciascuno rappresentativo di un processo tettonico o sedimentario dominante o di un evento vulcanico. In particolare, sono riconoscibili:

- terrazzi di abrasione e/o di deposizione;
- incisioni lineari (*canyon*) e relativi canali tributari (*gully*);
- morfologie relitte o integre di edifici vulcanici;
- morfologia caotica a blocchi (*hummocky*), indicativi di eventi franosi, generalmente di tipo catastrofico, come valanghe di detrito (*debris avalanche*).

La fisiografia e la morfobatimetria delle aree marine comprese all'interno del Foglio n. 464 "Isola di Ischia" è osservabile in Figura 105.

La fascia che distingue gli ambienti litorali è caratterizzata da pendenze variabili; talora presenta scarpate acclivi corrispondenti ad aree in cui affiorano unità vulcaniche, aree con pendenze molto variabili a morfologia articolata che individuano la presenza di estesi affioramenti di blocchi (costituenti la porzione prossimale dei *debris avalanche*) ed aree con pendenze molto basse indicative di depositi sabbiosi di spiaggia.

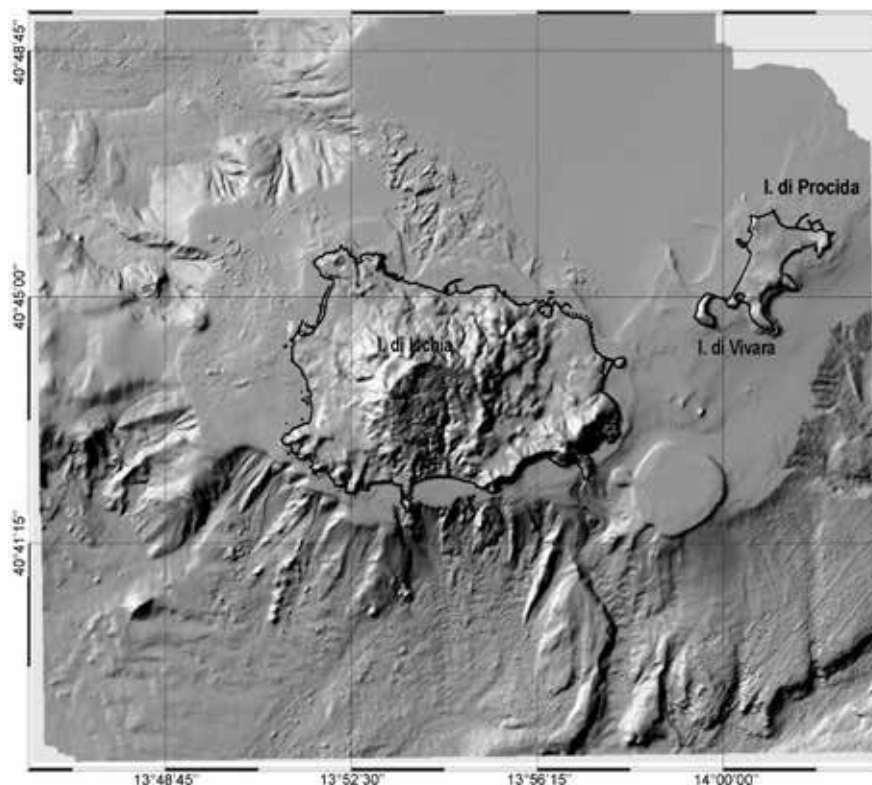


Fig. 105 - DTM dell'Isola di Ischia e del settore adiacente sommerso (fornito da IAMC- CNR).

La piattaforma continentale è caratterizzata da pendenze medie molto basse comprese tra 3 ed 1° e da un ciglio di carattere deposizionale attestato a profondità di -170 m presente esclusivamente a largo di Punta Caruso; il ciglio della piattaforma risulta generalmente eroso nelle restanti aree. In particolare, nel settore settentrionale, il ciglio presenta fenomeni di arretramento in corrispondenza di alcune testate di *canyon* (Canalone di Forio e Testata di Punta Cornacchia).

Nel settore meridionale dell'isola la piattaforma continentale risulta molto ridotta o addirittura assente. In particolare, nell'area antistante il litorale dei Maronti è presente un ampio terrazzo posto alla profondità di -25 m il cui orlo, caratterizzato talora da estese rientranze, evidenzia la presenza di fenomeni erosivi; in quest'area tale scarpata coincide con il ciglio della piattaforma in arretramento. Il ciglio presenta quindi quote più superficiali nell'area centrale dei Maronti, mentre nelle aree adiacenti raggiunge profondità variabili tra -45/-85 m. Nelle rimanenti aree del settore meridionale il ciglio raggiunge profondità massime di -150 m.

La configurazione attuale della piattaforma continentale, in questo settore, è fortemente condizionata dalla presenza di *canyon* le cui testate si sviluppano in retrocessione con rami singoli o forme lobate con innesti a quote variabili comprese tra -15 e -30 m. Essi sono caratterizzati da scarpate molto acclivi in cui si sviluppano frequenti fenomeni di crollo. C'è da osservare che la distribuzione dei *canyon* nell'area dei Maronti avviene lungo un allineamento semicircolare. L'assetto morfobatimetrico di questo settore evidenzia che l'area centrale dei Maronti è caratterizzata dal ciglio della piattaforma fortemente arretrato e da aree lungo la scarpata molto scoscese dove si concentrano la maggior parte delle testate dei *canyon* presenti. La forma concava delle isobate in quest'area evidenzia la presenza di nicchie di distacco indicative di estesi fenomeni di instabilità gravitativa (CHIOCCI *et alii*, 2002; DE ALTERIIS *et alii*, 2001; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). Secondo alcuni autori l'assetto attuale potrebbe essere ereditato da una morfologia più antica in cui il settore sommerso antistante l'area dei Maronti corrisponderebbe all'ampia nicchia di distacco del deposito dell'IDA (*Ischia Debris Avalanche* di CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006 cfr. Cap. II, par. 2).

Va sottolineato che l'andamento preferenziale NE-SO dei *canyon* tra Punta Imperatore e Punta S. Angelo suggerisce un possibile controllo strutturale sul loro sviluppo. Lo stesso vale per i *canyon* al largo della Baia dei Maronti che presentano invece un andamento circa N-S e che mostrano indizi di un forte arretramento erosivo, più spinto che negli adiacenti settori dell'*offshore* meridionale. Le testate dei *canyon* presenti al largo dei Maronti, Capo Grosso e Barano e ad ovest di P.ta Imperatore mostrano forme lobate mentre quelle al largo di Cava Grado e Punta S. Pancrazio presentano forme lineari.

Promontori del margine della piattaforma sono ubicati in corrispondenza dei promontori di terra: Punta Imperatore, Punta S. Angelo, Capo Grosso e Punta S. Pancrazio; qui la piattaforma risulta talora pressoché assente.

La scarpata è rappresentata dalla fascia a valle del ciglio della piattaforma, caratterizzata da pendii acclivi e testate di *canyon*, alcune delle quali in arretramento. In particolare, la scarpata continentale superiore è posta tra il ciglio della piattaforma e l'isobata dei 600 metri circa, mentre la scarpata continentale inferiore è posta a più di 600 metri di profondità. Un raccordo tra questi comprensori fisiografici è rappresentato dai grossi *canyon* sottomarini (*canyon* Magnaghi, *canyon* di Cuma, Testata di Punta Cornacchia, *canyon* Dohrn) e dai canali tributari a questi collegati. L'andamento dei *canyon* è condizionato dalla presenza dei principali lineamenti morfo-strutturali, come il Banco d'Ischia, che delimita lateralmente il comprensorio fisiografico di Ischia sud, i Banchi A. Buchner e P. Buchner, che caratterizzano il comprensorio fisiografico di Ischia ovest. Vari alti morfo-strutturali di natura vulcanica sono stati rinvenuti anche nell'*offshore* meridionale di Ischia.

La scarpata superiore, che ha una pendenza media di 25-35°, espone a tratti il basamento vulcanico probabilmente più antico dell'isola, costituito da lave e piroclastiti ad affinità generalmente trachitica. Evidenza di ciò è un ciglio subverticale, profondo fino a 20 m, che margina la scarpata superiore. Questo elemento morfologico, che si segue da ovest di Punta S. Angelo fino a Punta della Signora, mostra un'immersione a sud-est e presenta un dislivello di circa 20 m tra ovest ed est di Punta S. Angelo. La natura litoide di questo livello, è stata confermata anche dal recupero di alcuni esemplari di gorgonie, che tipicamente colonizzano i substrati rocciosi.

Complessivamente la scarpata appare più arretrata e più scoscesa nel settore dei Maronti rispetto ai settori adiacenti. In questa zona si concentra infatti la maggior parte delle testate dei *canyon* presenti. Le testate si posizionano lungo un allineamento semicircolare centrato nella Baia dei Maronti, che potrebbe corrispondere all'anfiteatro di distacco del *debris avalanche* del fianco meridionale di Ischia, identificato durante la TIVOLI Cruise (CHIOCCI *et alii*, 1998). Nuovi dati batimetrici *Multibeam* evidenziano lo sviluppo in profondità di tali incisioni. Esse si mantengono piuttosto rettilinee, secondo la direzione di massima pendenza e non convergono tra loro. Alcune conoidi si sviluppano alla base delle incisioni, tra i 300 ed i 400 m di profondità, in corrispondenza del piede della scarpata più acclive.

Il *canyon* di S. Pancrazio, ubicato al limite orientale dell'area investigata, si differenzia dagli altri *canyon* in quanto presenta un andamento meandriforme, condizionato dalla presenza del Banco di Ischia ed incide la scarpata oltre il limite destro dell'anfiteatro dei Maronti; nell'ultimo tratto devia verso est, fino a confluire nel *canyon* Magnaghi. Tali caratteristiche suggeriscono un'età più antica rispetto ai *canyon* del settore centrale.

Alti strutturali relativi (edifici vulcanici relitti) si ritrovano sia all'interno della piattaforma sia nell'area della scarpata continentale e sono stati cartografati in dettaglio a sud, sud-ovest e ad ovest di Ischia (BRUNO *et alii*, 2002; PASSARO,

2005): ma solo alcuni ricadono nel taglio del Foglio. L'interpretazione morfobatimetrica evidenzia che alcuni di questi elementi sono disposti secondo andamenti preferenziali che individuano rispettivamente due dorsali (cfr. Tit. II Cap. 2), allineate NE-SO di cui sono testimonianza il "Banco G. Buchner" e il "Banco di Forio". L'altra dorsale è allineata E-O, di cui è testimonianza il "Banco Mazzella"; altri banchi sono presenti a sud, nella scarpata continentale e corrispondono al Banco di Libeccio che presenta un andamento NE-SO ed è probabilmente controllato da lineamenti strutturali anti-appenninici e nella piattaforma continentale è presente il Banco di Ischia.

I settori sommersi dell'Isola d'Ischia sono sede di processi di instabilità gravitativa che hanno sia carattere catastrofico (istantaneo) che carattere continuo (erosione accelerata lungo *canyon* o canali sottomarini, flussi di detrito lungo canali e *creeping*).

Relativamente alla prima categoria vengono ricordate le valanghe di detrito. Allo stato attuale è possibile distinguere varie lingue di blocchi:

1) un deposito di *debris avalanche* meridionale, di gran lunga il più esteso e profondo (ovvero il già citato IDA, 40 km di estensione e fondali superiori ai 1.000 m di profondità di CHIOCCI *et alii*, 1998; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006);

2) un deposito di *debris avalanche* occidentale esteso 4-5 km, presente ad ovest di Forio fino a circa 150 m di profondità (DE ALTERIIS *et alii*, 2001; BUDILLON *et alii*, 2003b);

3) un deposito di *debris avalanche* analogo al 2), localizzato a nord dell'isola, tra Lacco Ameno e Casamicciola, con estensione di 5-6 km fino a circa 200 m di profondità (BUDILLON *et alii*, 2003a; VIOLANTE *et alii*, 2003).

2.1. - I FONDALI MARINI PERICOSTIERI DELLE ISOLE DI ISCHIA E VIVARA

2.1.1. - *Gli ambiti deposizionali*

Il rilevamento e le analisi morfo-batimetriche condotte hanno evidenziato una serie di peculiarità geomorfologiche tali da poter distinguere ambiti fisiografici con caratteristiche morfometriche e morfo-stratigrafiche simili e/o correlabili. In ogni caso, risulta marcato il controllo dell'assetto litostratigrafico e strutturale sull'evoluzione del paesaggio sommerso e sui processi morfo-evolutivi in atto e/o ereditati. Un primo controllo sulla fisiografia, strutturazione ed evoluzione dei fondali investigati è dato dalla tipologia costiera che caratterizza il litorale ischitano dove si ha un ambito di costa alta e uno di costa bassa. Con la definizione di "ambito di costa bassa" si individuano i settori di litorale caratterizzato prevalentemente dalla presenza di piane costiere raccordate verso l'entroterra con rilievi a moderata e/o bassa energia, più o meno prossimi alla costa; per questo motivo, non si realizzano falesie in s.s. ed il tratto di spiaggia sommersa e di piat-

taforma può essere considerato come la prosecuzione fisica della falesia, senza particolari soluzioni di continuità morfologiche secondo un profilo abbastanza omogeneo e continuo. Anche in questo caso la piattaforma degrada con debole pendenza verso il largo, giungendo al ciglio della scarpata ad alcune centinaia di metri dalla costa. In alcuni casi particolari, come in corrispondenza del litorale tra Forio e Citara e tra Lacco Ameno e Casamicciola, si rinvencono in piattaforma una serie di depositi detritici a struttura caotica con tipica topografia ad *hummocky*, che articolano il fondale sia longitudinalmente che trasversalmente. Per il resto il fondale si sviluppa in modo omogeneo, mostrando a luoghi alcune anomalie dovute a morfologie e/o strutture al momento sepolte dai sedimenti mobili, non sempre identificabili e caratterizzabili dal punto di vista geologico e/o geomorfologico. I caratteri appena descritti si rilevano prevalentemente lungo il settore occidentale dell'isola, tra Citara e Zaro, tra Lacco Ameno e Casamicciola, lungo il litorale settentrionale, tra Punta La Scrofa e Punta della Pisciazza e lungo il litorale nord-orientale ed orientale.

Con la definizione di “ambito di costa alta” si individuano i settori di litorale caratterizzati da versanti direttamente aggettanti sul mare con pendenze elevate a prescindere dalla natura litologica delle unità affioranti su cui tali versanti si impostano. Tale condizione del settore di versante costiero emerso (*falesia emersa*), prevalentemente di carattere morfometrico, è connessa ad un settore di versante sommerso (*falesia sommersa*) che si sviluppa con queste caratteristiche fino alla batimetrica dei 20-30 metri dove, solitamente, si realizza l'attacco con il fondale sub-pianeggiante. Il versante costiero sommerso, in questo caso, si sviluppa secondo due tipologie morfologiche: la prima è rappresentata da pareti da subverticali a verticali; la seconda, da un rilievo che si discosta dall'andamento acclive per degradare con medi valori di pendenza, solitamente con una morfologia articolata per la presenza di superfici terrazzate, accumuli detritici provenienti dallo smantellamento della falesia emersa, canali e scarpate morfologiche. In alcuni casi, lungo settori costieri emersi, a tratti di “costa alta” non direttamente aggettanti sul mare per la presenza di ristretti nastri sabbioso-ghiaiosi, corrisponde un tratto di spiaggia sommersa e di piattaforma ristretta e degradante dolcemente verso il ciglio della scarpata (morfologie subpianeggianti dovute a processi di tipo prevalentemente deposizionale) posizionato a qualche decina e/o poche centinaia di metri a largo. I caratteri appena descritti si rilevano lungo il settore meridionale dell'isola e precisamente da Punta Imperatore a Punta della Pisciazza, procedendo da ovest verso est, e tra Punta Caruso e Punta di Monte Vico, a nord-ovest.

Vengono di seguito descritti caratteri ed aspetti essenziali dei fondali investigati quale risultato del rilevamento geologico subacqueo e delle osservazioni geomorfologiche e biocenotiche-bentoniche condotte tra la linea di costa e la profondità di -30 m, suddividendo la fascia costiera in differenti sub-settori in base all'uniformità fisiografica riscontrata.

2.1.1.1. - Il settore orientale: da Marina di Casamicciola Terme a Punta della Signora

Il settore costiero orientale dell'Isola d'Ischia, tra il porto di Casamicciola (N) e Punta della Signora (SO), è costituito da sedimenti sabbiosi che si alternano ad affioramenti rocciosi di natura lavica e/o piroclastica di differenti età, presenti soprattutto nell'immediato sottocosta. Tali affioramenti sono formati da blocchi anche di grandi dimensioni ($>1 \text{ m}^3$) oppure dalla prosecuzione in mare di colate laviche e più raramente di depositi piroclastici. Generalmente proseguono verso il largo fino alla profondità di -5/-10 m e, a luoghi, nelle aree antistanti le ripide falesie costiere di Punta San Pancrazio e Capo Grosso, fino a -25/-30 m circa. I restanti tratti di fondo sono formati da un'estesa copertura di sedimenti per lo più sabbiosi con tessitura da media a fine, sabbioso-ciottolosi e talora ciottolosi di varia natura (lavica, piroclastica e occasionalmente di natura antropica), da centimetrici a decimetrici e subarrotondati. Meno comuni sono i sedimenti pelitici ed i blocchi rocciosi isolati al largo. Su tali depositi è presente, tra -2 ed oltre -30 m, la fanerogama marina *Posidonia oceanica*, sia come estesa e continua prateria sia a macchia; localmente sono presenti circoscritti lembi di *matte* morta o in regressione, in genere oltre i 15 m di profondità.

2.1.1.1.1. - La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche

Affioramenti riferibili all'unità **PUZ** sono presenti con continuità lungo le falesie sommerse comprese ad est di Marina di Casamicciola fino alla località Bagnetielli. Nell'area antistante la spiaggia degli Inglesi, a -2,5 m circa, è stato osservato un dicco lavico a forma di coltello, con direzione nord e l'apice inclinato di circa 45° verso la superficie del mare. Il dicco affiora da un substrato sabbioso-ciottoloso su cui sono diffusi blocchi artificiali fino a circa -4 m. Nel tratto antistante Punta Molina è presente un affioramento di lava nera fino a circa -2 m attribuibile all'unità **ASO₃**, in cui si ritrova intagliato un solco di battente a circa -1 m. Alla base di questo affioramento sono presenti blocchi lavici che arrivano fino alla località Mandria che, per la loro limitata estensione, non sono stati cartografati. Ad Ischia Ponte, lungo la falesia sommersa, è presente una piroclastite marrone affiorante fino a circa -2 m, attribuibile all'unità **SHI**.

La falesia emersa, che costituisce gran parte del promontorio sul quale insiste il Castello Aragonese, prevalentemente costituita dall'unità **LIS**, prosegue sotto il livello del mare fino alla profondità massima di circa - 8,5 m. In particolare a N e NE del Castello Aragonese a -8,5 m circa, sono presenti depositi di ciottoli formati anche da materiale fittile di varia natura ed età (frammenti di anfore, tegole, mattoni, etc.), databili tra l'epoca greco-romana ed il Medioevo oltre che, in minor grado, materiale di fattura antropica recente (frammenti di mattonelle, ceramiche, etc.). In

particolare, questi depositi, insieme ai ciottoli lavici subarrotondati, indicherebbero una paleolinea di riva sommersa posta alla base della falesia ed al piede di un lembo di terrazzo d'abrasione marina con sommità a circa -5,5 m, modellato nell'unità **LIS** affiorante lungo la falesia emersa. Tra l'altro questo terrazzo di I ordine risulta disseccato da *gully* e mostra marmitte d'evorsione subcircolari decimetriche; presenta inoltre un esiguo lembo di un terrazzo d'abrasione marina di II ordine con sommità a circa -3 m, anch'esso con marmitte. In quest'area sono state osservate due ampie fratture rettilinee, tra 1 ed 1,5 m, poste a circa 10 m di distanza tra di loro che, dal tratto emerso della falesia, proseguono in ambiente subacqueo fino a circa -5,5 m, quota del pavimento. Tali fratture, probabilmente faglie, si estendono verso l'interno della falesia lavica per circa 8/10 m. In quest'area sono diffuse le manifestazioni gassose sottomarine dal fondo detritico, soprattutto fra -2 e -3 m circa. (Fig. 106).

Nell'area a SO del Castello d'Ischia, antistante gli Scogli di Sant'Anna a Carta Romana, sono presenti alcuni lembi di terrazzi marini tra circa -3 m (II ordine) e -6 m (I ordine), modellati nell'unità **TNN** (Fig. 107). Tali terrazzi sono caratterizzati da fratture, *gully* e numerose marmitte d'evorsione subcircolari o subrettangolari da decimetriche a metriche; i terrazzi sono separati da incisioni ampie circa 2-3 m con fondo piatto colmato da sedimenti sabbiosi a circa -8 m. Lungo un tratto di



Fig. 106 - Emissioni naturali di gas (CO_2) nel lato sud del Castello Aragonese.

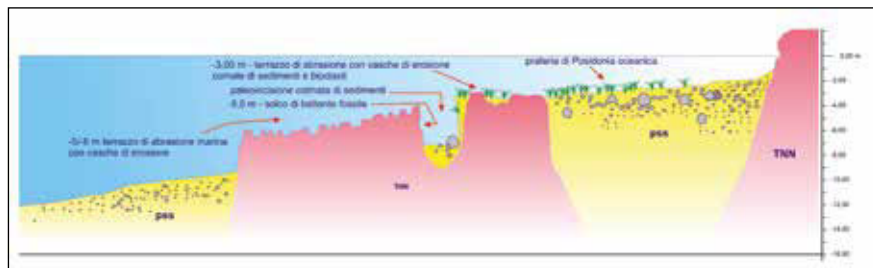


Fig. 107 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente Carta Romana; pss: depositi sabbiosi di piattaforma.

falesia sommersa del terrazzo di II ordine, a circa -8 m ed all'interno di un'incisione sottomarina, è visibile un solco di battente svasato. Nella zona antistante gli scogli di S. Anna è stato osservato il rudere di un muro formato da conci squadrati legati da malta, verosimilmente d'epoca romana, che si erge dal fondo sabbioso a circa -4,3 m. Il tratto di muro, che tra l'altro presenta al centro un foro subrettangolare di circa 0,45 x 0,25 m, è lungo circa 2,8 m, spesso circa 1,4 m ed è alto circa 1,7 m; la sua sommità, irregolare, è posta a circa -2,6 m. Una manifestazione gassosa emergente dal fondo detritico è stata rilevata a circa -4 m, a NE degli scogli di S. Anna. È stato anche osservato un solco di battente a -5,5 m a SE di Carta Romana, a ridosso di Punta della Pisciazza (Fig. 108), in un circoscritto affioramento di substrato tra blocchi lavici.

Circa 200 m a largo di Punta della Pisciazza è stato osservato un terrazzo marino, modellato in depositi lavici attribuiti all'unità **LPA**, alto circa 1,5 m, allungato verso E ed isolato sul fondo sabbioso, tra circa -8 e -11 m, caratterizzato dalla presenza di fratture e *gully*. A sud dello stesso sono presenti numerose manifestazioni gassose sottomarine allineate, tra circa -7 e -10 m, in una fascia al limite tra sabbie e roccia. È presente un ampio solco di battente a -8 m, sia a destra che a sinistra della Grotta del Mago (Fig. 109). In questa zona la falesia costiera sommersa, interamente intagliata nell'unità **LPA**, si spinge fino a -9,5 m, dove sono diffusi i blocchi lavici fino a -12,5 m circa; nell'insieme questo corpo è morfologicamente ascrivibile ad un ampio cono detritico, caratterizzato lateralmente da segmenti di paleoincisioni molto probabilmente disseccate in ambiente subaereo.

Nella zona di Parata la falesia costiera si spinge fino a circa -7/-8 m e, a luoghi, è caratterizzata da lembi di un terrazzo marino a -6 m circa. Nella baia tra Parata e Punta San Pancrazio il piede della falesia costiera lavica, intagliata nei depositi dell'unità **LNV**, si spinge fino a circa -5 m, dove sono diffusi blocchi lavici fino a circa -7/-8 m.

La falesia costiera lavica di Punta San Pancrazio, intagliata nei depositi dell'unità **LPZ**, disseccata da *gully*, si spinge fino a -10/-15 m nel tratto ad E, fino a oltre -25 m a SE, oltre -30 m a SO ed infine raggiunge -15 m ad ovest. Lembi di



Fig. 108 - Solco di battente a -5,5 m a ridosso di Punta della Pisciazza.

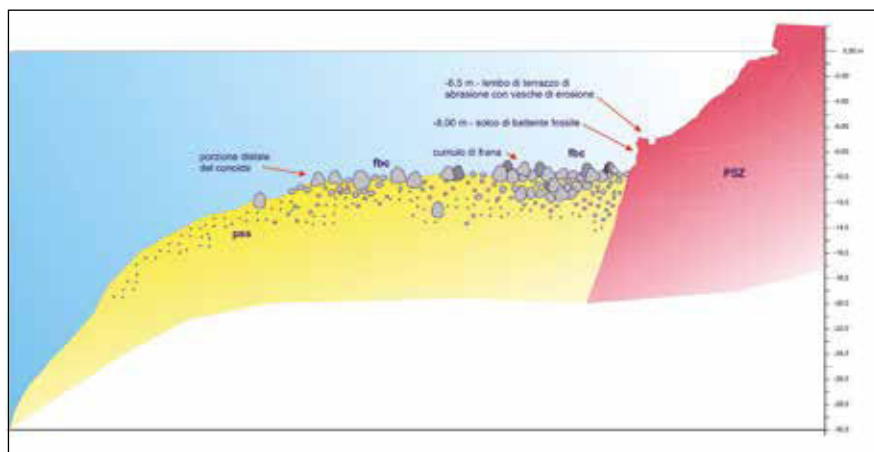


Fig. 109 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente la Grotta del Mago; depositi sabbiosi di piattaforma: pss, depositi di blocchi di piede di falesia: fbc.

terrazzi marini sono stati osservati nelle cale a NE della punta, a circa -3, -6, -8 m di profondità (Fig. 110). Sono stati rilevati anche solchi di battente a -3,5 m circa ed un dicco lavico fratturato esteso in direzione subortogonale alla costa (SO), con sommità tra -5 e -7 m (Fig. 111). L'intera area circostante la punta è caratterizzata



Fig. 110 - Terrazzi marini a -3 m e -6 m. Si osserva la presenza di gully. Località S. Pancrazio.



Fig. 111 - Dicco vulcanico sottomarino. Caletta orientale S. Pancrazio.

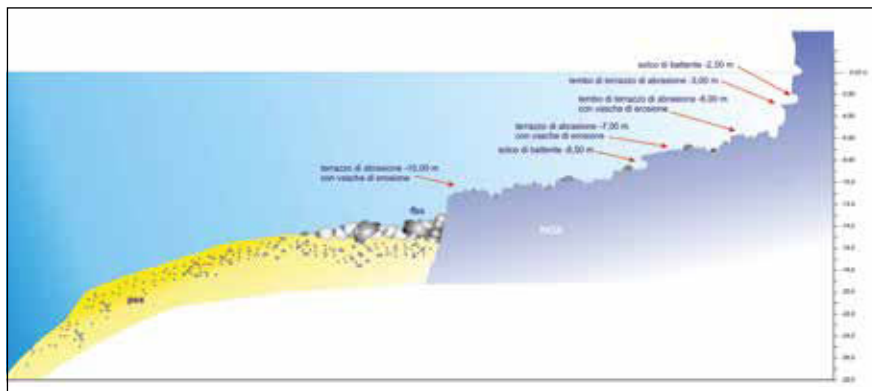


Fig. 112 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area compresa tra Punta della Signora e Capo Grosso; depositi sabbiosi di piattaforma: *pss*, depositi di blocchi di piede di falesia: *fbc*.

dalla presenza di grossi blocchi lavici che, dal piede della falesia, si spingono fino a circa -15/-30 m e, nelle zone più profonde, a circa -24 m; tali blocchi delineano una superficie terrazzata.

La falesia lavica di Capo Grosso è intagliata nei depositi dell'unità **ROG** e, nel tratto ad ovest di Punta della Signoria, nei depositi scoriacei di **NOA**. La falesia sommersa si spinge fino a circa -10/-14 m ed è caratterizzata da esigui lembi di terrazzi marini a -3 e -6 m. Al piede della falesia affiorano sabbie e blocchi lavici fino a circa -30 m. In questo tratto sono stati rilevati ciottoli nella caletta ad E di Capo Grosso, con sabbie e blocchi lavici, questi ultimi estesi fino a -15 m. Lungo la falesia costiera lavica ad E sono presenti numerosi lembi di terrazzi marini alle profondità di circa -3, -6, -8, -10/-12 m. Inoltre, è presente un solco di battente a -8 m ad E di Punta della Signora (Fig. 112). Incisioni sottomarine, in prosecuzione di quelle emerse, dissecano i terrazzi marini fino al piede di falesia, posto a circa -12,5 m.

2.1.1.2. - Il settore occidentale: da Lacco Ameno al litorale dei Maronti

Procedendo in senso antiorario, il settore costiero occidentale dell'Isola d'Ischia, da Lacco Ameno ai Maronti, evidenzia ben distintamente due caratteristiche tipologie morfologiche: la costa alta, condizionata dalla presenza di formazioni rocciose, direttamente aggettanti sul mare e/o distanziate da esso da ristretti nastri ghiaioso-ciottolosi; la costa bassa, in corrispondenza di rilievi arretrati rispetto all'attuale linea di costa e dolcemente degradanti, che controllano l'individuazione di localizzate piane costiere con litorali prevalentemente sabbiosi,

sede di attività turistiche e balneari. Caratteristici tratti di costa alta si individuano in corrispondenza dei Promontori di Monte Vico-Sammontano, Punta Caruso (Zaro) e lungo tutto il settore sud-occidentale, tra Punta Imperatore e Punta del Chiarito ed a Punta Sant'Angelo. Famosi litorali sabbiosi sono la spiaggia di Lacco Ameno a nord, le spiagge di San Francesco e Citara - Poseidon ad occidente, il litorale dei Maronti a sud.

Piccole insenature ghiaioso-ciottolose, solitamente raggiungibili solo da mare, sono distribuite in più punti lungo la falesia rocciosa.

I tratti di falesia attiva su costa alta sono generalmente sviluppati con andamento prevalentemente subverticale ed altezze variabili da alcuni metri (10-15 m), fino ad alcune decine di metri. Il tratto di falesia sommersa si sviluppa quasi sempre sulla prosecuzione del tratto emerso fino a raccordarsi con il fondale in maniera netta ed a profondità variabili tra i -20 ed i -30 ÷ -35 m; 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 degradante verso il largo, 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, ciottolosi di varia natura (lavica, piroclastica e talora di origine antropica), da centimetrici a decimetrici e subarrotondati. Comune, lungo i fondali costieri del settore occidentale, è la presenza di blocchi rocciosi molto spesso isolati e dispersi verso il largo e/o accumulati in modo caotico sulla prosecuzione di grossi corpi di frana presenti sulla terraferma. In generale sui depositi clastici è presente, tra -2 ed oltre -30 m, la fanerogama marina *Posidonia oceanica*, sia come estesa e continua prateria sia a macchia; localmente sono presenti circoscritti lembi di *matte* morta, in genere oltre i -15 m di profondità.

2.1.1.2.1. - *La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche*

Tra il porticciolo di Lacco Ameno e il porto di Casamicciola il fondale è caratterizzato nel complesso da un "basso-fondo" che si sviluppa fino all'isobata dei -30 m, dove si evidenzia una prima brusca variazione morfologica per la presenza di una netta scarpata. Il fondale evidenzia la presenza di depositi grossolani ed eterometrici, costituiti da blocchi appartenenti all'unità **TME**, casualmente dispersi o disposti in cumuli di varia estensione areale. Intercalate ai depositi detritici di **TME**, si rinvengono aree relativamente più basse, probabilmente legate a fenomeni erosivi, riempite da depositi clastici costituiti da sabbie medio-grossolane e ciottolose. Tali depositi detritici, presenti a largo di Lacco Ameno e a ovest del porticciolo di Casamicciola, sono attribuibili alle unità **LMO** e **GSN**. Verso il largo, i depositi sabbiosi passano a sedimenti più fini e talvolta fangosi. In generale si individuano

due superfici terrazzate impostate sui depositi detritici: la prima, a -5 m, la seconda a -10 m di profondità, dovute a recenti stazionamenti del livello del mare. All'altezza del porto di Lacco Ameno, in corrispondenza del famoso “fungo” di **TME**, la superficie terrazzata, parte integrante della zona litorale, viene interrotta da una caratteristica morfologia ad anfiteatro che si spinge fin sotto la linea di costa.

Tra l'abitato di Lacco Ameno e la spiaggia di San Francesco si ergono i due Promontori di Monte Vico e dello Zaro che si affacciano direttamente sul mare con falesie attive, con una soluzione di continuità morfologica proprio in corrispondenza della Baia di San Montano, dove si apre una spiaggia ciottoloso-sabbiosa. In questo caso il fondale risulta più articolato per la presenza del substrato roccioso di natura lavica che, in più punti, risulta continuo fino all'isobata dei -30 m attribuito all'unità **LMV** (Promontorio di Monte Vico) e **ZRO₂** (Promontorio dello Zaro) (Fig. 113). Il tratto di falesia sommersa risulta solitamente mascherato da depositi detritici prodotti dallo smantellamento della falesia emersa che sono solitamente costituiti da clasti eterometrici ciottolosi fino a blocchi di qualche mq. Il substrato lavico risulta, in più punti, terrazzato da superfici di abrasione marina a -10 e -5 m. Sono stati individuati anche alcuni solchi di battente fossili alle quote di -2,5 e -1,5 m. A largo di Punta di Monte Vico, si rinviene, isolato, un grande blocco di **TME** che da un fondale di -33 metri sale fino a circa -27 m; tutto intorno sono presenti depositi sabbiosi e blocchi anche di natura lavica. Da Punta della Cornacchia a Punta Caruso e poi verso la spiaggia di San Francesco, si erge la costa rocciosa costituita dalle lave del *membro di Punta Caruso* **ZRO₂**. Il tratto di falesia sommersa risulta ben esposto e sott'acqua evidenzia la continuità fisica della colata dello Zaro lungo tutta la fascia costiera; dai -10 m di profondità in giù

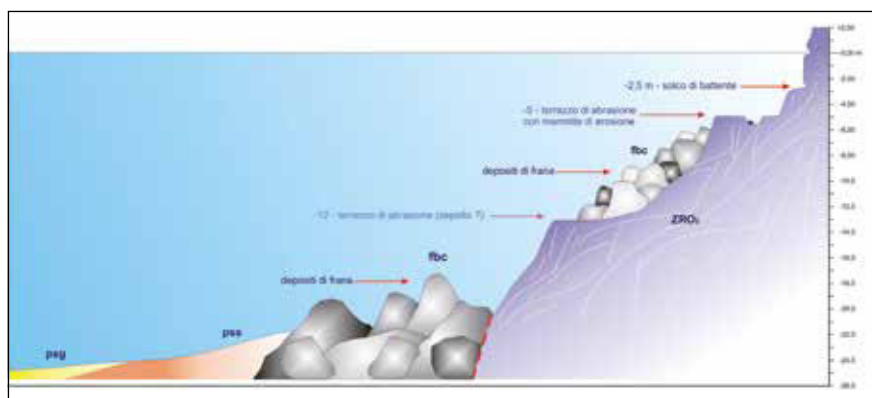


Fig. 113 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area compresa tra Zaro e Punta Caruso; depositi di piattaforma: pss sabbie, psg: sabbie e ghiaie, depositi di blocchi di piede di falesia: fbc.

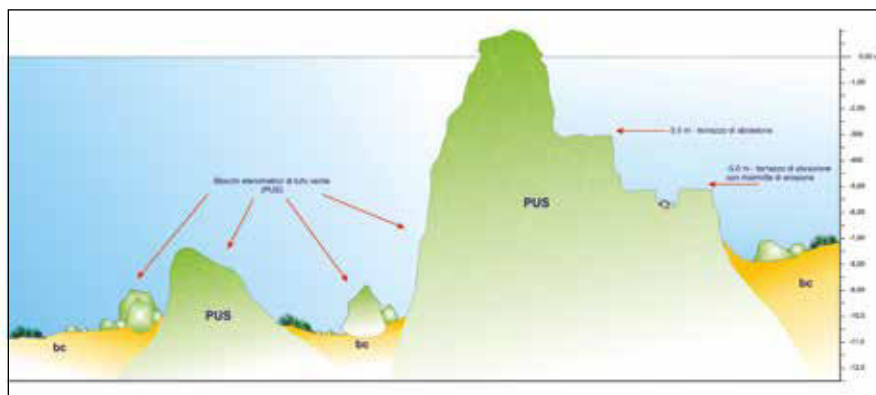


Fig. 114 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente il Promontorio di Madonna del Soccorso.

si rinvenivano depositi detritici di versante e di falda che mascherano la continuità verso il largo della colata lavica dello Zaro. Il substrato lavico risulta inciso in più punti da superfici di abrasione marina poste a -10 m e -5 m di profondità e da solchi di battente fossili a -2,5 m; si rileva, anche in questo caso la presenza di marmitte di eversione. Nelle ampie insenature sommerse che articolano il fondale roccioso del promontorio dello Zaro, si rinvenivano depositi ciottolosi e ghiaiosi con blocchi che si raccordano verso il largo con sedimenti sabbiosi medio-fini.

Il litorale clastico che si sviluppa per alcuni chilometri tra le propaggini meridionali del promontorio dello Zaro e Punta Imperatore vede una sola soluzione di continuità nel piccolo promontorio della Madonna del Soccorso, in prossimità del porto di Forio. Per quasi tutta la lunghezza del promontorio si sviluppa una spiaggia sabbiosa e, a luoghi, ghiaiosa; fa eccezione il tratto tra Punta della Madonna del Soccorso e la località Cava dell'Isola dove, per la presenza di importanti cumuli detritici di frana che arrivano direttamente a mare, si imposta una falesia alta alcuni metri, in parte bonificata con la realizzazione di opere di contenimento.

Nel tratto tra San Francesco e il porto di Forio i fondali si sviluppano abbastanza omogeneamente verso il largo ed evidenziano la presenza di depositi prevalentemente sabbiosi medio-fini. Sotto costa si passa a sedimenti ghiaioso-ciottolosi con blocchi, talora prevalenti, di TME; tali depositi, nel complesso, sono attribuiti all'unità PUS. In modo abbastanza netto, a partire dal promontorio della Madonna del Soccorso (Fig. 114) fin sotto la falesia nord-occidentale di Punta Imperatore, il fondale evidenzia la presenza di enormi accumuli detritici costituiti da blocchi eterometrici anche di grandi dimensioni, disposti in modo caotico a partire dalla linea di costa fino a -30 m e oltre. In molti casi i singoli blocchi si ergono dal fondale fino a trovarsi prossimi alla superficie del mare come sco-

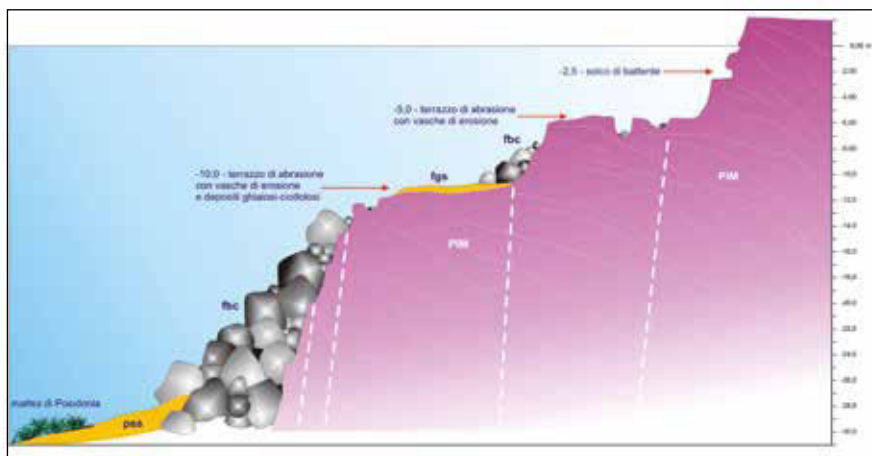


Fig. 115 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente Punta Imperatore; depositi sabbiosi di piattaforma: pss, depositi di piede di falesia: ghiaie e sabbie: fgs, blocchi: fbc.

gliere soffolte o emergere a formare scogli isolati attribuiti all'unità **PUS**. Anche in questo caso, sono state rilevate superfici terrazzate a -10 e a -5 m e solchi di battente associati a piccoli lembi di terrazzi di abrasione con marmitte costiere. Poco al largo della spiaggia di Citara, in corrispondenza della struttura termale “Giardini Poseidon”, si rinviene lo scoglio lavico denominato “Pietra Nera”, radicato a circa 15 metri di profondità sul fondale sabbioso, attribuito all'unità **PIM** (Fig. 115), sulla quale poggiano i depositi dei *tufi di Citara* (**TCT**).

Tra Punta Imperatore e Punta del Chiarito, per l'affioramento di successioni laviche e piroclastiche coerenti, riprendono i settori di costa alta. I fondali ricalcano quasi fedelmente l'articolata fisiografia del settore emerso e tutti i promontori rocciosi presenti lungo la costa proseguono in profondità con andamento subverticale fino ad incontrare il fondale a profondità variabili tra i -25 e -35 m. La base del versante sommerso è praticamente allineata con la strutturazione della scarpata continentale e risulta molto prossima ad alcune testate di *canyon* che svolgono azioni drenanti per i sedimenti costieri. Ai vari promontori rocciosi si intercalano insenature più o meno ampie caratterizzate dalla presenza di depositi detritici eterometrici costituiti dai prodotti dello smantellamento della falesia. Anche lungo questo settore costiero si rilevano morfologie terrazzate a profondità di -10, -5 e -3 m (Fig. 116) e solchi di battente a -30 m circa.

Cava Grado è il toponimo di una piccola insenatura, con spiaggia del tipo *pocket-beach*, con cui si identifica il tratto di costa che si sviluppa, con pareti verticali direttamente aggettanti sul mare (*falesia attiva*), tra Punta Chiarito ad ovest

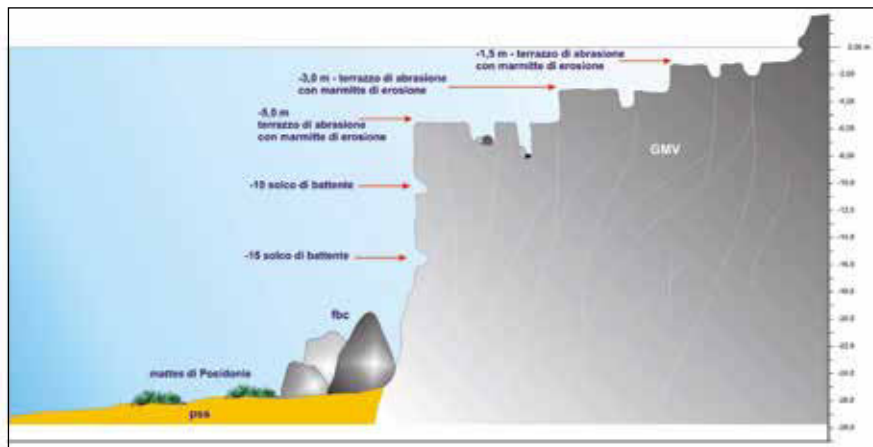


Fig. 116 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente località Scannella; depositi sabbiosi di piattaforma: pss, depositi di blocchi di piede di falesia: fbc.

e Sant'Angelo ad est, caratterizzati rispettivamente da depositi dell'unità **LCH** e **LMT**. L'altezza della falesia emersa raggiunge un massimo di alcune decine di metri (30-60 m) e prosegue sotto il livello del mare fino a circa 5-6 m di profondità; qui il fondale risulta caratterizzato dalla presenza di depositi sabbioso-ghiaiosi, ciottolosi e blocchi anche di alcuni m³ dovuti a fenomeni di crollo. Il fondale digrada verso il largo con bassi valori della pendenza fino al ciglio della piattaforma posto a circa 100 m di profondità, delimitando ad est i *canyon* che si sviluppano all'altezza di Punta Sant'Angelo.

A circa 1 km dalla costa, in direzione S, si ergono dal fondale sabbioso fino a qualche metro dalla superficie del mare, due morfologie relitte costituite dalla successione dei tufi di Sant'Angelo (**SGL**) rinvenibile lungo il tratto di costa emerso. I due rilievi sommersi presentano alcune morfologie fossili, quali marmette di evorsione e lembi di terrazzi di abrasione, correlabili ad antichi stazionamenti del mare più bassi dell'attuale.

Punta Sant'Angelo costituisce il prolungamento a mare del promontorio su cui si erge il piccolo abitato di Sant'Angelo, collegato da un nastro sabbioso (tombo) accumulatosi in corrispondenza dei depositi tufacei che si rinvencono a poca profondità in quel tratto di mare. Il promontorio è costituito da un baluardo lavico, relitto di un edificio vulcanico (duomo) (**LMT**), che si è sviluppato in corrispondenza del ciglio della scarpata continentale. È proprio su questi litotipi che si impostano i settori di falesia sommersa che, sul lato meridionale e sud-orientale, raggiungono, attraverso pareti verticali, profondità significative (80-100 m). La falesia sommersa

evidenzia in alcuni punti lembi relitti di superfici terrazzate di modesta estensione, posti alla profondità di -5 e -25 m. Sul lato occidentale, a ridosso delle unità laviche, si rilevano depositi tufacei stratificati dell'unità **SGL** corrispondenti a quelli affioranti lungo il settore emerso; su questi depositi, alla profondità di -10 metri circa, si rinviene un evidente solco di battente a testimoniare un altro stazionamento del livello di base più basso dell'attuale. Proprio in corrispondenza dell'isobata dei -30 m, alla base del versante sommerso ed al ciglio della piattaforma continentale, si sviluppano, secondo un andamento morfologico ad anfiteatro, le testate dei *canyon*, che drenano i sedimenti mobili verso la scarpata continentale.

Il litorale dei Maronti, confinato tra il promontorio di Sant'Angelo, ad ovest, e Punta della Signora ad est, è costituito da un ristretto nastro sabbioso-ghiaioso disposto immediatamente al piede di una falesia parzialmente inattiva la cui porzione più elevata si rileva in corrispondenza del settore centrale dove affiorano i termini di **TME**, riferibili all'unità **BSR**. Proprio in corrispondenza di tali affioramenti, per le scadenti caratteristiche litotecniche, si realizzano processi di smantellamento in atto lungo tutta la parete affiorante. Il fondale antistante, fino alla batimetrica dei -25/-30 m, che corrisponde al ciglio della piattaforma continentale lungo questo settore, si sviluppa in modo per nulla articolato e con bassi valori di pendenza. Tutto il fondale è caratterizzato dalla presenza di depositi elastici prevalentemente sabbiosi, da medi a medio-fini, con localizzati accumuli sabbiosi grossolani e ghiaioso-ciottolosi soprattutto sottocosta. Disseminati in modo rado, soprattutto in corrispondenza del settore centrale, dalla attuale linea di costa fino al ciglio della scarpata, si rinvencono blocchi isolati di varia dimensione, fino a molti m³, costituiti da **TME** ed in alcuni casi da lava. Proprio sul ciglio della scarpata, in corrispondenza della foce di Cava Scura, a circa 36 metri di profondità, si rinvencono, sul fondale sabbioso, alcuni grossi blocchi isolati di **TME** che da quel punto digradano repentinamente verso la scarpata. Questi accumuli detritici costituiti da **TME** potrebbero essere indicativi di blocchi che costituiscono l'ossatura dell'unità **BSR**, affiorante lungo la falesia emersa. Significativa è la presenza di campi fumarolici in prossimità della costa, tra i -5 ed i -6 m di profondità, allineati, in senso NO-SE, lungo una fascia di circa 50-60 m, tra le foci di Cava Fumarole e Cava Scura. In alcuni casi si rinviene sul fondale materiale detritico e/o blocchi subaffioranti più radicati appartenenti alla successione di tufo verde fumarolizzato con intense colorazioni rossastre e giallastre (TOCCACELI, 2000).

2.1.1.3. - L'Isola di Vivara

L'Isola di Vivara è caratterizzata da una forma semicircolare, che interessa anche il Promontorio di Santa Margherita, riconducibile alla sua genesi vulcanica. Nell'area emersa infatti, è possibile tracciare parte dell'orlo del cratere, esumato



Fig. 117 - *Isola di Vivara - falesia sommersa in prossimità di Punta di Mezzogiorno intagliata nei tufi di Vivara (TVV).*

a seguito dello smantellamento erosivo delle coperture piroclastiche più recenti. L'insenatura del Golfo di Genito rappresenta la parte centrale del cratere attualmente sommersa. Il cratere, aperto a sud, è in realtà comunicante anche verso nord con l'area della Baia di Ciraccio. Nella parte settentrionale del Golfo di Genito, Vivara è infatti collegata al Promontorio di Santa Margherita tramite un ponte, adagiato su fondali che raggiungono profondità molto basse (-3 m ca.).

L'Isola di Vivara è caratterizzata prevalentemente da coste alte; esse individuano falesie emerse prevalentemente attive, che proseguono nella porzione sommersa che ne rappresenta la naturale continuità. In particolare, l'Isola di Vivara è contraddistinta da coste alte direttamente esposte all'erosione del mare. I versanti emersi interni ed esterni del cratere sono molto acclivi con pendenze anche superiori ai 40°. Generalmente questi versanti assumono un profilo quasi di equilibrio ed in gran parte sono versanti di strato; la porzione inferiore di questi individua le falesie ancora attive con pendenze superiori a 40° le cui altezze sono comprese tra una decina di metri e circa 40 m. Il piede delle falesie sommerse a Vivara è posto ad una quota variabile: generalmente si attesta intorno a -9/-10 m nei settori meridionali, -10/-12m nei settori occidentali. Solo nell'area di Punta Mezzo-

giorno il piede della falesia sommersa raggiunge la profondità massima di -21 m. Nel Golfo di Genito e a nord di Punta Capitello il piede della falesia sommersa è sepolto da depositi detritici e sabbiosi; la parte esposta è alla profondità variabile compresa tra -2,5 e -5 m. L'interno del cratere (Golfo di Genito) è caratterizzato da una morfologia con debole pendenza che digrada dolcemente fino alla profondità di -20 m al largo di Punta Mezzogiorno.

2.1.1.3.1. - *La distribuzione degli affioramenti delle unità vulcaniche*

Le falesie sommerse dell'Isola di Vivara e del Promontorio di Santa Margherita sono interamente intagliate nei depositi piroclastici dell'unità dei tufi di Vivara (TVV). Tali depositi presentano giaciture quaquaversali ed inclinazioni degli strati comprese tra 30 e 40° (Fig. 117), analogamente ai depositi affioranti sulle falesie emerse. Esigui affioramenti delle successioni che ricoprono TVV si rilevano all'interno del cratere nel Golfo di Genito e nel settore occidentale in prossimità del vulcano delle Formiche. In particolare all'interno del Golfo di Genito, tali affioramenti rappresentano elementi di discontinuità all'interno dei depositi detritici e sabbiosi che ricoprono la parte più settentrionale di questo set-

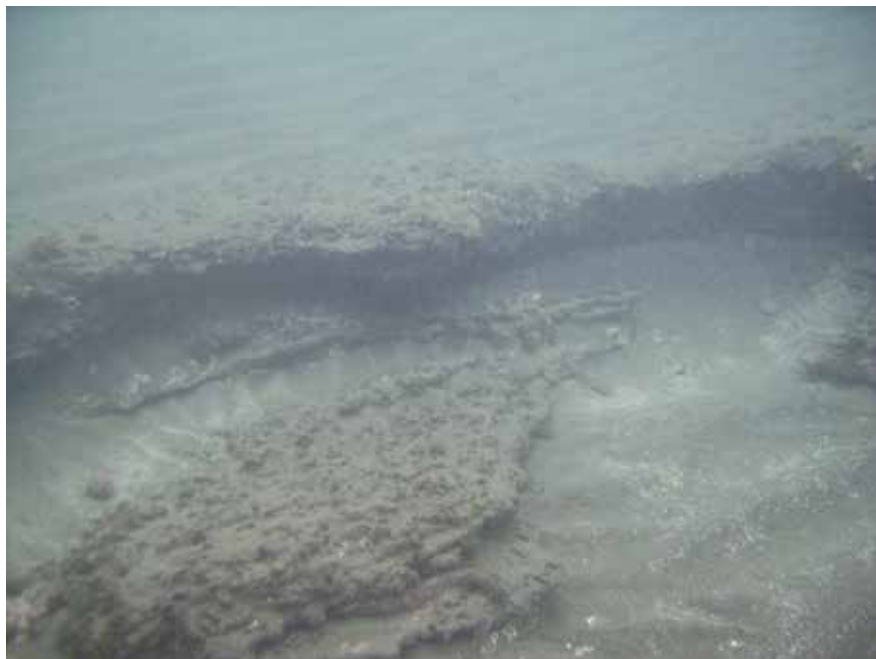


Fig. 118 - Isola di Vivara - affioramenti isolati di piroclastiti attribuiti a **PPA_r**.

tore. Si ritrovano infatti testate di strati costituite da depositi di pomici da caduta e paleosuoli indicative di parziali successioni riferibili a **PPA₁** (Fig. 118), affiorante pochi metri sopra la falesia emersa; tali depositi immergono verso E-SE con inclinazioni di circa 30°. In questo settore essi si ritrovano anche come piccoli affioramenti isolati e non cartografabili, fino alla profondità massima di circa -4/-5 m, a testimoniare che fino a queste profondità le coperture dei sedimenti mobili risultano poco spesse (dell'ordine di qualche metro al massimo).

Nel settore occidentale, in prossimità di Punta Alaca, sotto estese coperture di fanerogame marine, ad una profondità compresa tra -13 e -18 m, si ritrovano affioramenti di piroclastiti stratificate costituite da tufi giallastri e scoriacei di colore grigio (Fig. 119). Gli strati, con uno spessore non superiore ai 3-4 m, immergono verso ovest con inclinazione di circa 20°. Anche se lo stato di alterazione dei campioni prelevati non permette un riconoscimento macroscopico e quindi un'attribuzione diretta all'unità di riferimento, le giaciture riscontrate e i caratteri stratigrafici suggeriscono una loro appartenenza alle successioni riferibili a **CNF**. Tali depositi si ritrovano in affioramento all'interno dei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di piattaforma interna prossimale. Poco più a largo si erge da un



Fig. 119 - Isola di Vivara - affioramenti presenti lungo il canale di Ischia costituiti da tufi giallastri ben stratificati attribuiti a **CNF**.

fondale con profondità di circa -20 m la Secca delle Formiche di Vivara, costituita da tufi gialli che poggiano su una breccia piroclastica con blocchi di dimensioni decimetriche di tufi giallastri e lave (**CNF**). La Secca delle Formiche di Vivara rappresenta la porzione smembrata di un edificio vulcanico sommerso. Le pareti subverticali sono spesso caratterizzate da fratture; esigui spessori di depositi da crollo si ritrovano alla base del versante settentrionale della secca. Il tetto raggiunge profondità variabili da -8 m a -6 m, dove si ritrovano anche marmitte di abrasione marina, a testimonianza di un modellamento ad opera del mare. Sempre in questo settore, poco più a nord, alla profondità di circa -20 m, si ritrovano depositi lavici che, dall'analisi in sezione sottile sono riconducibili a lave africane a composizione trachitica; localmente si associano a questi affioramenti blocchi di piroclastiti di colore giallastro e verdastro con clasti di ossidiane.

I depositi lavici affiorano senza continuità all'interno di aree di intramatte soggette a fenomeni di erosione localizzata, al di sotto di una sottile copertura di sabbie lito-bioclastiche. Poiché non trovano attualmente riscontro con quanto riconosciuto in aree limitrofe emerse, la loro attribuzione è ancora incerta, ma potrebbero essere riferibili a successioni riconducibili alla attività eruttiva del vulcano dei Ruomoli (**RMU**). Attualmente tali depositi vengono cartografati con una campitura che, sulla base delle immersioni puntuali, è stato possibile estendere arealmente.

La distribuzione degli affioramenti in questo settore occidentale e nord-occidentale, in prossimità del Canale di Ischia, evidenzia che le coperture dei sedimenti dei fondi mobili risultano ridotte.

2.1.2. - Sintesi degli elementi morfo-stratigrafici e strutturali dei settori costieri sommersi

L'elemento rappresentativo che caratterizza l'assetto morfo-stratigrafico e strutturale dei fondali delle aree marine costiere dell'Isola d'Ischia, è senz'altro costituito dalla sua evoluzione vulcanologica complessiva e dal controllo di quest'ultima sui vari processi morfogenetici che si sono avvicendati all'interfaccia terra-mare. Una prima e preliminare caratterizzazione morfostrutturale dei fondali investigati viene messa in evidenza dall'analisi dell'andamento morfobatimetrico dell'area costiera che mostra una strettissima correlazione con i settori emersi, ricalcando costantemente l'assetto fisiografico dei tratti costieri emersi. In alcuni casi particolari, soprattutto in corrispondenza dei settori di costa alta, si osserva una grande varietà di forme, dovuta alla intensa attività vulcanica di tipo prevalentemente effusivo (*depositi lavici e piroclastici grossolani*), soprattutto in tempi recenti, alla tettonica ed all'alternarsi di processi deposizionali ed erosivi, che hanno costantemente e velocemente ridisegnato il paesaggio costiero. Molte delle morfologie, in parte ereditate ed in parte di recente formazione, sono da ricondurre

a fenomeni realizzatisi in poche decine di migliaia di anni, sia di tipo continuo (ad esempio, processi erosivi) che relativamente istantanei, per i tempi geologici, come, ad esempio la nascita di un vulcano o duomo lavico, attività bradisismica localizzata e/o generalizzata, eventi catastrofici del tipo collassi di settore e/o “valanghe di detrito” (*debris avalanche*) rilevabili partire dalla terraferma fin quasi al ciglio della scarpata continentale (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006).

2.1.2.1. - Isola d'Ischia

L'assetto morfo-batimetrico dei fondali costieri dell'Isola d'Ischia non consente di effettuare un'immediata individuazione e correlazione dei principali lineamenti tettonici, tra settori emersi e sommersi. Ciò è in relazione alla complessità vulcanologica dell'isola, alla ristretta percentuale di affioramento delle unità di substrato (quasi completamente rilevate a ridosso e/o in continuità fisica con i settori di costa emersa) ed all'estesa copertura recente rappresentata dai fondali mobili. Infatti la distribuzione dei sedimenti clastici e detritici risulta molto rilevante. Nel caso delle unità di substrato è stata riscontrata una perfetta correlazione, trattandosi di unità di recente formazione e/o litologie a forte carattere conservativo, tra le principali discontinuità sia stratigrafiche che strutturali rilevabili all'interfaccia terra-mare. Nel complesso, i principali lineamenti morfo-strutturali, evidenziati anche dalle analisi morfobatimetriche condotte con stretto riferimento al contesto geologico e strutturale dei settori emersi, rispecchiano l'andamento rilevabile a terra, e fanno riferimento ad allineamenti prevalentemente NO-SE, NE-SO e NS. Le faglie più significative (*master*) che bordano essenzialmente le principali morfo-strutture all'interfaccia terra-mare, definiscono delle vere e proprie soluzioni di continuità degli apparati vulcanici e/o successioni piroclastiche rilevabili lungo il settore costiero emerso. Esse bordano il margine esterno della piattaforma continentale secondo orientamenti congrui con l'assetto strutturale regionale e questo riguarda soprattutto le morfo-strutture costituite dalle unità più antiche dell'isola (cfr. settori costieri NO, SO, S e SE).

Il settore occidentale dell'Isola d'Ischia (Citara-Forio) e quello settentrionale (Lacco Ameno-Casamicciola) non consentono una chiara lettura dell'assetto strutturale lungo i tratti di mare antistanti, in relazione alla presenza di importanti spessori di depositi clastici (fondali mobili) e coperture detritiche correlate alle “valanghe di detrito” (*debris avalanche*) connesse ad eventi catastrofici legati alla dinamica del Monte Epomeo (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). Nel complesso è stata rilevata la naturale prosecuzione delle unità geologiche rilevate lungo il tratto di costa emersa nell'ambito dei settori di costa sommersa investigati, individuando con preciso riferimento alla legenda e cartografia dei settori emersi.

Molto chiare sono risultate le morfologie relitte connesse ad antichi stazionamenti del livello del mare più bassi dell'attuale e/o in formazione. Il quadro com-

plexivo dei dati geomorfologici acquisiti evidenzia la presenza, nell'ambito dei fondali costieri dell'Isola d'Ischia, di una serie di terrazzi di abrasione e forme di erosione di chiara origine marina e solchi di battente a partire dall'attuale livello di base fino a profondità di circa 30 metri ed oltre. Le profondità delle superfici terrazzate, di estensione significativa e morfologicamente ben individuate, valutate al loro margine esterno, sono di regola attestate a -3 m, -5 m, -10 m, -20 m dall'attuale livello di base. Esse sono impostate quasi esclusivamente su litologie di tipo conservativo, soprattutto unità laviche e tufacee coerenti.

Lungo il periplo dell'isola solchi di battente si rinvencono, non in modo continuo, a -1,5 m, a -2,5 m e a -3 m; intorno ai -10 m, associabile ad un terrazzo di abrasione, più o meno esteso e/o continuo fino a -8/-6 m, rinvenuto spesso a partire dalle medesime profondità; infine, un'ultima superficie terrazzata, a circa $-30 \div -32$ m, è stata individuata anche in base alle analisi morfo-batimetriche, spesso al raccordo o passaggio con la piattaforma interna. In profondità, spesso in corrispondenza delle morfologie spianate dei -30 metri circa, si rinvencono a volte depositi grossolani, talora organizzati e non compatibili con le attuali profondità di rinvenimento. Tali depositi sono disposti al piede di scarpate strutturali (probabili paleofalesie) e/o a ridosso di affioramenti rocciosi o salti morfologici, per cui possono ritenersi riconducibili a paleolinee di riva collegate a stazionamenti più bassi dell'attuale.

Procedendo dal settore occidentale dell'Isola d'Ischia verso quello orientale, si osserva, nel complesso, un progressivo aumento delle morfologie relitte terrazzate, in virtù di un progressivo aumento delle profondità del fondale "mobile" (depositi recenti e attuali) che permette, quindi, di rendere affiorante una maggiore quantità areale di substrato roccioso. In virtù di questa considerazione generale, ed in relazione all'ordine dei terrazzi definito per il settore occidentale, si può affermare che il numero degli ordini delle superfici terrazzate definibile per l'Isola d'Ischia è di 5 (*I ordine*: ≈ -30 m; *II ordine*: ≈ -20 m; *III ordine*: ≈ -10 m; *IV ordine*: ≈ -5 m; *V ordine*: ≈ -3 m). Altre forme di erosione localizzate, testimonianti stazionamenti del livello del mare diversi dall'attuale, si rinvencono sotto forma di piccole spianate di abrasione, vasche di eversione e solchi di battente, anche non completamente evoluti, tra i -3 e -0,50 m.

2.1.2.2. - Isola di Vivara

L'attuale assetto della morfo-struttura vulcanica di Vivara è dovuto, oltre che all'azione dell'erosione marina, anche alla scomposizione dell'edificio operata da faglie con diverse orientazioni (N-S, N70°, N110°, N135°), come peraltro suggerito dall'andamento rettilineo di tratti della linea di costa (come tra Punta d'Alaca e Punta Mezzogiorno) e dalla batimetria che evidenzia in alcune aree scarpate rettilinee, più pronunciate nei settori meridionali. Questo comporta una sostanziale asimmetria dei fianchi sommersi che circondano l'alto morfostrutturale di Vivara.

DI GIROLAMO & STANZIONE (1973) attribuiscono l'assetto geologico descritto ad un collasso vulcano-tettonico dovuto alla formazione di un successivo cratere, tentativamente ubicato allo sbocco del golfo di Genito. Gli andamenti degli elementi morfo-strutturali riconosciuti sono in accordo con i sistemi di frattura rilevati nelle vulcaniti dell'unità di Vivara da Schiattarella (1990).

Intorno all'alto morfo-strutturale di Vivara, prevalentemente ad ovest e a sud-ovest dell'isola, in coincidenza con i fondali del Canale di Ischia, sono presenti ampie superfici terrazzate sommerse. La maggior parte presentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini di origine erosionale (PUTIGNANO *et alii*, 2009). Oltre a quelle più profonde del Canale di Ischia, poste a circa -28/-30 m, si osservano comunemente terrazzi a -18/-20 m, -14/-16 m e -13/-14 m. A minore profondità (-9/-10 m), a Punta d'Alaca, si ritrovano superfici piane rappresentate da piccole piattaforme di abrasione intagliate prevalentemente nelle vulcaniti di Vivara, mentre il terrazzo costituito da lembi con la maggiore continuità di espressione morfologica si osserva alla profondità di -5.5/-6 m. Quest'ultimo è ben visibile nel tratto compreso tra Punta Mezzogiorno e Punta d'Alaca. Tali superfici sono spesso butterate da forme costiere quali pozze e vasche di eversione marina, particolarmente evidenti nel caso della superficie presente lungo costa a nord-ovest di Punta Mezzogiorno dove è presente un campo di marmite di erosione marina anche di grosse dimensioni (PUTIGNANO *et alii*, 2009). All'interno del cratere di Vivara, nella baia del Golfo di Genito, lungo le falesie sommerse, sono spesso scolpiti piccoli lembi di una piattaforma marina a quota di circa -1 m alla quale sono talvolta associati solchi di battaglia. Ulteriori stazionamenti del livello del mare sono testimoniati da simili indicatori geomorfologici alle profondità di -2,7 e -3,5 m (PUTIGNANO *et alii*, 2009).

2.2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E GEOLOGICHE DEI DEBRIS AVALANCHE

I settori prossimali (da 0 a -30 m)

I settori sommersi dell'isola sono stati sede di fenomeni di instabilità gravitativa con carattere eccezionale (valanghe di detrito), quasi tutte originate dalla risalita del Monte Epomeo, accertata negli ultimi 30.000 anni circa (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999). Appartengono a questi depositi: *l'unità di Lacco Ameno (LMO)*, *l'unità di Punta del Soccorso (PUS)* *l'unità di Bocca di Serra (BSR)* attribuite all'Olocene. Dal rilevamento diretto subacqueo sottocosta risulta molto evidente, per i depositi riferibili a **PUS**, che la superficie sommitale presenta morfologie a debole pendenza individuando almeno due superfici di spianamento la cui quota media è rispettivamente di -10 e -5 m. Tali dati sono in accordo con quanto riconosciuto più lontano dalla costa da BUDILLON *et alii*, (2003a, b) che individua un'ulteriore superficie di modellamento posta ad una quota di circa -25/-30 m. I depositi risultano inoltre dissecati da linee di drenaggio preferenziali. Per

quanto riguarda l'unità **PUS**, che rappresenta quella più estesa arealmente, si riconoscono aree di concentrazione delle facies più grossolane (blocchi e *boulders*) e si individuano tre zone di accumulo di sedimento caratterizzate da una chiara morfologia lobata, separate da aree in cui prevalgono le facies meno grossolane (*macereto*) che talora risultano rimaneggiate dai processi attuali. Questi dati sono in accordo con la distribuzione a grande scala di tale deposito che evidenzia nel suo complesso una forma a ventaglio, lobata, di tipo *fan*. Si individuano pertanto delle aree preferenziali di distribuzione dei sedimenti più grossolani, orientate in senso radiale. Dall'analisi delle batimetrie, almeno per le facies più prossime a morfologia lobata, presenti in prossimità della spiaggia di Citara, si potrebbe ipotizzare una rimobilizzazione dei depositi primari in tempi recenti, in quanto tale porzione sembrerebbe poggiare su una superficie terrazzata posta a quota di circa -30 m. Tale interpretazione rimane però un'ipotesi in quanto, dai dati della distribuzione di tali depositi in terraferma, non si evince una rimobilizzazione di **PUS**. Un ulteriore deposito, mai cartografato, riferibile a tale unità, si ritrova lungo la spiaggia di S. Francesco, in accordo con quanto osservato in terraferma. Una suddivisione più di dettaglio viene proposta per i depositi presenti nel settore settentrionale rispetto ai dati di letteratura. Infatti, l'ampia area caratterizzata da morfologia ad *hummocky* compresa tra Punta Monte Vico e la località Casamicciola, interpretata come un unico grande *debris avalanche* (denominato di "Casamicciola"), per analogie con la terraferma, individua almeno due differenti depositi di *debris avalanche*. In accordo con i dati di letteratura, risulta evidente una rimobilizzazione dei suddetti depositi in tempi recenti, in ambiente marino, che hanno dato origine ad una *debris avalanche* denominata di "Lacco Ameno" (BUDILLON *et alii*, 2003a); infatti, poco a largo in questa località, è ben visibile un'ampia superficie erosiva a forma di anfiteatro che ne rappresenta pertanto l'area di distacco.

I settori distali

L'estensione verso il largo dei tre *debris avalanche* riconosciuti è così calcolata:

1) *debris avalanche* meridionale, di gran lunga la più estesa e profonda, 40 km di estensione e fondali superiori ai 1000 m di profondità (denominato IDA in CHIOCCI *et alii*, 1998; D'ARGENIO *et alii*, 2004; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006);

2) *debris avalanche* occidentale estesa 4-5 km e presente ad ovest di Forio fino a circa 150 m di profondità;

3) e 4) due *debris avalanche* localizzati a nord dell'isola, tra Lacco Ameno e Casamicciola, con estensione di 5-6 km fino a circa 200 m di profondità (BUDILLON *et alii*, 2003a, b; VIOLANTE *et alii*, 2003).

La più imponente valanga di detrito con asse di dispersione meridionale, denominata IDA (*Ischia Debris Avalanche*; CHIOCCI *et alii*, 1998; D'ARGENIO *et alii*, 2004; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006) che ha trasportato blocchi fino a 40-50 km

verso sud, riferibile all'unità **BSR** affiora prevalentemente al disotto dei -35 m.

La volumetria stimata dell'IDA, in base all'interpretazione geologica del DEM marino, ha fornito valori dell'ordine di 1-2 km³, che coincidono con quanto stimato sulla base di prospezioni sismiche e carotaggi (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). Il tentativo di quantificazione volumetrica dell'evento di collasso IDA va ritenuto una determinazione dell'ordine di grandezza dell'evento. Allo stato attuale è possibile distinguere varie lingue di blocchi e correlarli ad aree sorgenti emerse.

Vengono di seguito evidenziate alcune caratteristiche peculiari dei depositi di *debris avalanche* e degli alti morfostrutturali di origine vulcanica presenti in questo settore marino (la localizzazione delle aree è indicata in Figura 120). In Figura 121 è riportata una mappa *shaded-relief* del settore di Ischia nord (Casamicciola) dove sono visibili blocchi eterometrici di dimensioni varie attornati da una matrice pelitica che caratterizza il fondale nel suo complesso. Sono visibili i limiti occidentale ed orientale del deposito. Il limite occidentale del deposito è situato in

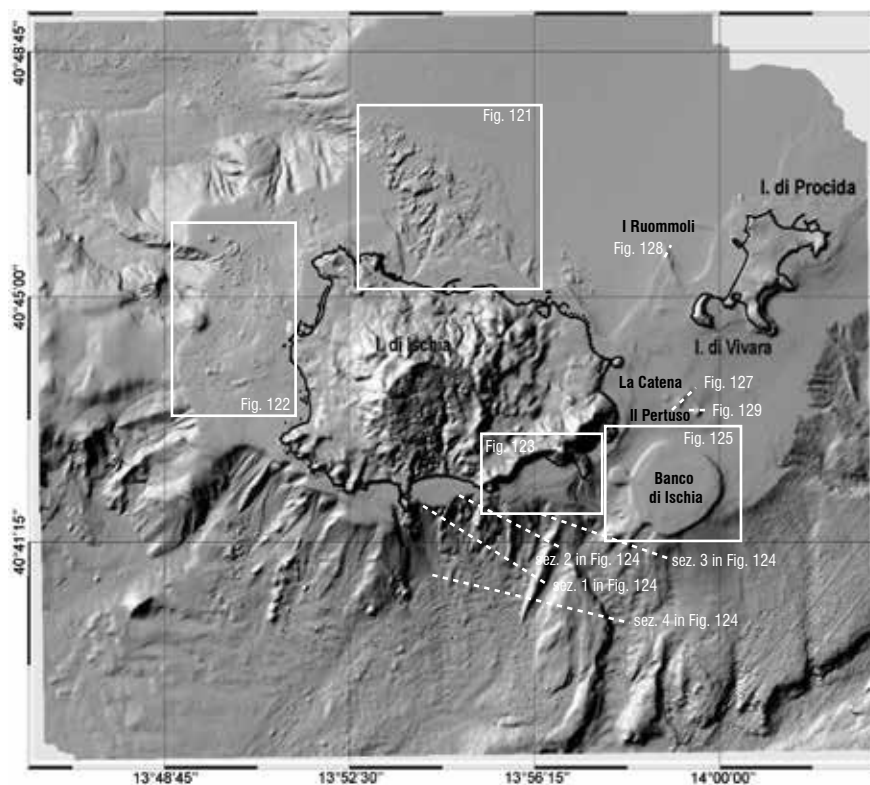


Fig. 120 - Mappa della localizzazione delle aree investigate mostrate nelle Figure da 121 a 129.

corrispondenza del proseguimento a mare della struttura di M.te Vico (BUDILLON *et alii*, 2003a; VIOLANTE *et alii*, 2003). Il limite orientale del deposito stesso è posto in corrispondenza del prolungamento verso mare del promontorio di Punta La Scrofa.

In Figura 121a sono rappresentati alcuni profili batimetrici di dettaglio costruiti attraverso il deposito ad *hummock* di Casamicciola. In particolare, la prima sezione in alto decorre attraverso la parte distale del deposito, con andamento SO-NE. L'accumulo principale relativo al corpo di Casamicciola si solleva fino a circa -60 m di profondità. Ai lati sono evidenti due aree canalizzate poste a profondità di circa -110 m; ai lati delle due aree canalizzate si vedono due culminazioni secondarie del deposito; la prima, di entità minore, si solleva fino a -100 m; la seconda, che si estende lateralmente fino a 4 km, raggiunge la profondità d'acqua di circa -90 m.

La seconda sezione batimetrica è stata tracciata in modo da attraversare longitudinalmente, con andamento NNE-SSO, il deposito di Casamicciola dalla profondità di -25 m a -130 m. La sezione evidenzia la topografia irregolarmente articolata del deposito che, per una distanza complessiva di 1,8 km, decorre da -25

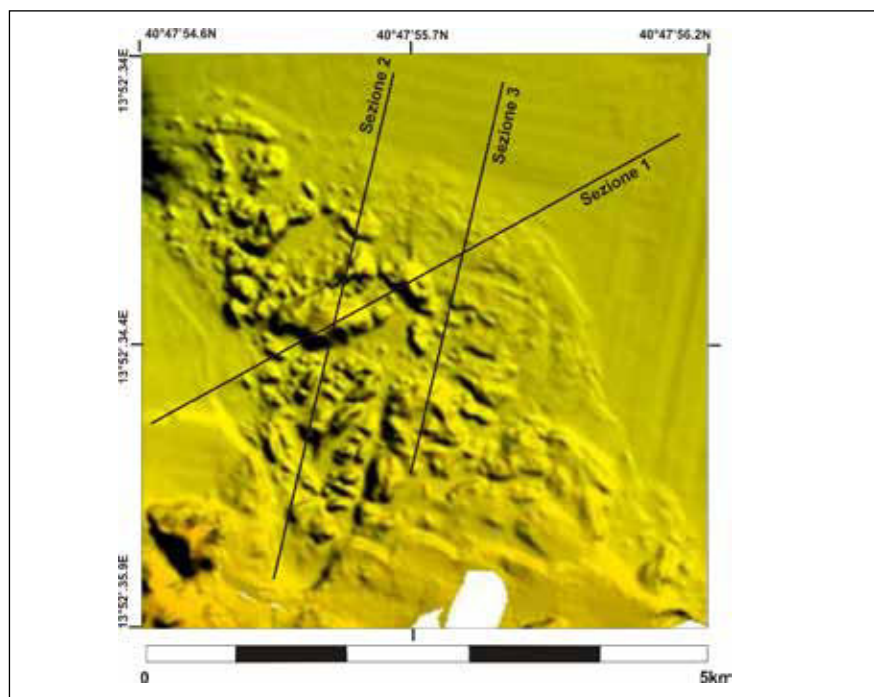


Fig. 121 - Shaded-relief map di dettaglio delle topografie hummocky presenti al largo di Casamicciola (Ischia nord).

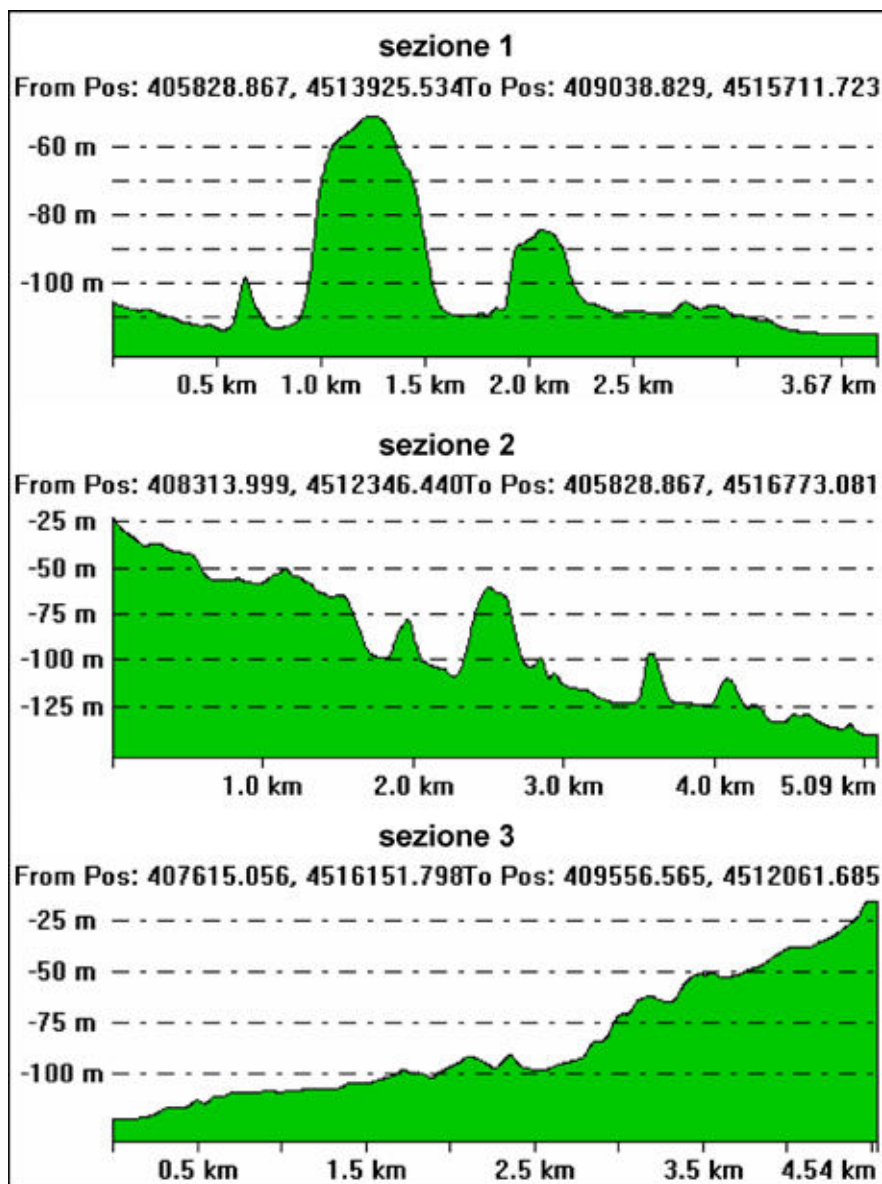


Fig. 121a - Profili batimetrici attraverso i depositi ad hummock presenti al largo di Casamicciola (Ischia nord). Ubicazione in Figura 120.

m a circa -70 m di profondità, con una canalizzazione separata da argini a circa -55 m di profondità. Procedendo verso mare, dopo una rottura di pendenza principale a circa -70 m, il deposito viene inciso da due profonde aree canalizzate, localizzate intorno ai -100 m di profondità, oltre le quali esiste un'altra area di accumulo, ampia circa 500 m, la cui sommità raggiunge circa -70 m di profondità.

La terza sezione decorre longitudinalmente, con andamento SSO-NNE, attraverso il deposito ed è stata tracciata dal suo settore più distale (a profondità di circa -110 m). Per una distanza di circa 3 km la topografia del deposito risale fino a circa -70 m di profondità: in quest'area sono presenti indizi di canalizzazioni di varia entità ed ampiezza, che incidono il deposito. Da -70 m circa il corpo caotico si sviluppa arealmente fino a circa -25 m, presentando due principali evidenze di canalizzazioni lungo il suo profilo topografico.

In Figura 122 è rappresentato un DEM marino di dettaglio delle topografie a *hummock* nel settore di Ischia ovest. I depositi si sviluppano nel tratto di mare prospiciente Cava dell'Isola, con un'estensione di 0,8 km² e si protendono fino a 1,5 km dalla costa e da Forio fin quasi a Punta Imperatore costeggiando il vulcano

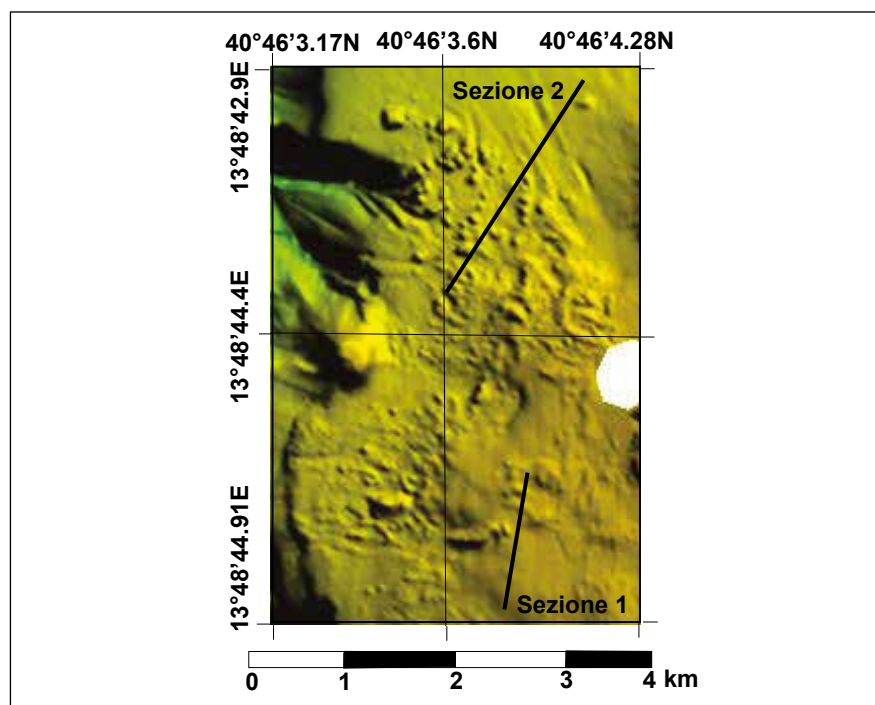


Fig. 122 - DEM marino di dettaglio delle topografie a hummocks presenti nel settore di Ischia ovest. Ubicazione in Figura 120.

della Secca di Forio (BUDILLON *et alii*, 2003a). I depositi sono ricoperti da una fascia a topografia regolare con una superficie spianata a -20 /-30 m e la base a -60 m. È probabile che i numerosi scogli sottocosta (*Pietre del Cavallone, Pietra Bianca, Pietra Nera, Pietre Rosse, Scogli Camerata*) presentino un'analogia con gli *hummock* e costituiscano quindi un termine di raccordo per la correlazione terra-mare. È stato anche ipotizzato che i depositi della *debris avalanche* presenti ad Ischia ovest siano precedenti la messa in posto del cono di tufo del vulcano di Forio, come evidenziato dal fatto che la base del cono di tufo poggia su alcuni blocchi della *debris avalanche* (BUDILLON *et alii*, 2003a).

In Figura 122a sono inoltre riportati due profili batimetrici tracciati attraverso il deposito della *debris avalanche* di Ischia ovest. La prima sezione, che decorre da sud verso nord, mostra una superficie subpianeggiante sui -60 m di profondità, al di sopra della quale si sviluppa il deposito caotico, interessato comunque da

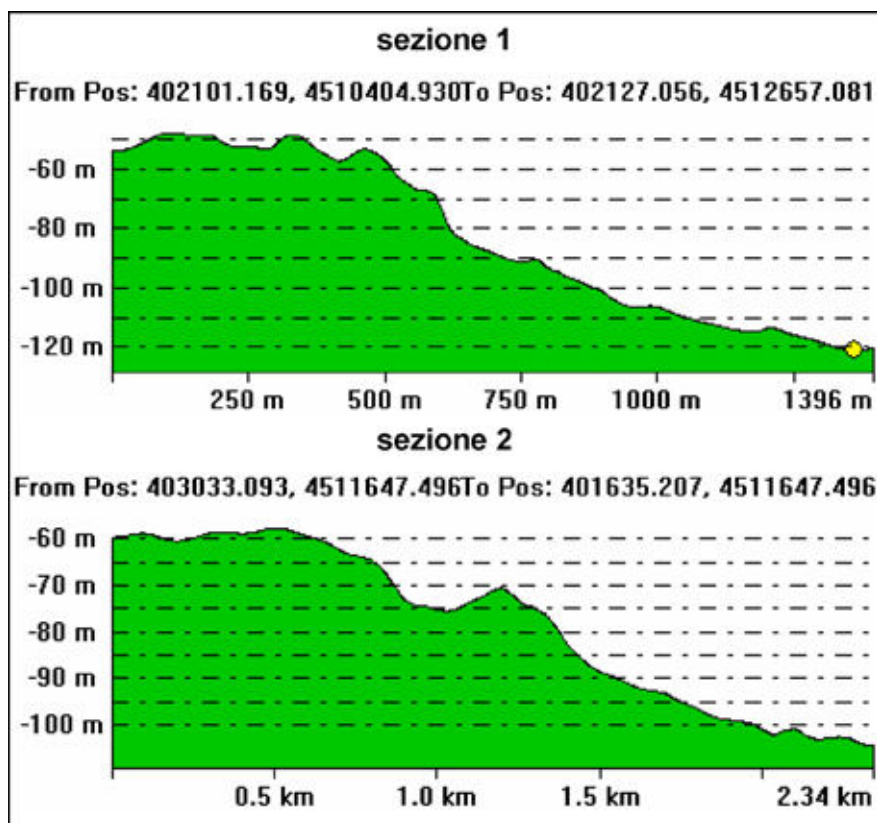


Fig. 122a - Profili batimetrici tracciati attraverso il deposito del *debris avalanche* di Ischia ovest.

aree relativamente più incise. Dopo una rottura di pendenza a circa -70 m di profondità, il deposito si sviluppa su una rampa di piattaforma esterna compresa tra -80 m e -120 m di profondità. La seconda sezione è stata tracciata attraverso l'accumulo della *debris avalanche*, da nord-est verso sud-ovest; si conferma la presenza della superficie subpianeggiante sui -60 m di profondità, al di sopra della quale si sviluppa il deposito. È presente quindi un'area canalizzata a circa -75 m di profondità e quindi una nuova culminazione del deposito a circa -70 m di profondità; si passa quindi ad una rampa di piattaforma esterna ad una profondità compresa tra -90 e -110 m.

In Figura 123 è rappresentato un DTM di dettaglio dell'ampia nicchia di distacco che delimita il fianco meridionale dell'Isola d'Ischia, antistante l'area dei Maronti e di Barano. È anche visibile il margine della piattaforma continentale in arretramento, dal quale si dipartono le testate dei *canyon* che incidono la scarpata dei Maronti e la "Scarrupata" di Barano. In basso a sinistra è visibile la parte sommitale dell'Ischia *Debris Avalanche* (IDA), come evidenziato dalla morfologia granulosa dei blocchi presenti sul fondale.

In Figura 124 sono rappresentati alcuni profili batimetrici nell'area dei *canyon* tra i Maronti e Barano, dove i processi erosivi sono particolarmente attivi. Procedendo

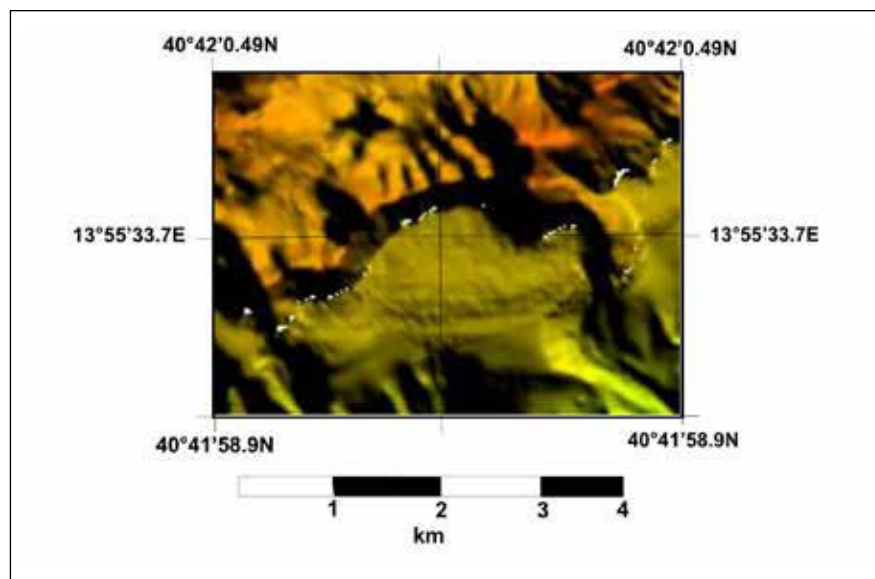


Fig. 123 - Mappa shaded relief di dettaglio della scarpata meridionale di Ischia. Si noti la presenza di una cigliata in roccia localizzata sulla scarpata continentale di Barano che costituisce parte di una nicchia di distacco più ampia che ha alimentato IDA (Ischia Debris Avalanche). Ubicazione in Figura 120.

da ovest verso est, la prima sezione attraversa 4 *canyon* principali: il primo è posto a circa -360 m di profondità, il secondo a circa -325 m; il terzo *canyon* a -325 m, mentre il quarto *canyon* è situato alla profondità di circa -275 m. La seconda sezione decorre in profondità d'acqua più elevate e rappresenta la parte distale dei *canyon* dei Maronti e di Barano. Sul profilo sono visibili tre alvei di *canyon* principali; a destra nella sezione sono visibili i *canyon* presenti a valle di Punta S. Pancrazio e del Banco di Ischia; il *canyon* di S. Pancrazio è delimitato da una sella che si sviluppa ad una profondità di circa -350 m. La terza sezione batimetrica decorre

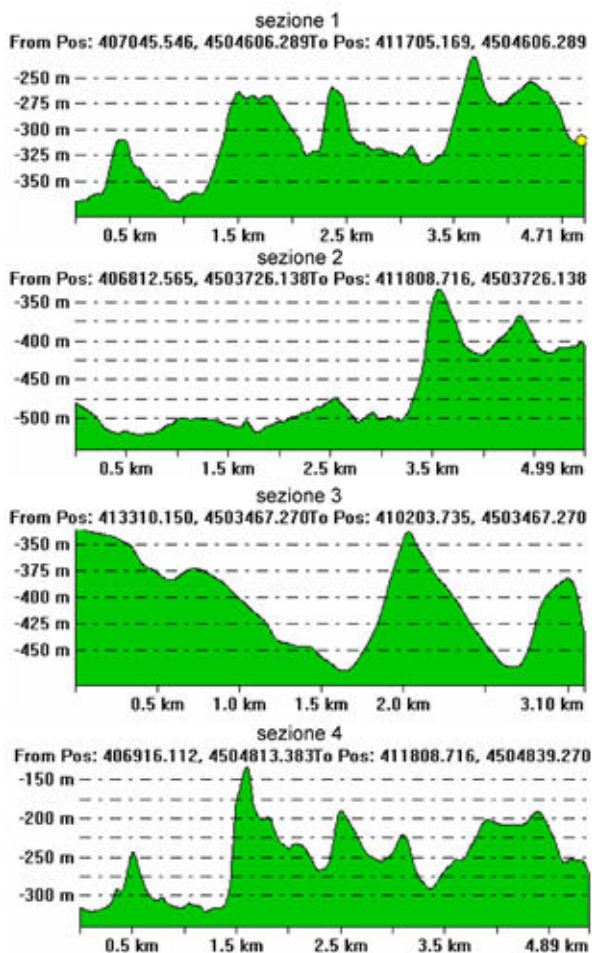


Fig. 124 - Profili batimetrici che decorrono nell'area dei canyon tra le scarpate dei Maronti e di Barano. Ubicazione in Figura 120.

da sud verso nord; in particolare, è visibile un primo *canyon* a profondità di circa -300 m; altri due *thalweg* di *canyon* sono visibili a profondità rispettivamente di -250 e di -300 m.

2.3. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DEGLI EDIFICI VULCANICI PRESENTI NEL SETTORE OCCIDENTALE

2.3.1. - *Il Banco di Ischia*

Il Banco di Ischia è un edificio vulcanico appiattito tronco-conico, a fianchi ripidi, che termina con una piattaforma continentale piuttosto regolare ad una profondità che varia da -28 a -30 m. Ha un diametro di poco più di un miglio marino e si inabissa sul lato meridionale fino a -300 m di profondità. I profili sismici attraverso la struttura (vedi paragrafo stratigrafia sismica) hanno mostrato l'attuale superficie spianata sommitale, ben visibile anche sul DEM marino di dettaglio (Fig. 125) che presumibilmente rappresenta il risultato dall'erosione marina (in conseguenza della caduta eustatica del livello marino) di un cono vulcanico inizialmente emerso. Va rilevata la forte analogia morfologica con il Banco di Nisida, anche esso tronco-conico, seppure con la sommità posta a -70 m.

Sono di seguito riportati due profili batimetrici costruiti nell'area del Banco d'Ischia sulla batimetria *Multibeam* (Fig. 126). Il primo profilo (sez.1 in Figura 125) decorre da ONO verso ESE a partire dal cono avventizio che è posto ad ovest del banco principale verso il banco stesso. Sulla sezione, la sommità del cono avventizio è posta a circa -40 m di profondità ed è separata dall'edificio principale del banco da una leggera incisione. Il top dell'edificio vulcanico, che appare ben terrazzato, è caratterizzato da un fianco sud-orientale piuttosto acclive, con una prima rottura di pendenza a circa -40 m, dove si individua una scarpata piuttosto acclive fino a circa -100 m di profondità. Da qui la pendenza della scarpata del banco diventa più blanda, fino a -150 m di profondità, dove il banco si raccorda alla scarpata superiore circostante.

Il secondo profilo batimetrico (sez.2 in Figura 125) è stato costruito in direzione ortogonale al precedente, procedendo da nord verso sud. La sommità terrazzata del banco si rinviene alla profondità di circa -30 m. La scarpata settentrionale del banco presenta un profilo concavo (erosionale) e decorre, con pendenze elevate, tra circa -80 e circa -40 m, dove si rinviene una rottura di pendenza principale che raccorda la scarpata alla sommità terrazzata. Procedendo verso sud, il raccordo tra la sommità del banco e la scarpata meridionale avviene entro una distanza di circa 1 km con pendenze blande. A circa -50 m il banco sprofonda con una scarpata acclive fino a profondità di oltre -130 m.

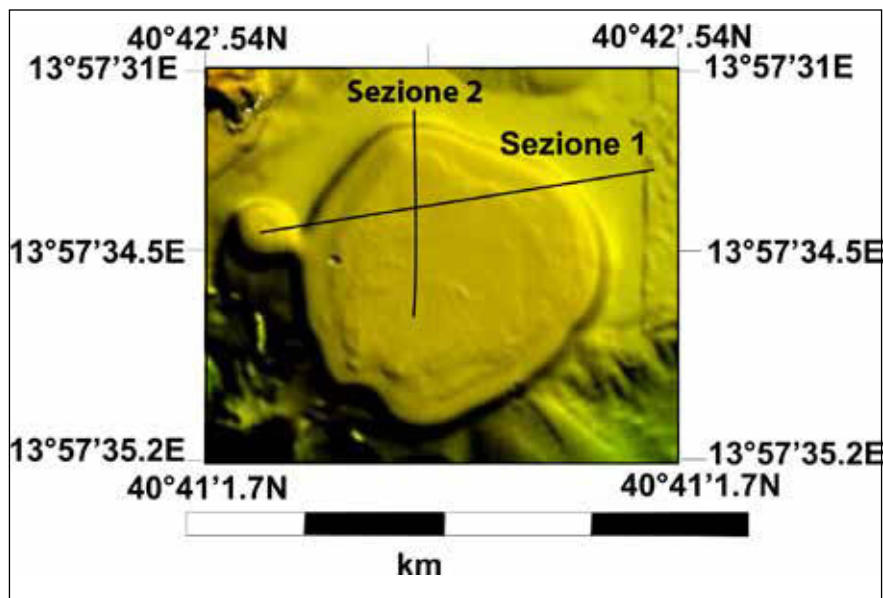


Fig. 125 - Mappa shaded relief di dettaglio del Banco d'Ischia. Si noti la forma tronco-conica, appiattita dell'edificio vulcanico e la presenza di un cono avventizio ubicato ad ovest dell'edificio vulcanico principale. Ubicazione in Figura 120.

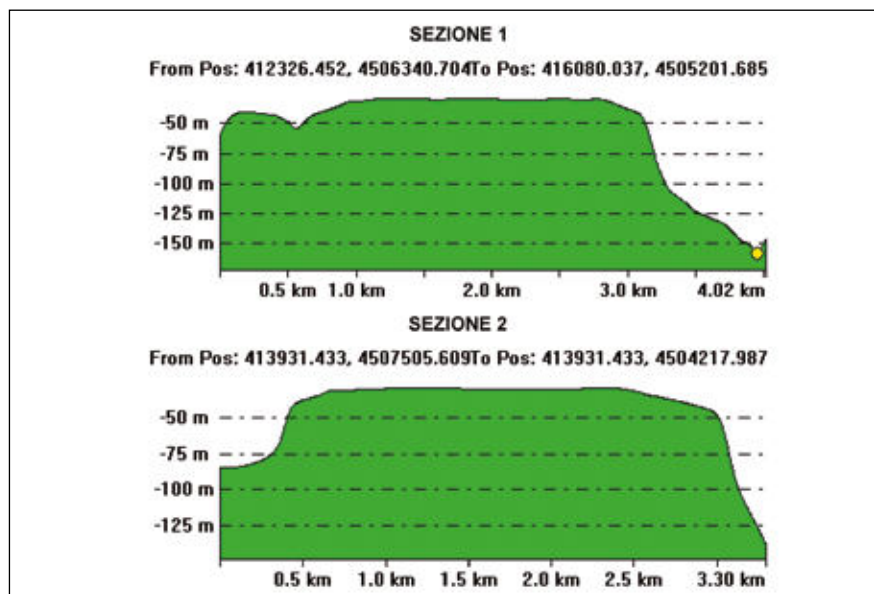


Fig. 126 - Profilo batimetrico sul Banco d'Ischia tracciato a partire dal cono avventizio verso l'edificio principale (da ONO verso ESE); a) Profilo batimetrico sul Banco d'Ischia con andamento nord-sud.

2.3.2. - La Secca della Catena

La Secca della Catena si trova nella parte marginale del Canale d'Ischia, 1,5 miglia marine a SE della Secca delle Formiche di Vivara, sul fianco di una scarpata del fondo marino che, in direzione NO-SE, va da -40 a -100 m nello spazio di 800 m circa. Tale secca si innalza su un fondale inclinato, da -75 m ad O a -110 m ad E, arrivando rapidamente a -24/-25 m. L'edificio presenta una forma lievemente arcuata, allungata in direzione NE-SO; è costituito da ialoclastiti litoidi di colore giallo-bruno; a circa -40 m di profondità è coperto da limi. L'edificio scende molto rapidamente sul versante nord-ovest, mentre si presenta meno inclinato sul versante sud-est. La morfologia della parte terminale della secca rappresenta un settore di cratere ialoclastico e la pendenza del versante sud-orientale dell'apparato è molto simile a quella rinvenibile nei crateri di Vivara e Solchiaro (DI GIROLAMO & ROLANDI, 1975). L'andamento morfologico dell'edificio vulcanico relitto de "La Catena" è osservabile sul profilo in Figura 127 orientato circa SO-NE.

2.3.3. - I Ruommoli

Sono stati costruiti alcuni profili batimetrici sulle secche del Canale d'Ischia in base alla batimetria *Multibeam*. In particolare, in Figura 128 è riportato un profilo batimetrico tracciato da NNO verso SSE attraverso l'edificio vulcanico relitto de "I Ruommoli", che si eleva sul fondale circostante a partire da una rottura di pendenza principale posta sui -30 m di profondità. L'edificio è caratterizzato da due culminazioni principali poste a circa -25 m, separate da una depressione posta a circa -20 m. La seconda culminazione si raccorda al fondale circostante, posto ad ovest dell'Isola di Vivara intorno ai -20 m di profondità.

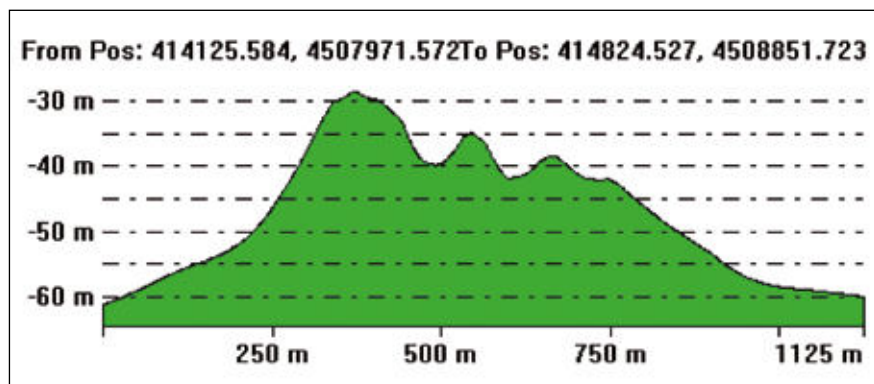


Fig. 127 - Profilo batimetrico con andamento SO-NE attraverso l'edificio vulcanico de "La Catena". Ubicazione in Figura 120.

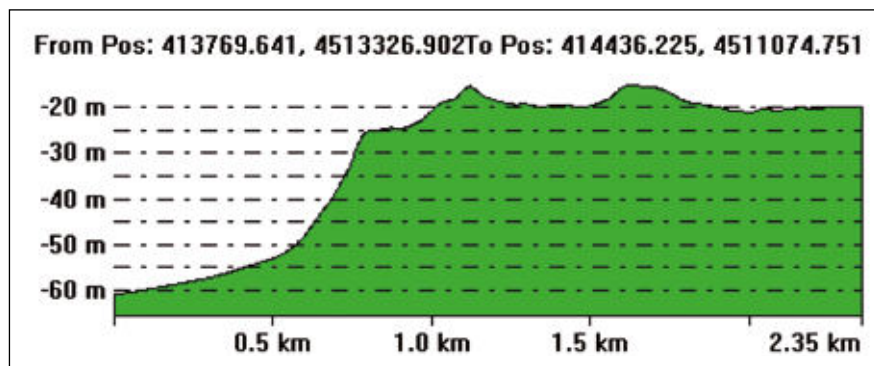


Fig. 128 - Profilo batimetrico che decorre nel Canale d'Ischia con andamento NNO-SSE mostrante la culminazione meridionale dell'edificio vulcanico dei Ruommoli. Ubicazione in Figura 120.

2.3.4. - Il Pertuso

È stato elaborato un profilo batimetrico sull'edificio vulcanico relitto de "Il Pertuso", posto nel Canale d'Ischia circa alla stessa latitudine di Punta della Pisciazza (Isola d'Ischia) ed a nord del Banco d'Ischia orientato E-O (Fig. 129). Sul profilo il fondale, caratterizzato da profondità di circa -60 m si abbassa verso la base dell'edificio fino a circa -70 m. Il *top* dell'edificio si rinviene circa a -35 m di profondità. Il suo fianco occidentale, leggermente più acclive di quello orientale si raccorda al fondale circostante a circa -90 m di profondità.

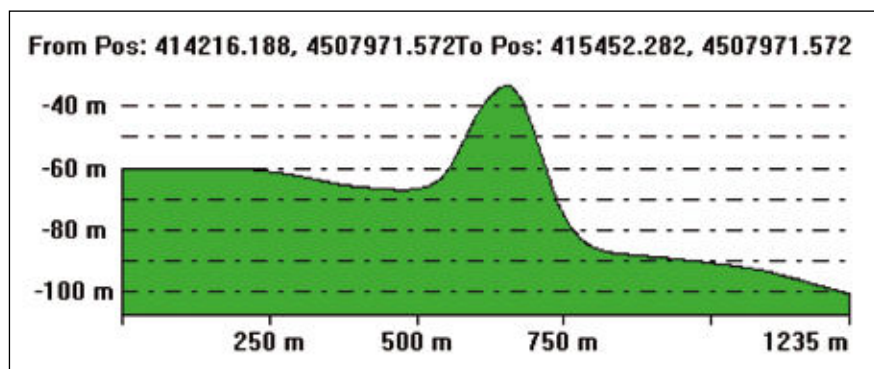


Fig. 129 - Profilo batimetrico ad andamento E-O attraverso l'edificio vulcanico de "Il Pertuso". Ubicazione in Figura 120.

3. - SISMOSTRATIGRAFIA

I modelli della stratigrafia sismica e sequenziale trovano facile applicabilità in aree relativamente indeformate e caratterizzate da una sedimentazione marina “normale”. In aree caratterizzate da tettonica attiva o recente o da vulcanismo i concetti classici della stratigrafia sismica e sequenziale non risultano di facile applicazione. Questo è il caso dell’Isola d’Ischia, dove la presenza di corpi vulcanici isolati, come intrusioni e/o duomi o camini vulcanici e/o di unità sismiche tabulari, rende particolarmente complesso l’approccio stratigrafico-sequenziale, nell’interpretazione geologica dei profili sismici a riflessione, nell’accezione di CNR - *Commissione di studio per la cartografia geologica marina. Rapporto interno SGI*, (1996). Infatti i concetti della stratigrafia sequenziale in contesti vulcanici sono di difficile applicazione, specialmente in assenza di calibrizioni geocronologiche e cronostratigrafiche e pertanto sono ragionevoli le valutazioni solo in termini relativi.

Nell’*off-shore* di Ischia la sedimentazione marina include sia il contributo di sedimenti silicoclastici di origine alluvionale (ad esempio forniti dal fiume Volturno nel Golfo di Gaeta) o marina (emipelagiti) che il contributo delle vulcaniti e dei depositi vulcanoclastici originati dalle eruzioni dei complessi vulcanici delle isole di Ischia e Procida che hanno generato depositi da flusso piroclastico o depositi da caduta.

Mentre i corpi vulcanici o sub-vulcanici (ad esempio colate di lava, duomi, intrusioni ecc.) sono praticamente impenetrabili dall’indagine sismica perché acusticamente sordi, gli edifici piroclastici o ancora di più i depositi piroclastici sepolti possono, in alcune circostanze, essere “osservati” anche acusticamente; le sequenze silicoclastiche deposte in piattaforma sono invece ben osservabili. Ne consegue che la stratigrafia sismica in tutto l’*off-shore* flegreo è ben più complessa e spesso di difficile interpretazione rispetto a quella del settore orientale del Golfo di Napoli, dove prevalgono unità sismiche di natura sedimentaria, oltre il lineamento morfo-strutturale del *canyon* Dohrn (AIELLO *et alii*, 2001; D’ARGENIO *et alii*, 2004).

Nell’*off-shore* dell’Isola d’Ischia lo spessore del Pleistocene - Olocene marino è estremamente variabile: da più di 400-500 ms in tempi doppi (a nord di Ischia e Procida) a 200-300 ms (a ovest di Ischia fino a poche decine di metri di drappoggio lungo tutta la scarpata a sud dell’isola), in relazione alle oscillazioni relative del livello del mare.

Va notato che i tassi medi di sollevamento/abbassamento dedotti con metodi completamente diversi, non solo convergono su valori dell’ordine di 5-10 mm/anno, ma tali valori sono compatibili sia con la curva della risalita post-glaciale degli ultimi 18 ka che con le deformazioni del suolo (bradisismi) sull’isola misurate con livellazioni topografiche (fino agli anni ’90) o con caposaldi GPS (recentemente). La componente eustatica può quindi essere difficilmente discriminata da quella vulcano-tettonica. A puro titolo di esempio nell’*off-shore* dei Maronti si è potuto osservare che il terrazzo sub-attuale, coincidente con un cuneo progradazionale deposto negli ultimi 5-6 ka, dovrebbe coincidere in termini solo temporali con il cosiddetto cuneo

olocenico di *highstand*; ciò non è confermato dallo spessore (che è anormalmente elevato dato l'elevatissimo apporto sedimentario proveniente dal bacino di Serrara-Fontana) né dalla geometria interna della sequenza in oggetto (MARSELLA *et alii*, 2001). Si riportano di seguito alcune interpretazioni di profili sismici acquisiti nei differenti settori dell'isola. La localizzazione dei profili è in Figura 130.

Il settore sud-orientale ed orientale

Il profilo L57 (Fig. 130a) attraversa i settori sud-orientale ed orientale dell'Isola d'Ischia. In particolare la sezione decorre dalla struttura vulcanica del Banco d'Ischia attraverso il Canale d'Ischia, dove taglia l'edificio vulcanico relitto de "Il Pertuso" ed arriva fino alla piattaforma continentale dell'Isola di Procida, antistante Punta Solchiaro. L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito il riconoscimento di varie unità sismiche che presentano sia natura vulcanica che natura sedimentaria. Sulla sinistra del profilo è visibile la morfostruttura principale del Banco d'Ischia; è stato riconosciuto un basamento acustico di natura vulcanica (unità **svi_a**), caratterizzato da una facies acustica sorda, che indica la presenza di depositi vulcanici collegati con il Banco d'Ischia. I depositi della sequenza tardo-quaternaria formano cunei

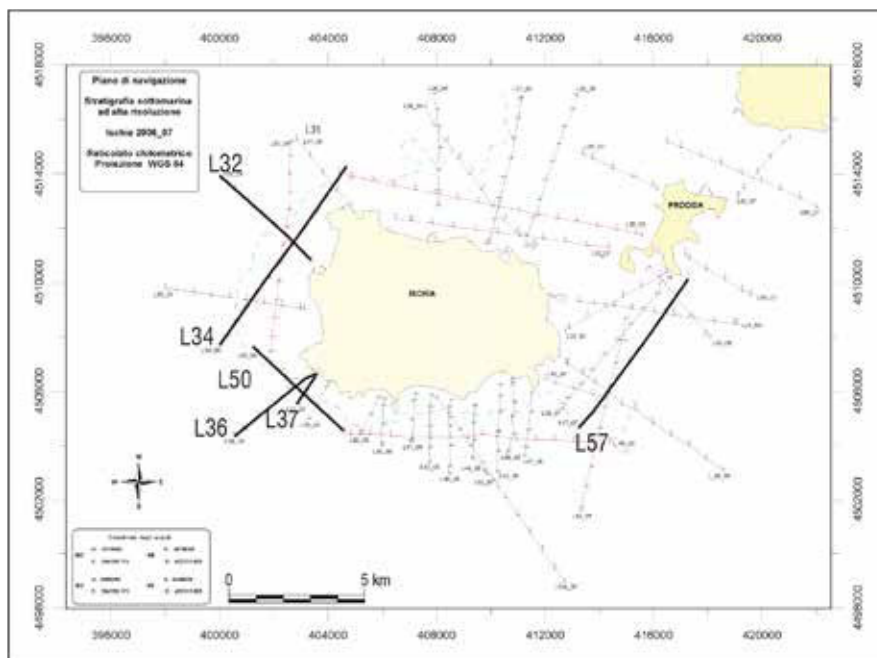


Fig. 130 - Mappa di ubicazione dei profili sismici.

vulcanici idromagmatici. In contatto stratigrafico laterale con l'unità vulcanica del Canale d'Ischia, in corrispondenza della secca de "Il Pertuso" e sottostante i depositi marini di piattaforma continentale del Canale d'Ischia è stata riconosciuta un'unità vulcanica di probabile natura piroclastica unità **svm_a** (in arancio nella sezione). L'unità vulcanica **svi_b** è in contatto lateralmente verso la piattaforma continentale di Procida con un relitto di un cuneo sedimentario progradante, di probabile età pleistocenica, caratterizzato da clinoformi progradanti (in cui solo gli *offset* dei clinoformi sono stati preservati, mentre la parte sommitale è stata erosa). Il cuneo progradante si trova in contatto stratigrafico laterale con l'unità vulcanica **svi_b** ed è ricoperto da un'altra importante unità sismica di natura vulcanica (unità **svm_b**, rappresentata in giallo nella sezione); questa è probabilmente costituita da prodotti piroclastici in *onlap* all'interno di depressioni e morfologie erosive canalizzate, geneticamente collegate alle fasi eruttive finali dell'Isola di Procida. Un'ipotesi è che tale unità, data la sua localizzazione in prossimità di Punta Solchiaro (Isola di Procida) possa essere costituita dal *tufo di Solchiaro* (post 18 ka B.P.; DE ASTIS *et alii*, 2004).

I depositi marini, che costituiscono il riempimento del Canale d'Ischia fino alla piattaforma continentale di Procida (Punta Solchiaro), possono essere interpretati, per la loro architettura stratigrafica, in termini dei *systems tract* della sequenza pleistocenico-olocenica. Le geometrie delle facies sismiche e il riconoscimento di una superficie di *downlap* (annegamento) consentono di interpretare come **TST** (*Transgressive Systems Tract*) la parte basale di tali depositi, caratterizzata da riempimenti con geometrie di *onlap* sui fianchi e sulla sommità delle unità vulcaniche sottostanti e come **HST** (*Highstand Systems Tract*) la parte sommitale di tali depositi, caratterizzata da riflettori sismici da piano-paralleli a leggermente progradanti in *downlap* sulla superficie di annegamento sottostante. In questa interpretazione la *unconformity* posta alla base dei depositi marini può essere approssimativamente datata a 18 ka B.P.; ciò avvalorare l'ipotesi che i prodotti piroclastici sottostanti possano essere attribuiti al *tufo di Solchiaro*, datati post 18 ka B.P. (DE ASTIS *et alii*, 2004).

Il settore sud-occidentale

Il profilo L36 (Ischia sud, Figura 131) decorre da NE verso SO, dalla piattaforma continentale antistante Punta Imperatore lungo la scarpata sud-occidentale di Ischia, fino ad una profondità di circa 550 metri. Il profilo ha consentito di delineare l'architettura stratigrafica delle sequenze sismiche presenti nell'*off-shore* meridionale dell'Isola d'Ischia, caratterizzato da una piattaforma continentale ristretta e delimitata da un ciglio erosivo in arretramento e da una scarpata continentale acclive, lungo la quale sub-affiorano al fondo mare i prodotti vulcanici che si rinvencono nel settore meridionale dell'isola. L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito l'individuazione di un basamento acustico di natura vulcanica che,

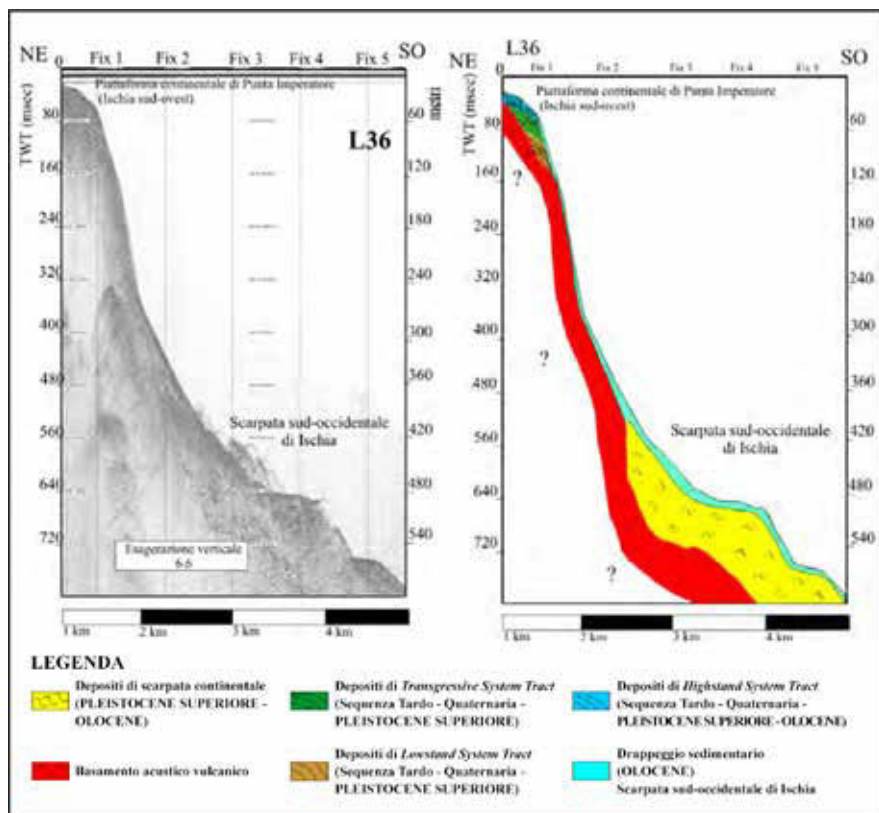


Fig. 131 - Profilo sismico L36 ubicato nel settore sud-occidentale di Ischia (piattaforma continentale di Punta Imperatore - scarpata sud-occidentale di Ischia) e corrispondente interpretazione geologica. Si noti la presenza di un basamento acustico vulcanico, caratterizzato da una facies sismica acusticamente trasparente. Sulla piattaforma continentale, che si presenta ristretta e caratterizzata da un ciglio netto, di natura deposizionale, sono stati riconosciuti i depositi della sequenza tardo-pleistocene-olocenica (Lowstand Systems Tract, Trasgressive Systems Tract e Highstand Systems Tract), in discordanza al di sopra del basamento acustico vulcanico. Al piede di scarpata, a profondità d'acqua comprese tra -380 m e -600 m circa, si sviluppa un ampio corpo sedimentario di scarpata (rappresentato in giallo sulla sezione), probabilmente di natura torbiditica sabbiosa.

in corrispondenza della piattaforma continentale, giace al di sotto dei depositi della sequenza tardo-quaternaria. Tale basamento affiora al fondo mare in prossimità della scarpata continentale, dove è ricoperto da un sottile drappaggio di depositi olocenici. Al di sopra del basamento acustico vulcanico si rinvencono i depositi della sequenza tardo-quaternaria, articolata in depositi di *Lowstand Systems Tract*,

Trasgressive Systems Tract e *Highstand Systems Tract*. Al di sopra di tali depositi e lungo tutta la scarpata, è stato riconosciuto un drappoggio di sedimenti olocenici che ricopre anche le zone dove il basamento acustico vulcanico sub-affiora a fondo mare. A partire da circa -420 metri di profondità e fino ad oltre -500 metri il basamento acustico vulcanico si presenta in contatto laterale per eteropia di facies con una spessa sequenza di depositi marini di scarpata (rappresentata in giallo nella sezione).

Il profilo L37 (Fig. 132) decorre, con andamento da SO verso NE, sulla scarpata sud-occidentale di Ischia verso la piattaforma continentale antistante Punta Imperatore. Le caratteristiche geologiche e sismo-stratigrafiche sono molto simili a quelle mostrate dal profilo L36. È presente un basamento acustico di natura vulcanica, riconoscibile lungo tutta la sezione, dalla scarpata verso la piattaforma, al di sopra del quale poggiano i depositi della sequenza tardo-quadernaria, articolati in depositi di *Lowstand Systems Tract*, *Trasgressive Systems Tract* e *Highstand Systems Tract*.

Il profilo sismico L50 (Fig. 133) attraversa il settore sud-occidentale dell'Isola d'Ischia. In particolare, il profilo decorre dalla piattaforma continentale, ad ovest di Punta Imperatore (Ischia ovest), fino alla scarpata posta a sud di Capo Negro (Ischia sud). Si noti che la sezione attraversa tre *canyon* sottomarini principali, delimitati da argini, in corrispondenza dei quali si sviluppano complessi di argine-canale. Si noti la presenza di un'unità sismica di natura vulcanica che si riconosce fino alla scarpata (rappresentata in rosso in Figura 133) e di un probabile apparato piroclastico i cui prodotti sono intercalati all'interno dei depositi della sequenza pleistocenico-olocenica, riconoscibili sulla piattaforma continentale (in verde a sinistra in Figura 133). Il drappoggio olocenico recente è rappresentato in azzurro.

Il settore occidentale

Due linee *Sparker*, fra loro intersecanti, orientate SO-NE (linea L34) e NO-SE (linea L32) di Figura 134, decorrono lungo l'*off-shore* occidentale di Ischia, fin oltre il ciglio della piattaforma continentale. Gli spessori investigati superano i 160 ms, che corrispondono a circa 130 m. Come accennato in premessa, l'analisi sismostratigrafica è piuttosto agevole in presenza di corpi sedimentari e vulcano-sedimentari acusticamente trasparenti, mentre è meno indicata in presenza di corpi vulcanici sordi. Perciò le linee L34 e L32 permettono delle considerazioni, basandosi esclusivamente su concetti stratigrafici e sismostratigrafici di carattere generale, valide per il settore occidentale di Ischia. Infatti le linee, collocate una longitudinalmente alla piattaforma del settore occidentale (L34), l'altra trasversalmente (L32), evidenziano i *pattern* stratigrafici delle unità sedimentarie e vulcano-sedimentarie (**svm**), unità sedimentarie caotiche (**ucs**) ed i loro rapporti geometrici con i substrati acustici presenti (**svi**). Le unità **ucs₂**, **ucs₃**, **ucs₄**, affioranti in parte a

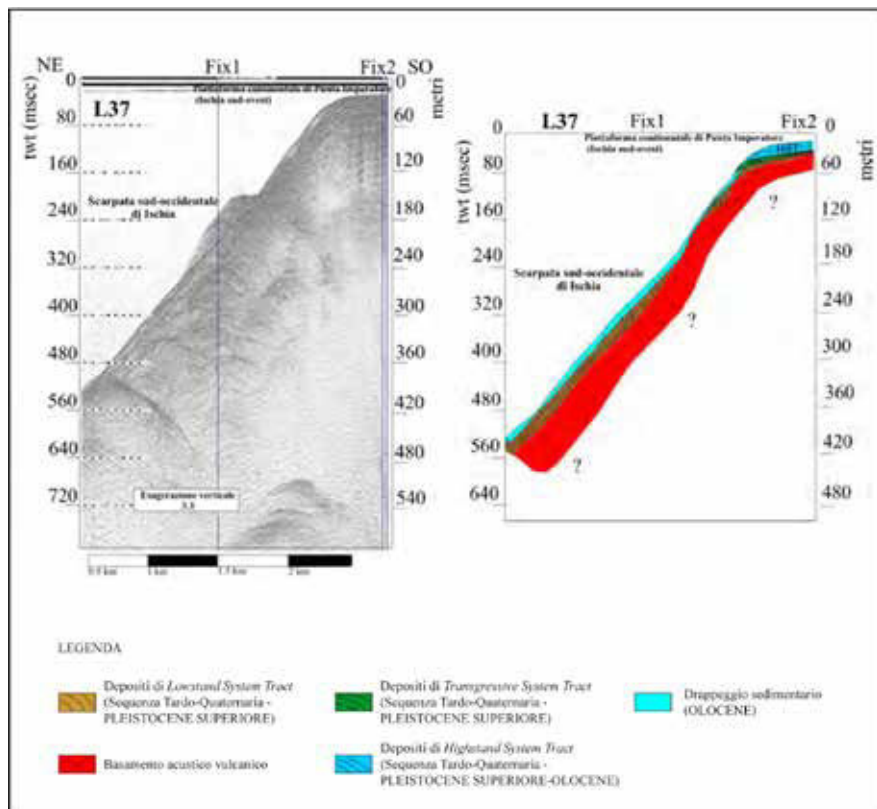


Fig. 132 - Profilo sismico L37 ubicato nel settore sud-occidentale di Ischia (piattaforma continentale di Punta Imperatore - scarpata sud-occidentale di Ischia) e corrispondente interpretazione geologica. Le caratteristiche geologiche e fisiografiche sono simili a quelle osservate nella fig. 127 (si veda la didascalia corrispondente). Si noti che i depositi del Lowstand Systems Tract si rinvencono lungo la gran parte della scarpata continentale, caratterizzata da pendenze complessivamente meno elevate rispetto a quelle osservabili in corrispondenza del profilo sismico L36.

fondo mare rappresentano i corpi cartografati come *debris avalanche* di Forio.

Nella linea L34 sono visibili due zone rilevate che corrispondono alla prosecuzione verso mare del promontorio di Zaro e ai rilievi dell'*off-shore* tra Forio e Citara. Il primo è costituito dalla sovrapposizione di unità a riflessioni interne a varia geometria, separate da inconformità dall'alto verso il basso (**svm₄**, **svm₃**, **svm₂**), in appoggio su unità a riflessioni interne e/o su substrato acustico. I differenti **ucs** sono a loro volta ricoperti dall'unità **svm₄** che mostra geometrie

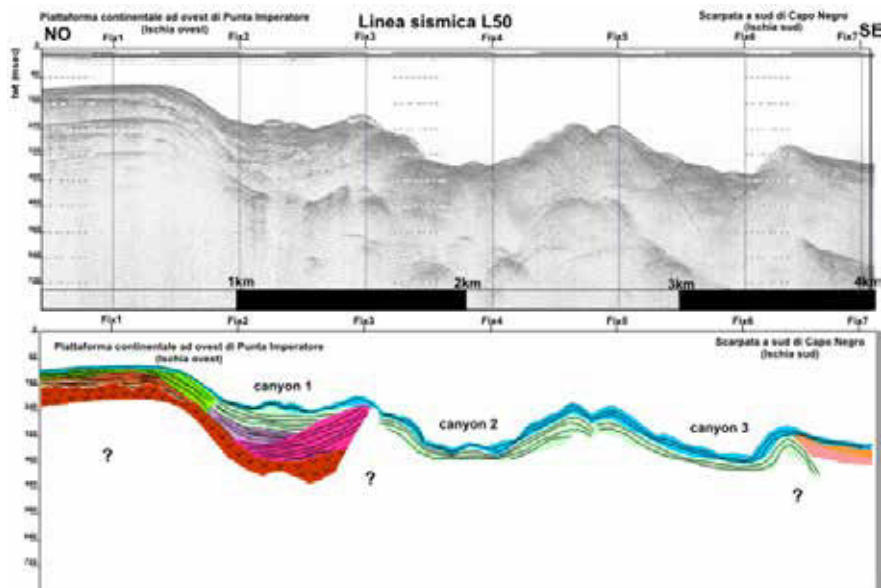


Fig. 133 - Profilo sismico L50 ubicato nel settore sud-occidentale dell'Isola d'Ischia (piattaforma continentale ad ovest di Punta Imperatore - scarpata a sud di Capo Negro) e corrispondente interpretazione geologica. Si noti che la sezione sismica ha attraversato tre canyon principali, che si approfondiscono da NO verso SE. È stato riconosciuto un basamento acustico di natura vulcanica, che si riconosce con una certa continuità laterale dalla piattaforma continentale verso la scarpata. Al top del basamento acustico (in piattaforma continentale) si rinviene una sequenza sismica che riempie depressioni di natura erosionale. Al di sopra di tale sequenza è stato rinvenuto un ampio edificio vulcanico sepolto, di probabile natura piroclastica (rappresentato in arancio sulla sezione). Sui fianchi dell'edificio piroclastico si depositano i cunei progradanti di regressione forzata (**FST**) della sequenza tardo-quadernaria, la cui sommità è troncata da un'ampia superficie erosiva. In scarpata sono state riconosciute quattro sequenze sismiche di natura sedimentaria; le due sequenze superiori, subaffioranti nel sottofondo marino, sono caratterizzate da una buona continuità laterale.

progradanti con limiti superiori di tipo *toplap* e a luoghi terrazzamenti tra -30 e -50 m di profondità; quest'ultima costituisce la sedimentazione marina recente presente a fondo mare. Le unità caotiche **ucs₂**, **ucs₃** e **ucs₄**, sono corpi sismicamente distinti e sovrapposti geometricamente in diretto contatto stratigrafico-erosivo l'uno rispetto l'altro. L'unità **ucs₁** risulta invece cronologicamente precedente dal momento che tra **ucs₁** e **ucs₂** si interpongono i litosomi progradanti di **svm³**; pertanto l'unità caotica **ucs₁** potrebbe avere un significato differente rispetto a quelli superiori.

Il substrato (**svi_a**) presente in prossimità di Zaro si rastrema verso NE e lungo

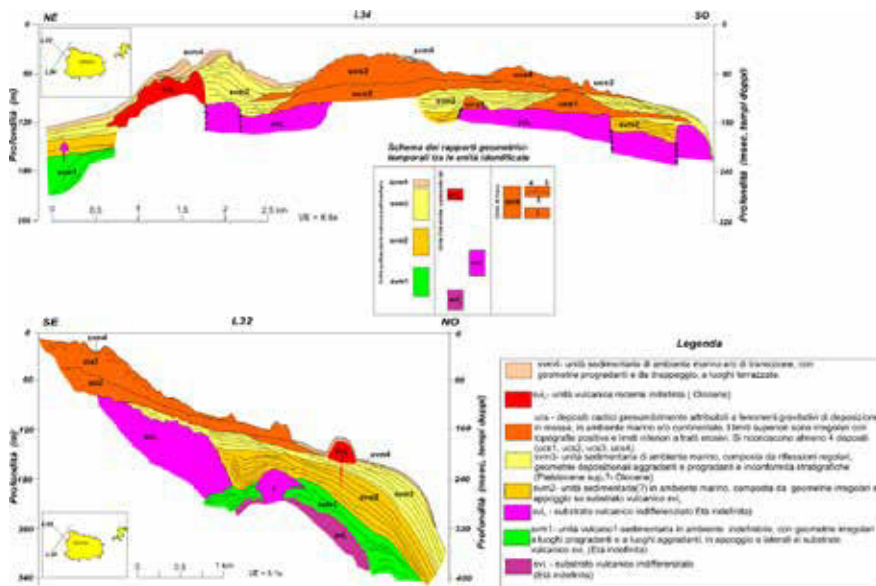


Fig. 134 - Interpretazione geologica del profilo sismico Sparker L32 e L34. Il profilo L32 decorre da ovest verso est dall'offshore occidentale di Ischia; L34 parallelamente alla costa.

la verticale del tratto a spessore più ridotto è visibile l'interdigitazione con l'unità **svm₃**. Non sono chiari invece a SO i rapporti con l'unità **svi₆**, che costituisce il substrato acustico predominante in questo settore.

L'unità **svm₃** è un'unità con riflessioni interne e geometrie varie, caratterizzata da diverse inconformità stratigrafiche al suo interno che, al margine della piattaforma verso sud-ovest, mostra due litosomi a geometrie progradanti in sovrapposizione tra loro, ad una profondità di circa -110 m (compatibile con lo stazionamento basso dell'ultimo glaciale), per assottigliarsi poi consistentemente lungo la scarpata. Verso il margine a NO mantiene spessori significativi fino a 40 ms anche oltre il ciglio della piattaforma. All'interno di **svm₃** si interdigitano i corpi di frana **ucs**.

Il substrato **svi₆** è un corpo sordo, limitato superiormente da una superficie regolare sub-orizzontale lungo la direzione della linea e caratterizzato da modeste ma evidenti dislocazioni lungo piani sub-verticali. Nelle depressioni createsi è conservata l'unità **svm₂** che mostra geometrie interne irregolari e una forte componente aggradazionale che a luoghi supera i 70 ms. L'unità **svm₂** presenta riflettori a buona continuità laterale verso il settore di piattaforma esterna a NO dell'isola, mentre nel settore antistante Forio è caratterizzato da riflessioni discontinue irregolari che talora riempiono depressioni preesistenti (linea L32). La

natura di **svm**₂ appare incerta su basi esclusivamente sismostratigrafiche, tuttavia non si esclude la possibilità che si tratti di un deposito vulcano-sedimentario, con componente epiclastica, in parte risedimentato in ambiente marino.

Al limite della linea L34, verso NE, è presente, al di sotto di **svm**₂, l'unità **svm**₁ a geometrie interne progradanti, i cui rapporti geometrici stratigrafici con **svi**_b sono evidenti nella linea L32.

La linea L32 si estende dal tratto prossimale a largo di Forio verso NO, fin oltre il ciglio della piattaforma nel golfo di Gaeta. L'unità **svi**_b costituisce il substrato acustico nel settore prossimale, mentre nel settore distale è presente un ulteriore substrato acustico **svi**_c, a profondità di oltre 280 ms, distinto dal precedente (**svi**_b) per l'interposizione di un'unità a riflessioni interne irregolari e con spessore variabile, a luoghi superiore ai 50 ms. Le caratteristiche dei riflettori interni, le geometrie e gli spessori variabili dell'unità, i rapporti stratigrafici con **svi**_c e **svi**_b sono elementi concordi che suggeriscono che **svm**₁ sia un'unità vulcano-sedimentaria. Alla profondità di circa -130 m, è presente un corpo isolato, domiforme di probabile origine vulcanica, che presenta un'anomalia acustica alla base proiettata verso il basso fino all'unità **svm**₂. Le origini di questo corpo si prestano ad una possibile doppia interpretazione in quanto l'anomalia acustica alla sua base potrebbe rappresentare sia un possibile condotto di risalita, sia un'ombra acustica dovuta all'assorbimento del corpo stesso lungo la verticale del suo massimo spessore. Nel secondo caso il corpo domiforme potrebbe essere parte dell'unità **ucs**₂ e rappresentare quindi un blocco dislocato nell'ambito del corpo di frana e costituirebbe un *hummock* avanzato ed isolato. A sfavore di questa ipotesi vanno sia le dimensioni del blocco, sia la mancanza di facies da matrice e di un collegamento fisico con l'unità **ucs**₂. In sezione si è optato per la prima ipotesi, che tuttavia andrebbe suffragata da ulteriori elementi.

I substrati **svi**_a nella linea L32 e **svi**_a della linea L34 sono in posizione stratigrafica relativa analoga, pur costituendo due corpi separati, dal momento che si interdigitano nell'ambito dell'unità **svm**₃. Corpi domiformi si osservano anche nell'ambito dell'unità **svm**₁ e **svm**₂, tuttavia la loro attribuzione a eventi cronologicamente distinti appare incerta.

Di ausilio alla comprensione dei rapporti cronostratigrafici tra le varie unità è inserito in campo carta uno schema dei rapporti geometrici elaborato in termini relativi. In legenda infine le unità sono state inquadrate cronostratigraficamente sulla base di criteri stratigrafici generali. Una definitiva e più attendibile valutazione potrebbe emergere dalla correlazione di tali unità con gli elementi riconosciuti a terra.

VII - COMPOSIZIONE DELLE UNITA' VULCANICHE

I prodotti dell'attività vulcanica di Ischia sono caratterizzati da una marcata alcalinità (**Na₂O+K₂O** fino al 15% in peso) con un rapporto **Na₂O/K₂O** variabile tra 0.5-1,4 e un indice di peralcalinità 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. 135). Come già evidenziato da studi precedenti (RITTMANN & GOTTINI, 1980; POLI *et alii*, 1987; CRISCI *et alii*, 1989; CIVETTA *et alii*, 1991; DI GIROLAMO *et alii*, 1995; e bibliografia citata in questi lavori) la composizione delle rocce totali variano da shoshoniti a trachiti-fonoliti. La maggior parte dei magmi emessi dal campo vulcanico di Ischia è fortemente differenziata e consiste in lave, duomi e materiale piroclastico (pomici e scorie) a composizione prevalentemente trachitica. Magmi a composizione meno evoluta (latitica) sono stati emessi soprattutto nel periodo più recente di attività e sono il risultato di processi di mescolamento tra magmi trachitici e magmi a composizione più primitiva (basalti, shoshoniti). Dal punto di vista petrografico le singole rocce affioranti ad Ischia sono state accuratamente descritte da RITTMANN. L'associazione di minerali presenti nei prodotti vulcanici di Ischia è caratterizzata da K-feldspato, clinopirosseno, plagioclasio, olivina, biotite, minerali opachi, apatite e sfene che sono presenti in diverse proporzioni nelle rocce studiate. Sulla base della suddivisione in sintemi, subsintemi e unità litostratigrafiche (vedi schema cronostatigrafico, Fig. 10) si possono osservare alcune peculiarità.

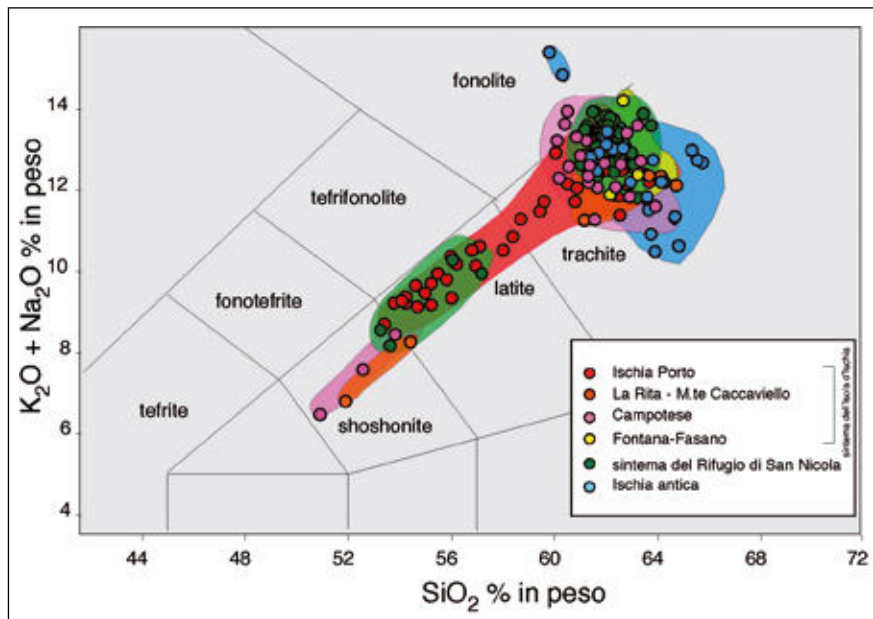


Fig. 135 - Diagramma classificativo dei prodotti vulcanici (TAS, alcali totali vs. silice, modificato da LE BAS et alii, 1986).

Isola di Ischia

Ischia antica. I prodotti relativi all'attività pre 70 ka sono caratterizzati da composizione trachitica con una progressiva diminuzione del tenore in alcali (11-13) e del rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0.6-1.3) nel tempo. Solamente le eruzioni pliniane più antiche, che costituiscono la base dei depositi delle piroclastiti della spiaggia di Agnone (unità dell'Elefante non cartografabile singolarmente, 96-97 ka, Punta Imperatore, Sant'Angelo) hanno composizioni fonolitiche e sono caratterizzate da un rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ più elevato (fino a 1.4) e indice di peralcalinità >1 .

Sintema del Rifugio di San Nicola. La maggior parte dei prodotti di questo sintema, che comprende grandi eruzioni esplosive, è caratterizzata da composizione trachitica. I prodotti della *formazione di Pignatiello* Auctt. sono caratterizzati da composizioni trachitiche al limite del campo che delimita le composizioni fonolitiche con forti oscillazioni del grado evolutivo tra le diverse eruzioni che compongono questa unità, come evidenziato soprattutto dalle variazioni di concentrazioni di elementi in traccia. I depositi di questa unità sono molto importanti dal punto di vista tefrostratigrafico in quanto i livelli a maggiore dispersione (es. livello di pomici che affiora in località Porticello) rappresentano un

livello guida che è ben riconoscibile anche dal punto di vista tefrostratigrafico su Castello d'Ischia, Procida, Monte di Procida, consentendo correlazioni all'interno dell'intero distretto vulcanico flegreo.

Nell'unità della *breccia de Il Porticello* la frazione juvenile è caratterizzata da composizione trachitica relativamente omogenea con $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=12\text{-}14\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,9\text{-}1,3$ e indice di peralcalinità <1 . Anche le composizioni dei vetri residuali delle masse di fondo risultano omogenei (Fig. 136). Fanno parte del *sintema del Rifugio di San Nicola* anche i depositi provenienti dal centro di emissione situato in corrispondenza della Secca d'Ischia che sono caratterizzati da composizioni da shoshonitiche a trachitiche con un rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<1$ e sono distinguibili su base geochimica (Figg. 137, 138), sia per quanto riguarda la composizione delle rocce totali che per la composizione dei vetri delle masse di fondo, da quelli del campo vulcanico di Ischia s.s. (Fig. 136). Un'altra caratteristica propria dei prodotti della Secca d'Ischia è rappresentata dalla presenza di pomici con bandature (a composizione trachitica e latitica) che evidenziano processi di mescolamento prevalentemente fisico (*mingling*) tra magmi trachitici e magmi più primitivi. La variabilità delle composizioni dei vetri evidenzia anche un processo di *mixing* nell'eruzione avvenuta dalla Secca d'Ischia circa 61 ka. La presenza di magmi meno evoluti nel sistema di alimentazione è evidenziato anche dalla

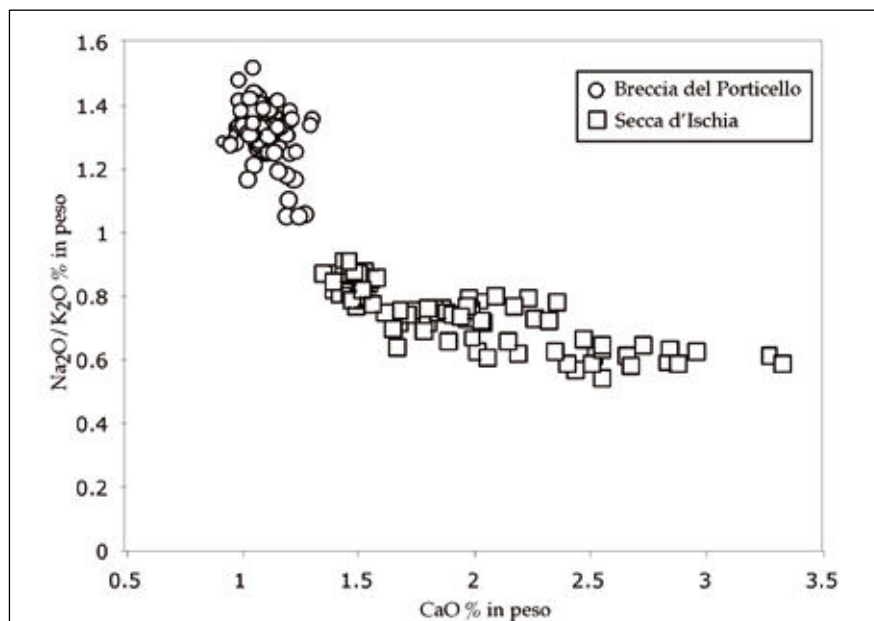


Fig. 136 - *sintema del Rifugio di San Nicola*: differenze nella composizione della matrice vetrosa (analisi in SEM-EDS) della frazione juvenile della breccia de Il Porticello e della Secca d'Ischia.

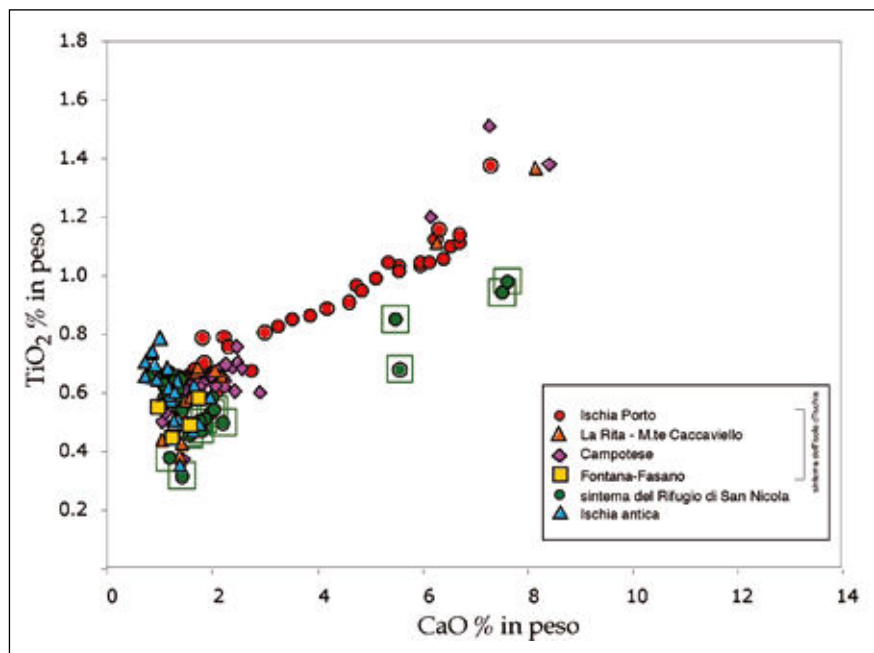


Fig. 137 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale). I simboli circondati da un riquadro sono relativi ai prodotti della Secca d'Ischia.

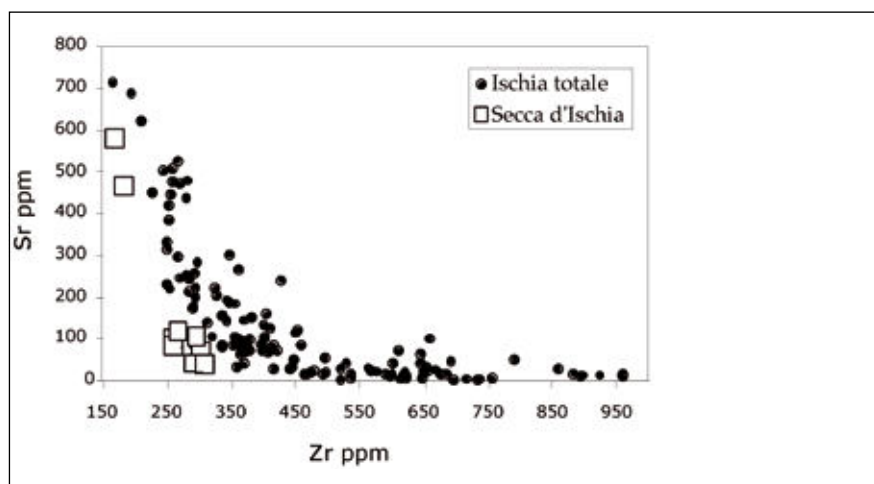


Fig. 138 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale). I prodotti della Secca d'Ischia si distinguono dall'andamento dei prodotti vulcanici di Ischia.

presenza di scorie a composizione shoshonitica che si trovano nel paleosuolo alla base dei depositi derivanti dalle eruzioni avvenute nell'area della Secca oppure nel settore limitrofo del Canale di Ischia caratterizzata da una maggioranza di eruzioni di tipo basaltico e trachibasaltico (Figg. 135, 139). Questi dati consentono una buona discriminazione dei prodotti eruttati dal vulcano della Secca d'Ischia rispetto ai prodotti coevi del *sintema del Rifugio di San Nicola* (Figg. 135, 138). Deve essere rimarcato che questa unità è stata nel passato attribuita all'eruzione del Tufo verde dell'Epomeo (VEZZOLI, 1988) dal quale si distingue nettamente.

sintema dell'Isola d'Ischia.

subsintema Fontana-Fasano. I prodotti relativi al periodo di attività corrispondente a questo subsintema sono caratterizzati da una composizione trachitica relativamente omogenea con $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=12-14\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,8-1,4$ e indice di peralcalinità <1 .

subsintema di Campotese. I prodotti dell'attività relativa a questo subsintema sono di composizione prevalentemente da trachitica a trachi-fonolitica ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=12-14\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7-1$ e indice di peralcalinità intorno a 1) con l'eccezione delle lave del centro di Grotta del Mago a composizione shoshonitica e di Grotta del Mavone a composizione latitica, che segnalano una rialimentazione con magmi basici del sistema magmatico.

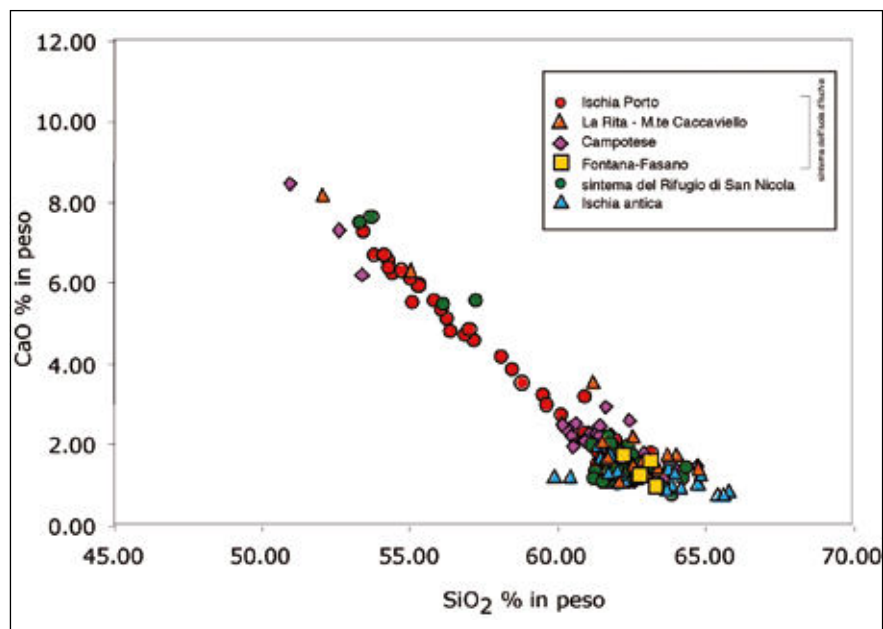


Fig. 139 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale).

subsintema La Rita-M. Caccaviello. I prodotti relativi a questo subsintema sono caratterizzati da composizioni trachitiche ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=12-13\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.8-1$ e indice di peralcalinità $0.9-1$). La presenza di magmi basici nel sistema di alimentazione ischitano è segnalata dalla presenza di inclusi mafici a pirosseno e olivina (shoshoniti-latiti) nella colata trachitica dello Zaro (Di GIROLAMO *et alii*, 1995).

subsintema divIschia Porto. La composizione dei prodotti relativi all'ultimo periodo di attività sono caratterizzati da composizioni da latitiche a trachitiche ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9-14\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7-1$ e indice di peralcalinità $0.7-1$). Questa forte variabilità di composizione (Fig. 139) è da mettere in relazione essenzialmente a processi di mescolamento come è stato già evidenziato da Di GIROLAMO *et alii* (1995) e PIOCHI (1999). Il mescolamento di magmi a composizione diversa (es: eruzione dell'Arso) è dimostrato dalla presenza di scorie bandate nelle fasi di apertura dell'eruzione, dagli inclusi basici e dalla coesistenza, nelle lave, di minerali appartenenti a due diverse paragenesi (diopside + olivina e K-feldspato + salite) in equilibrio con magmi a composizione diversa (trachite vs. shoshonite?). Composizioni latitiche probabilmente derivanti da processi di mescolamento si trovano anche nelle piroclastiti di Fiaiano cartografate nelle *piroclastiti del Cretaio*. Scorie a composizione latitica ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9.5\%$ in peso) sono state emesse anche dai centri eruttivi di Vateliero e Molara mentre i prodotti del centro eruttivo di Cava Nocelle, appartenente all'unità delle *piroclastiti del Vateliero*, risultano leggermente più evoluti ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=10.3\%$ in peso). Il termine più primitivo relativo a questo periodo di attività è rappresentato dai prodotti del centro eruttivo di Punta della Cannuccia che raggiungono composizioni shoshonitiche.

Isola di Vivara

L'unità del *litosoma di Vivara* comprende tufi aventi composizioni trachibasaltiche ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6.3\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,2$ e indice di peralcalinità 0.5).

sintema del Rifugio di San Nicola. A Vivara il *sintema del Rifugio di San Nicola* comprende anche depositi del centro eruttivo delle Formiche di Vivara che sono esposti alla base ed al tetto della *formazione di Pignatiello* Auctt.. Le composizioni variano da basalti a shoshoniti ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.9-8.1\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-3$ e indice di peralcalinità $0.4-0.6$). Le unità di Pignatello e del Porticello hanno composizioni trachitiche.

L'unità del *tufi di Solchiaro* è costituita da piroclastiti a composizione è trachibasaltica (Fig. 135); $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,2$ e indice di peralcalinità 0.5 .

VIII - GEOLOGIA STRUTTURALE

L'Isola d'Ischia è stata oggetto di numerosi studi strutturali. La rapidità e l'entità della deformazione ne fanno un caso esemplare per gli studi di risorgenza, di vulcano-tettonica e, più in generale, per gli studi di interazione tra vulcanismo e tettonica.

Per lo studio strutturale delle aree del Foglio n. 464 "Isola d'Ischia" ci si è potuto avvalere di numerosi studi precedenti che hanno analizzato, sia alla macroscale che alla mesoscale, i sistemi di deformazione presenti. Inoltre il rilevamento geologico e la ricostruzione stratigrafica hanno permesso di conoscere con maggior dettaglio l'attività di alcuni sistemi di deformazione. I risultati principali di questo studio sono espressi nelle sezioni geologiche che accompagnano la carta. Nelle seguenti note verranno commentate le strutture presenti nei cinque settori in cui è stata suddivisa l'isola (settore Centrale, NNO, ENE, SE, OSO), (Fig. 140):

Settore centrale: Il settore centrale costituisce il blocco risorgente ed è suddivisibile in quattro sotto-settori: una parte sud- occidentale, da Pietra Martone-Rione Bocca-Pietra dell'Acqua, il settore della Falanga, il settore centrale del Monte Epomeo ed il settore orientale di Cava Leccie-M.te Trippodi-Costa Sparaina.

Sub Settore 1. È bordato a sud ovest da un sistema di faglie a direzione NO-SE già descritte in ACOCELLA & FUNICIELLO (1999) e in MOLIN *et alii* (2003). La più significativa è visibile in una profonda incisione in località Ciglio dove affiora il contatto tra il *Tufo Verde del Monte Epomeo* Auctt. e i *tufi di Serrara-Cava Petrella* (Fig. 141). La faglia sub-verticale presenta immersione verso SO e pendenza da



Fig. 140 - Suddivisione in settori dell'Isola di Ischia.



Fig. 141 - Faglia a direzione NO-SE in località Ciglio dove affiora il contatto tra il Tufo Verde del Monte Epomeo Auct. (sinistra) e i tufi di Serrara-Cava Petrella (destra). Questa struttura sub-verticale rappresenta lo svincolo alla struttura sollevata del Monte Epomeo. Si presenta con una geometria curvilinea con una diminuzione dell'angolo di pendenza verso l'alto. Questo tipo di geometria è comune a strutture con forte pendenza prodotte da un movimento prevalentemente verticale in profondità.

subverticale a 60-70°, con ribassamento verso i quadranti sud-occidentali e rigetto di circa 300 m. Questa struttura è stata interpretata da ACOCELLA & FUNICIELLO (1999) come una faglia inversa ad alto angolo. Il rilevamento invece ha messo in evidenza che si tratta di una faglia diretta. Secondo CLOOS (1955), geometrie di questo genere possono essere prodotte come risultato di una propagazione verso l'alto di una struttura sub-verticale successiva alla messa in posto dell'unità dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*. Non è possibile escludere, tuttavia, che il gradino morfologico di questa struttura fosse già presente prima della messa in posto dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*. MOLIN *et alii* (2003) riscontrano lungo questa struttura elementi micro-strutturali con faglie normali coniugate. Sub parallela a questa vi è un'altra struttura che ribassa i *tufi di Serrara-Cava Petrella* verso sud-ovest; tale struttura è visibile all'interno delle incisioni ad est dell'abitato di Panza. Tra queste due strutture principali, allineati con la stessa direttrice, si sono formati i crateri de La Cesa e di Serrara-Cava Petrella.

In località Bocca di Serra è presente un sistema di faglie coniugate orientato in direzione NO-SE con immersione sia verso NE che verso SO (Fig. 142). Gli elementi ad immersione NE presentano un'inclinazione media intorno ai 40-50° mentre le strutture immergenti verso SO presentano pendenze intorno agli 80°. L'analisi delle giaciture mostra altresì un basculamento della struttura verso i quadranti sud-occidentali. Le diverse inclinazioni dei sistemi di faglie possono dunque essere spiegate mediante un processo di basculamento a domino dell'intero settore (Fig. 143).

Da queste indicazioni è possibile dunque ipotizzare che i sistemi di faglie coniugati abbiano agito anche prima del basculamento del blocco. Le strutture sono ben osservabili morfologicamente e direttamente sul terreno lungo il sentiero



Fig. 142 - Vista panoramica del Monte Epomeo da sud-ovest. Si nota la dorsale costituita prevalentemente da Tufo Verde interessata da faglie ad alto angolo con direzione prevalentemente NNO-SSE o NO-SE che danno alla cresta la caratteristica morfologia a dente di sega. Si nota altresì il settore ribassato della Falanga bordato da una faglia a direzione prevalente NE-SO ed immersione verso NO. Quest'ultima struttura si è probabilmente formata come risposta al collasso gravitazionale del versante durante il rapido sollevamento.

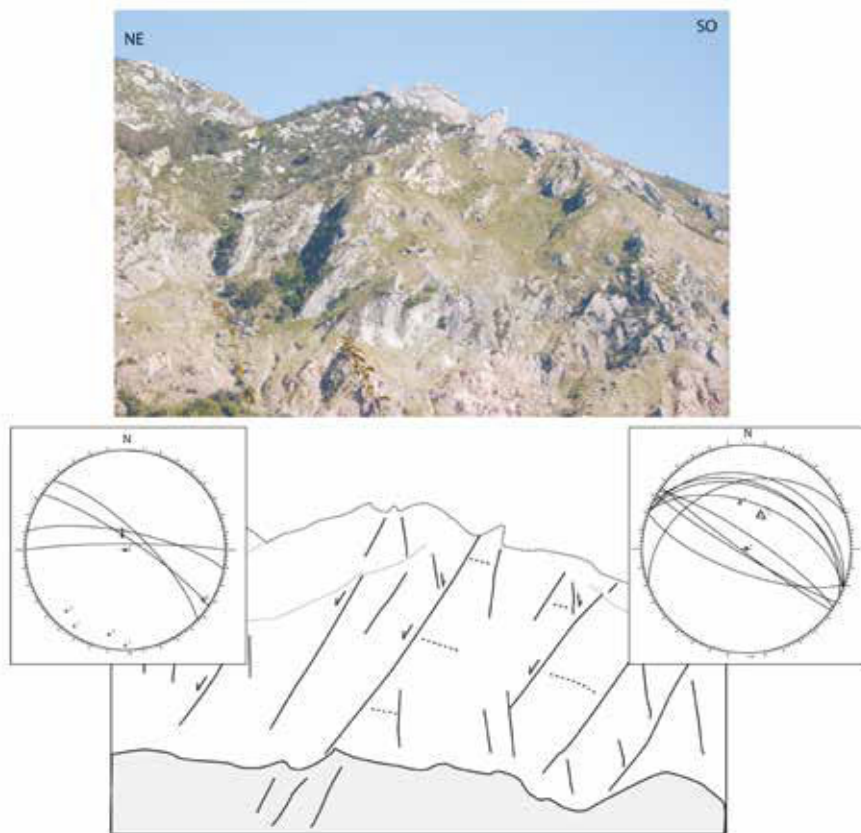


Fig. 143 - Panoramica e corrispondente schema del settore del Rione Bocca visto da nord-ovest. Sono evidenti sistemi coniugati di faglie a direzione NNO-SSE che bordano blocchi basculati a domino lungo assi NO-SE. Il diagramma in alto a destra (stereonet Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione delle faglie (ciclografica), dei poli dei piani di strato (triangoli) misurate lungo la strada che borda la cresta. Si nota come le faglie immergenti verso NE presentino una pendenza minore rispetto alle faglie coniugate immergenti verso SO. Questo dimostra come alcune di queste strutture si siano formate precocemente e siano poi progressivamente ruotate. Il diagramma in alto a sinistra (stereonet Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione delle faglie (ciclografiche) e i poli delle fratture e dicchi (tondi) misurate intorno al corte idrotermale nell'area in basso (area in grigio) dove affiorano i dicchi.

che da Bocca di Serra raggiunge la Falanga. Le faglie a direzione NO-SE e ad immersione verso SO, tendono a formare dei gradini morfologici ben evidenti. Ai piedi del versante presso gli affioramenti dell'unità di Vagnulo, sono osservabili strutture deformative, fratture e faglie con direzione tra N280 e N310. Alcune di esse sono connesse con le strutture descritte a Bocca di Serra. Queste deformazioni

potrebbero essere connesse con la messa in posto dei corpi sub vulcanici dell'*unità di Vagnulo*. La presenza di una intensa alterazione idrotermale non permette tuttavia di verificare questa ipotesi.

Sub Settore 2. Presenta dei sistemi di faglie con direzione simile a quelle del settore 1. Lungo il bordo della Falanga-Monticello sono evidenti faglie con direzione NE-SO ($N230^{\circ}/70-80^{\circ}$). Queste strutture ben visibili morfologicamente e sul terreno, producono il ribassamento del pianoro della Falanga verso NO, con un rigetto non definibile con precisione, ma dell'ordine della decina di metri (Fig. 144).

Sub Settore 3. Il sub settore centrale del blocco del Monte Epomeo è caratterizzato da elementi simili come orientazione alle strutture descritte precedentemente ma con immersione prevalentemente nord-orientale. Subito a nord-est del Monte Epomeo, in una cava, è ben visibile una struttura a direzione NS con un rigetto di 20 m e un movimento obliquo destro (Fig. 145). L'intero versante nord del Monte Epomeo è caratterizzato da un sistema di faglie normali, ben visibili sul terreno, che interessano depositi vulcanici e sedimentari (*unità di Cava Celario*). Il movimento lungo queste faglie è di tipo prevalentemente *dip-slip*. La presenza di strutture di liquefazione nei depositi sedimentari marini e nelle zone di faglia, lascia supporre che questa deformazione sia stata accompagnata da sovrappressione di fluidi e che

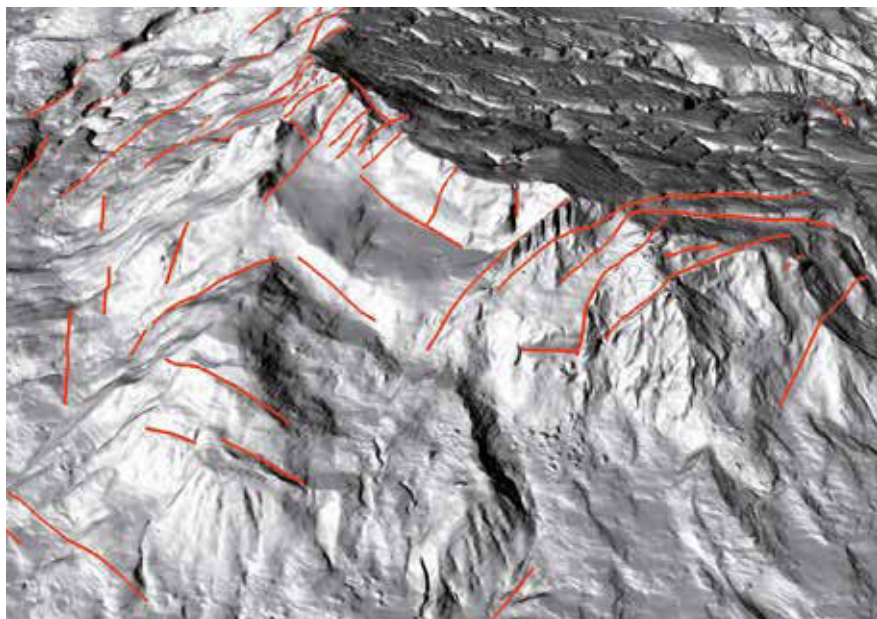


Fig. 144 - *Modello digitale di terreno e principali strutture. Il modello mostra il settore pianeggiante della Falanga delimitato sui tre lati da faglie ad alto angolo. La gradinata di faglie produce un collasso del settore nord-occidentale dell'Isola verso nord-ovest.*

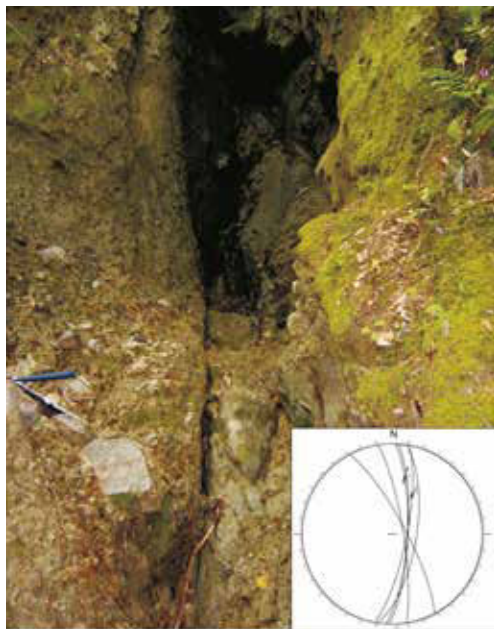


Fig. 145 - Particolare di uno dei piani di faglia a direzione meridiana posti a nord est del Monte Epomeo. Si nota la zona di danneggiamento cataclastico della faglia. Il diagramma (stereonet Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione delle faglie (ciclografica) e delle relative strie di abrasione che evidenziano un movimento obliquo destro.



Fig. 146 - Particolare del sistema di faglie che interessano i depositi sedimentari marini. Il campo di deformazione risulta essere molto intenso con spaziatura da decimetrica a metrica. Il diagramma (Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione delle faglie (ciclografica) con prevalente direzione NO-SE, delle relative strie (freccie) con prevalente movimento tipo dip-slip normale (anche se piuttosto disperse) e dei poli di piani di fratture, anch'esse in direzione NO-SE.

sia avvenuta quando i depositi non erano del tutto consolidati. Localmente queste strutture rappresentano vie preferenziali di fuoriuscita di cortei idrotermali come dimostrato dalla presenza di mineralizzazioni sui piani di faglia (Fig. 146).

Sub Settore 4. I sistemi di faglie che si trovano in questo settore caratterizzano i depositi legati all'attività post 15.800 anni. Le strutture morfologicamente più evidenti sono quelle che delimitano i duomi del M.te Trippodi e i duomi di Selva del Napolitano. Tali strutture hanno prevalentemente direzione NE-SO e SE-NO e movimento normale.

Settore OSO: Le strutture prevalentemente mostrano due direzioni preferenziali NO e NE. Alcune di queste strutture sono visibili lungo le falesie e mostrano carattere di faglia normale.

Degna di nota e ben visibile è la faglia in località Sorgeto a direzione NNO-SSE che interessa l'unità delle *lave di Capo Negro di Ischia*, sigillata dai *tufi di Sant'Angelo*. Le strutture NO-SE che bordano la struttura del cratere di Panza non sono visibili sul terreno ma deducibili dall'assetto morfologico. L'analisi delle stratigrafie dei pozzi ad uso termale della zona di Citara ha messo in luce la presenza di un sistema di faglie a direzione meridiana, disposte a quinta che ribassano i *tufi di Citara* verso mare di una decina di metri. Degna di nota infine la faglia di Monterone a direzione ONO-ESE dedotta dalla presenza di una scarpata morfologica rettilinea con ribassamento verso i quadranti meridionali. L'analisi macrosismica del terremoto di Casamicciola del 1883 ha evidenziato che lungo questa direttrice si sono concentrati i danni maggiori (VEZZOLI, 1986).

Settore NNO: Intorno al Monte Vico, lungo le falesie, si possono osservare una serie di faglie a differente orientazione che delimitano e dissecano le lave dell'omonimo centro eruttivo (ca. 75 ka). L'attività di queste faglie non coinvolge i *tufi di Citara*.

Alcuni segmenti di faglia, a direzione NE-SO, delimitano il duomo della Fundera, probabilmente messo in posto in corrispondenza di una struttura morfo-tettonica ad orientamento E-O lungo cui sono presenti numerose sorgenti termali (Bagni, La Rita).

Degna di nota la faglia ad orientazione NO-SE che delimita, a sud-ovest, i duomi del Marecocco-Zaro, ed è marcata da una prominente scarpata morfologica.

Settore SE: Sistemi di faglie ad orientamento NE-SO interessano i depositi lavici e piroclastici dell'attività pre 70 ka. Le faglie delimitano gli affioramenti del duomo del Torone sia sul lato interno che verso mare.

Le faglie con movimento prevalentemente normale che sono state descritte da ACOCELLA & FUNICIELLO (1999), sono visibili lungo la falesia di Carta Romana (Fig. 147).

Degna di nota, la struttura a direzione NE-SO con immersione verso sud-



Fig. 147 - Particolare della faglia di Carta Romana.

est in località Punta San Pancrazio.

La scarpata morfologica a direzione NNO che delimita a nord il Monte di Vezzi, lascia ipotizzare la presenza di una discontinuità di origine strutturale.

Altri elementi strutturali sono rappresentati da faglie prevalentemente dirette che interessano i depositi lavici del ciclo pre 70 ka della Guardiola, Capo Grosso e Punta della Signora. In alcuni casi, come in località Capo Grosso, i *tufi della Scarrupata di Barano* sigillano l'attività di alcune di queste faglie.

Settore ENE: Questo settore, storicamente denominato "*Graben d'Ischia*", non presenta evidenti processi di subsidenza differenziata legata ad attività tettonica. Sono presenti, comunque, elementi vulcano-tettonici evidenti a direzione NE-SO e NO-SE. Lungo uno di questi elementi si allineano i centri eruttivi del Montagnone Maschiata e di Ischia Porto. Si tratta di una frattura eruttiva che si sviluppa parallelamente e in concomitanza con un sistema di faglie normali che ribassano un settore depresso, attualmente sede del porto d'Ischia. Si riconosce la faglia normale a direzione NO-SE che separa il blocco del Monte Epomeo dal complesso eruttivo del Monte Rotaro, morfologicamente evidenziata dalla profonda incisione di Cava del Puzzillo. In questa stessa zona sono state cartografate alcune strutture di ordine minore, a direzione NE-SO e NO-SE, che delimitano il cratere del Fondo Ferraio e il duomo di Posta Lubrano. Nella zona SE di questo settore sono inoltre evidenti le faglie che bordano l'edificio vulcanico di Sant'Anna con direzione simile alle precedenti.

Sintesi e discussione dei risultati

I numerosi e accurati studi strutturali effettuati in precedenza hanno permesso di definire l'architettura strutturale dell'isola (VEZZOLI, 1988; ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999; MOLIN *et alii*, 2003; ORSI *et alii*, 1991). Nonostante molti di questi studi convergano nella definizione delle strutture principali, l'interpretazione dell'evoluzione vulcano-tettonica dell'isola risulta esser contrastante.

Lo studio geologico strutturale effettuato durante i rilevamenti ha portato all'identificazione e alla caratterizzazione dei principali elementi strutturali. Lo studio effettuato, integrato con studi strutturali precedenti, permette di definire due episodi deformativi principali. La prima fase di deformazione risulta esser ben rappresentata sul versante nord-occidentale del Monte Epomeo. Questa fase deformativa provoca la formazione di faglie planari a direzione NO-SE che producono un basculamento di blocchi lungo assi a direzione NO-SE con uno stile tipo domino. Queste geometrie prevedono uno scollamento superficiale. Le direzioni principali di estensione durante questa fase sono orientate tra NNE/NE-SSO/SO. A questa fase deformativa è connessa la gran parte delle deformazioni osservate nell'area, in accordo con i precedenti studi. Questa fase, con tutta probabilità, si è esplicata prevalentemente prima del sollevamento della struttura del Monte Epomeo poiché i depositi marini sono per lo più sub-orizzontali e poggiano

sui blocchi già basculati. Dalle relazioni strutturali e giaciturali è possibile anche ipotizzare che questa fase deformativa possa essere stata accompagnata dalla messa in posto del corteo di dicchi esposti al Rione Bocca. Non esistono tuttavia elementi definitivi per provare questa ipotesi.

Successivamente avviene il sollevamento del settore del Monte Epomeo. Le fasi principali di sollevamento si esplicano successivamente alla deposizione dei *tufi di Serrara-Cava Petrella*. Risulta difficile definire le direttrici strutturali e lo stile strutturale che accompagna questo processo poiché la porzione nord-occidentale del settore in esame risulta collassata a causa di strutture gravitative profonde a direzione NE-SO, come la faglia bordiera della Falanga. Lungo il settore sud-occidentale il sollevamento è confinato da strutture ad alto angolo a direzione NO-SE che agiscono come svincoli laterali, favorendo il sollevamento.

IX - GEOFISICA

La campagna di prospezioni di sismica a riflessione ad alta risoluzione è stata programmata ed eseguita con lo scopo di definire l'assetto stratigrafico e strutturale delle porzioni sommerse (molto rilevanti) del campo vulcanico ischitano. Uno degli obiettivi principali dello studio geofisico è stato quello di cercare una continuità, attraverso la costruzione di sezioni terra-mare, tra le facies sismo-stratigrafiche ed i depositi affioranti. Una prima sezione terra-mare è stata costruita nei settori settentrionali dell'isola, vedi carta, attraverso la correlazione della Linea 21 Ischia con i depositi affioranti da Monte Nuovo a Casamicciola mettendo in evidenza i rapporti tra le unità a mare e quelle a terra. Un'attenzione particolare è stata posta nell'individuare e posizionare gli orizzonti delle successioni vulcaniche, epiclastiche e sedimentarie oltre che nel rilevare eventuali anomalie e la presenza di riflettori di elevata rigidità. Un risultato importante delle ricerche di geofisica marina, ottenuto nell'ambito di questo progetto, è la proposta, nuova per le aree marine circostanti l'Isola d'Ischia, di architettura stratigrafica delle strutture vulcaniche emerse e sommerse nella loro interezza. Sono stati evidenziati i rapporti stratigrafici tra le unità vulcaniche ischitane, le unità epiclastiche e sedimentarie derivanti dai processi erosivi delle aree emerse insulari e continentali e le unità vulcaniche provenienti dai Campi Flegrei. In dettaglio sono state definite le relazioni sismo-stratigrafiche tra le unità ischitane e flegree. Infine gli studi sismici e morfobatimetrici visti in chiave vulcanologica e strutturale, consentono

di proporre una nuova definizione ed estensione del campo vulcanico ischitano. Questo non è limitato all'Isola d'Ischia ma comprende numerosi centri eruttivi e probabilmente strutture vulcaniche di collasso (caldere); il campo vulcanico si estende dall'Isola di Procida sino al limite occidentale della scarpata continentale (Banco di Forio, Banco Mazzella, Banco Rittman).

1. - ASSETTO STRUTTURALE DEL CAMPO VULCANICO INSULARE E MARINO

La nuova ricostruzione geologica dell'isola ha messo in evidenza chiaramente che le successioni vulcaniche e sedimentarie insulari sono formate da unità riferibili a centri eruttivi ben identificati e localizzati sull'isola ma anche da numerose unità vulcaniche legate ad attività di centri eruttivi ubicati nelle aree marine circostanti l'isola (vedi Capitolo Stratigrafia). L'*offshore* occidentale dell'isola è caratterizzato da numerose morfostutture riconducibili a edifici vulcanici sommersi e a strutture probabilmente vulcano-tettoniche ben evidenziati dalla sismica marina e dalle batimetrie. Banchi vulcanici noti in letteratura (Banco di Forio, Banco Mazzella, Banco Buchner, Banco di Libeccio, Banco Rittman, Banco di Pithecusa) (DE ALTERIIS *et alii*, 2005) bordano il limite occidentale della scarpata continentale. A questi sono associate nel sottofondo marino unità sismostratigrafiche aventi facies sismiche molto stratificate, con riflettori piano paralleli aventi buona continuità laterale e spessori relativamente costanti. Queste unità potrebbero rappresentare unità vulcaniche legate a centri eruttivi locali. Le porzioni dei condotti vulcanici, dove le linee sismiche riescono ad intersecarli, appaiono più uniformi e nel complesso si associano a facies *reflection free*. Le analisi morfo-batimetriche sono concordi con l'identificazione di centri eruttivi vulcanici; in alcuni casi si riconoscono edifici vulcanici, strutture crateriche e probabilmente calderiche. La mancanza di dati diretti, carotaggi, dragaggi, consente di presentare solamente un'ipotesi di interpretazione delle unità sismo-stratigrafiche in oggetto. L'origine vulcanica è avvalorata, oltre che dalle geometrie dei depositi, anche dalla presenza di intense anomalie magnetiche in questo settore del campo vulcanico, indicative di rocce a suscettività elevata e quindi di probabile origine vulcanica. Va comunque rimarcato che le caratteristiche sismiche di queste unità si discostano da quelle dei *tuff cone* litorali quali Nisida, banco di Nisida, etc. che mostrano una stratificazione più irregolare ed una riflettanza sismica diversa; il battente d'acqua presente in queste zone di transizione alla scarpata continentale, superiore a 150 m, potrebbe aver influenzato la sedimentazione delle vulcaniti dando origine a queste peculiari facies sismiche. Unità sismostratigrafiche aventi facies sismiche molto simili a quelle adesso descritte sono presenti anche nel sottofondo marino, tra Ischia e Procida, nelle aree delle Formiche di Vivara e dei Ruommoli. Unità sismostratigrafiche di questo tipo non si ritrovano nelle porzioni settentrionali dell'isola. In Figura 151 sono riportate le isobate del tetto dell'Unità

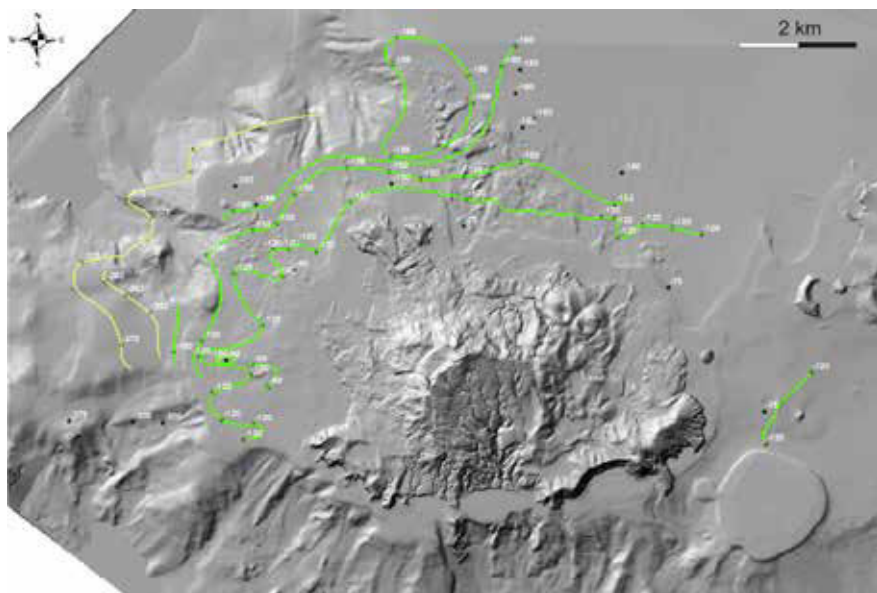


Fig. 148 - DEM dell'Isola di Ischia con aree marine e isobate del sistema del Rifugio di San Nicola (in verde scuro) e del campo vulcanico sommerso dell'offshore di Forio (in verde chiaro)..

sismostratigrafica correlabile ai depositi ignimbrici del *sistema del Rifugio di San Nicola* ricostruite sulla base delle linee sismiche studiate. I dati consentono di ricostruire un *plateau* sub-circolare distribuito tutto attorno all'isola tra le isobate 150-120 m. Si ritiene che tale valore rappresenti la superficie deposizionale superiore delle unità ignimbriche emesse nel corso della crisi eruttiva dei 60 ka B.P. (appartenenti al *sistema del Rifugio di San Nicola*). Verso est questa superficie si rinviene a quote più alte sino ad emergere sull'Isola di Procida ed al Monte di Procida dove, in affioramento, sono presenti banchi ignimbrici ischitani del *sistema del Rifugio di San Nicola*. Sulla scarpata continentale, ad occidente dell'isola, al tetto di questa unità si ritrovano i depositi vulcanici sommersi associati al vulcanismo probabilmente sottomarino del campo vulcanico dell'*off-shore* di Forio. Infine i dati a nostra disposizione ci portano ad ipotizzare un assetto geometrico del campo vulcanico coerente con un sistema di alimentazione di tipo laccolitico. Nei profili più occidentali la morfostruttura regionale del campo vulcanico ha un andamento marcatamente convesso, domiforme, coerente con un sistema di alimentazione di tipo laccolitico.

2. - METODOLOGIA D'INDAGINE

La campagna è consistita nell'esecuzione di linee sismiche a riflessione di lunghezza opportuna per individuare, evidenziare e definire le situazioni di interesse. Le linee sono state generalmente orientate perpendicolarmente alla costa, con alcune trasversali di controllo secondo il piano di navigazione visibile in Figura 149. Per i rilievi è stato utilizzato un sistema di sismica a riflessione monocanale, che risulta costituito da due sistemi: quello energizzante (*EG&G Trigger Capacitor Bank mod. 231 and PSU mod. 232*) e di sparo o sorgente sismica (*SAM96 sparker, a 96 elettrodi*) e quello ricevente di misura. Il *range* di frequenze del segnale si estende da 100 a 3000 Hz. L'apparato di misura è costituito da una catena idrofona, da un amplificatore, da un filtro *anti-aliasing* con banda passante da 150 a 3.000 Hz e dal sistema di acquisizione *D-Seismic* basato su piattaforma Pentium 4, con O.S. Windows XP. Il *software* è in grado di fornire in tempo reale lo spettro di frequenza dei segnali con varie finestre temporali, sia durante l'acquisizione che in *playback*; di applicare filtri digitali, filtri a soglia ed amplificazione variabile con il tempo, permettendo così di migliorarne il rapporto segnale/rumore. I dati acquisiti vengono memorizzati, con il formato proprietario *DDA (Digital Data Array)*, su un *Hard Disk*. *D-Seismic*, in modalità *playback*, genera le immagini dei profili in formato *JPEG* o *BMP*. È disponibile un modulo *software* per la conversione dei dati dal formato *DDA* agli *standard SEG Y* o *XTF*. La frequenza di campionamento

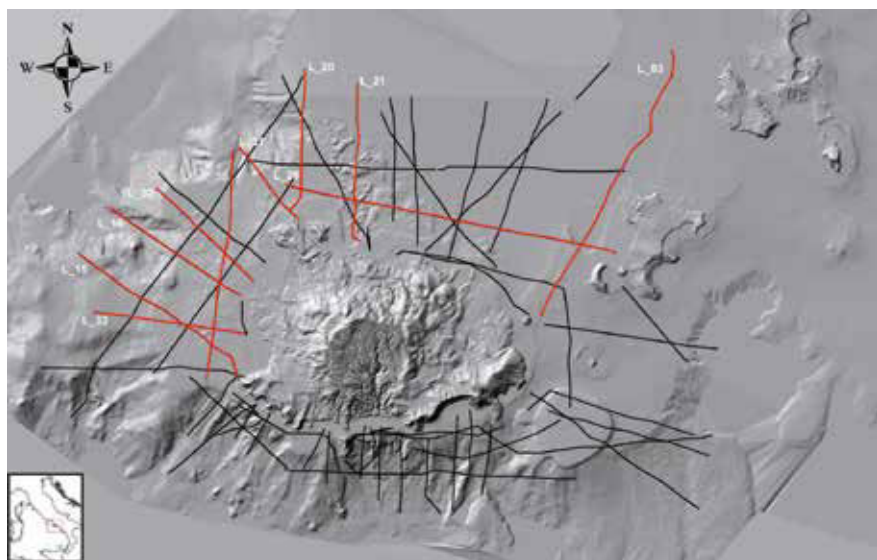


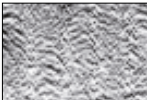
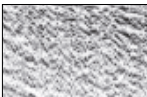
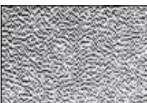
Fig. 149 - Piano di navigazione linee sismiche su DEM dell'Isola di Ischia.

è stata fissata a 12.000 campioni al secondo. Il posizionamento dell'imbarcazione è stato realizzato con un sistema DGPS Omnistar con errore dell'ordine del metro. L'*offset* di poppa (*layback*) e la distanza sorgente ricevitore sono state compensate in sede di restituzione cartografica delle linee. La risoluzione verticale (o potere risolutivo verticale - *VRP*), determina la capacità di distinguere interfacce separate e dipende dalla lunghezza d'onda λ dell'onda emessa dalla sorgente. Poiché la frequenza centrale dell'impulso della sorgente acustica *SAM96* è di circa 1.500 Hz, cui corrisponde, per la propagazione in acqua, la lunghezza d'onda di 1 m, la risoluzione massima risulta essere di circa 0.25 m (pari ad $\frac{1}{4}$ di lunghezza d'onda) (JONES, 1999). La risoluzione orizzontale (o potere risolutivo orizzontale - *ORP*) è determinata dalla distanza tra un'energizzazione e la successiva; nel nostro rilievo (eseguito con velocità dell'imbarcazione di 6 nodi) la distanza tra due punti di scoppio, distanziati nel tempo di 1 secondo, è di circa 3 m. I *fix* (marche temporali) di navigazione, riportati sulle sezioni sismiche, sono distanziati mediamente di 550 m uno dall'altro. Le profondità sono espresse in millisecondi (ms) e rappresentano il tempo di andata e ritorno delle onde acustiche *TWTT* (*Two Way Travel Time*). Per il calcolo degli spessori delle varie unità sismiche, si è considerata la velocità convenzionale delle onde acustiche nell'acqua corrispondente a 1.500 m/s.

3. - DEFINIZIONE DELL'ARCHITETTURA SISMOSTRATIGRAFICA

Lo studio dettagliato dei profili sismici ha permesso di definire l'architettura stratigrafica del sottofondo marino nelle aree del campo vulcanico ischitano attraverso la corretta sinergia tra i dati geologici in affioramento e le stratigrafie sismiche. I caratteri geologici sono stati la base di partenza per le correlazioni e la costruzione della Tabella 3 che riporta le facies sismiche individuate, la loro descrizione sismostratigrafica e le corrispondenti probabili unità litologiche. Il livello stratigrafico più basso in quasi tutti i profili sismici è rappresentato dal basamento acustico (**Us3**), i cui caratteri sismostratigrafici principali alternano risposte da trasparente a semitrasparente con elevata frequenza. Questi caratteri suggeriscono una correlazione probabile con depositi di tipo ignimbrítico; forti analogie di facies sismica si osservano con le unità sismostratigrafiche attribuite da vari autori ai depositi del Tufo Grigio Campano nel Golfo di Napoli. Questi mostrano risposte sismiche del tutto simili se non identiche a quelle osservate per il basamento acustico di Ischia (**Us3**). Questa unità sismostratigrafica è correlabile alle unità ignimbrítiche del *sintema del Rifugio di San Nicola* (**SNL**) che comprende almeno 3 grandi unità ignimbrítiche eruttate intorno a 60 ka B.P. da condotti eruttivi interni all'isola e depositi del vulcano del Banco d'Ischia, ubicato nell'*off-shore* sudorientale ischitano. In affioramento queste unità si presentano massive e costituite da lapilli e bombe pomicee e scoriacee trachitiche immerse in matrice cineritica e pomiceo-scoriacea per lo più saldata. L'unità, nelle aree marine, ha una distribuzione radiale

Tab. 3 - *Facies sismo-stratigrafiche.*

	Facies sismica	Descrizione Unità sismo-stratigrafiche	Litologie
Us10		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da riflettori stratificati che mantengono una buona continuità laterale ed elevate ampiezze.	Depositi marini recenti
Us9		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da geometrie <i>tipo-hummock</i> con riflettori caotici, discontinui, irregolari con scarsa continuità laterale ed elevate ampiezze.	Depositi di <i>debris avalanche</i>
Uve		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da gppatrn di riflettori piano paralleli e continui con inclinazioni verso nord	Unità di Cava Leccie
UcJ		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da pattern di riflettori piano paralleli e continui	Unità di Campomanno-Colle Jetto
Us8		Unità sismo-stratigrafica con riflettori leggermente stratificati, talora semi-caotici con buona riflettività	tufi di Solchiaro
Us7		Unità sismostratigrafica con riflettori ad alta continuità laterale e regolari	Depositi marini
Us6		Unità sismo-stratigrafica con caratteristiche <i>reflection free</i> ed ampiezze variabili.	Depositi Ignimbratici (riferibili al Tufo Grigio Campano).
Us5		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da riflettori piano-paralleli con buona continuità laterale. In generale mantiene costante il suo spessore per l'intera estensione.	Depositi vulcanici associati al vulcanismo sottomarino del campo vulcanico sottomarino dell' <i>offshore</i> di Forio".
Us4		Unità sismo-stratigrafica caratterizzata da un pattern di riflettori stratificati alternati a zone con riflettività più elevata. Nel complesso la facies mostra buona continuità laterale ed elevate ampiezze.	tufi di Citara
Us3		Unità sismo-stratigrafica con risposta acustica associata ad un <i>pattern</i> di riflettori con caratteri che variano da trasparente a semi-trasparente. La facies mostra elevata frequenza	Depositi Ignimbratici (riferibili alle unità che formano il sintema del Rifugio di San Nicola)
Us2		Unità sismo-stratigrafica con riflettori stratificata con buona continuità laterale ed ampiezza limitata	Depositi tufacei con decantazione di materiale a granulometria fine, pozzolane, ceneri, probabile materiale proveniente dal vulcano delle Formiche di Vivara,
Us1		Unità sismo-stratigrafica con riflettori caotici e <i>reflection free</i> la parte bassa e piano paralleli al top	Depositi lavici (probabilmente proveniente dal vulcano dei Ruomoli)

intorno all'isola e forma un *plateau* discretamente regolare con superficie superiore suborizzontale che ricopre un'area di più di 200 km². I livelli sismostratigrafici superiori nel settore occidentale dell'isola (Figg. 150, 151, 152) sono caratterizzati da unità stratificate con geometrie cuneiformi i cui riflettori lateralmente continui e con elevate ampiezze possono essere facilmente correlati con l'unità dei *tufi di Citara* (TCT) e dei tufi dell'*off-shore* di Forio (Us4/Us5) nell'intervallo temporale di 45-20 ka B.P. (POLI *et alii*, 1987).

In affioramento l'unità TCT presenta alternanze di strati di tufi ricchi in lapilli pomicei e tufi cineritici. Localmente si sviluppano *slumping* e si osservano strutture di impatto, colamento e deformazioni soffici che indicano una deposizione in ambiente subaereo. La successione dei tufi evidenzia forti discordanze angolari e paleovalli riempite a testimoniare la deposizione di più eventi eruttivi. Tale carattere è ben evidente anche nei profili sismici dove si osservano più unità stratificate i

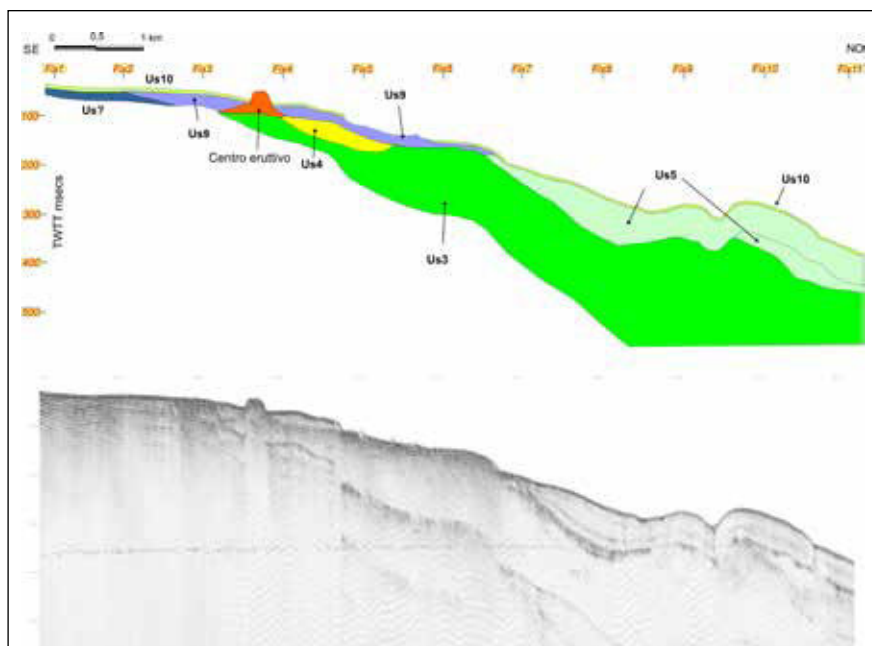


Fig. 150 - Profilo sismico L₁₅ da Punta Imperatore verso occidente per 7,1 km. Il substrato acustico corrisponde alla facies Us3, il suo limite superiore è posto a profondità variabile da circa 350 a 80 ms. A NE (verso mare) al tetto di Us3 si individua una facies con riflettori piano paralleli Us5 mentre nel settore centrale (verso terra) si ritrova una facies stratificata Us4. Tale unità viene interrotta alla profondità di circa 80 ms da una facies caotica confinata in pochi metri che potrebbe corrispondere ad un centro eruttivo il cui spessore massimo è di circa 30 m. Al tetto di questa unità e al disopra di Us4 e Us5 si ritrova una facies caotica Us9 che si estende dalla profondità compresa tra gli 80 e 150 ms, con uno spessore massimo valutabile intorno i 20 m. La facies sismica Us10 caratterizzata da un sottile spessore ricopre le unità sottostanti.

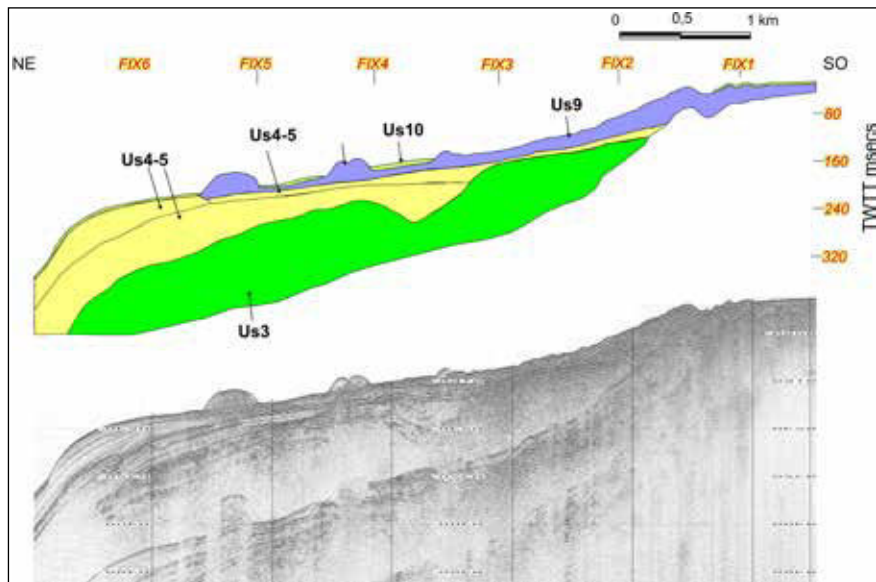


Fig. 151 - La linea sismica L_32 si estende in direzione NE dall'area di Forio per 4,5 km. Per tutta l'estensione della linea fino alla profondità di circa 300 m, si individua l'unità Us3. Nelle porzioni superiori la facies sismica è stratificata, localmente si individuano riflettori poco continui e deformati, con tratti più marcati alternati a tratti più riflettenti e discontinui. Nel complesso la facies mostra pattern di ampiezze e frequenze variabili. Al di sopra del substrato acustico si appoggia un complesso costituito, probabilmente, da interdigitazione tra vulcaniti dell'offshore di Forio e tufi di Citara (TCT) rispettivamente Us4/Us5 con spessori di circa 40 m che presentano piccoli salti di impedenza acustica, i cui riflettori sono continui lateralmente con ampiezze e frequenze limitate. Al tetto è presente Us9 ricoperta parzialmente da Us10.

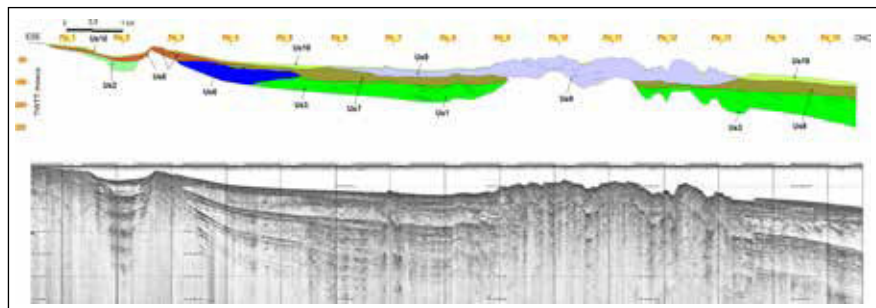


Fig. 152 - La linea sismica L_20 tra si estende tra P.ta Caruso e P.ta della Cornacchia in località Guardiola per 4,8 km. Il substrato acustico corrisponde alla facies Us3 che si estende in quasi tutta la linea. In particolare in questa zona i riflettori di questa unità mostrano una buona continuità laterale e sono associati ad un'elevata frequenza. Gli spessori della Us3 variano tra i 200 ms e i 400 ms. L'unità Us3, nel settore settentrionale, è ricoperta da una facies stratificata Us4 con spessore medio di 30 m; verso sud Us3 è ricoperta dalla facies Us5, con riflettori piano paralleli, che presenta marcate dislocazioni tettoniche. In questa sezione risulterebbe evidente un rapporto di lateralità tra Us4 e Us5. Esclusivamente nel settore settentrionale l'unità Us4 è ricoperta da una facies stratificata con forma cuneiforme e buona continuità laterale interpretabile come un deposito tufaceo di incerta attribuzione, lo spessore è variabile (massimo di 50 m) e si rastrema fino ad azzerarsi verso sud. Sottili spessori di Us10 ricoprono parzialmente le unità sottostanti.

cui riflettori preservano continuità laterale ed elevate ampiezze (Figg. 150, 151). L'area sorgente dei depositi idromagmatici si colloca nel settore occidentale dell'Isola d'Ischia, tra P.ta Imperatore e l'*off-shore* di Forio. In quest'area ed a nord di Lacco Ameno-Casamicciola le zone sommerse sono caratterizzate dai depositi di *debris avalanche* che occupano i livelli stratigrafici più alti (**Us9**) con la tipica configurazione geometrica interna ad *hummock*, facies caotica/incoerente e contrasti tra i riflettori sub-orizzontali irregolari, discontinui ed elevata ampiezza (Figg. 150, 151). Tali configurazioni geometriche sono state messe in risalto anche in altri ambienti vulcanici da vari autori e collegate a collassi di porzioni di edifici vulcanici (LE FRIANT *et alii*, 2003; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006; SIEBERT, 1984; MCGUIRE, 1996). Gli spessori massimi misurati, considerando la velocità *standard* delle onde sismiche nell'acqua di 1500 m/s, risultano di circa 70 m. Le linee sismiche collocano i depositi di *debris avalanche* a tetto dell'intera successione stratigrafica nelle aree marine circostanti l'isola; si osservano solamente sottili coperture sedimentarie stratificate che drappeggiano i depositi ad *hummock* e lembi limitati di coperture probabilmente piroclastiche stratificate in prossimità dell'isola. Nel settore settentrionale, al di sopra del substrato acustico (**Us3**), si rinvencono due differenti unità caratterizzate da *pattern* di riflettori piano paralleli e continui con inclinazioni verso nord e spessori massimi nelle zone più distali che si correlano con le unità di Campomanno (**CPM**)-Colle Jetto (**CJT**) ed unità stratificate che immergono debolmente verso sud, probabilmente correlate con l'unità sedimentaria di apporto continentale di Cava Leccie (**VEC**) (Fig. 153). Le unità di Campomanno-Colle Jetto sono legate rispettivamente allo smantellamento ed alla deposizione, in ambiente marino, dei tufi che formano il blocco risorgente del Monte Epomeo. L'unità **VEC** in affioramento è rappresentata da una sequenza di argille e argille siltose e sabbiose fossilifere, con locali intercalazioni sabbiose nelle quali si rinvencono componenti quarzose. Dalla geometria dei riflettori e dalla variazione di spessore si ritiene che l'area di provenienza sia quella della Piana Campana settentrionale.

Nel settore nord-orientale, in corrispondenza del vulcano dei Ruommoli e della Secca delle Formiche, si osservano riflettori abbastanza marcati con discordanze e variazioni interne (**Us1** e **Us2**) legate alla posizione della linea registrata in corrispondenza dell'area craterica del vulcano; le facies sismiche possono essere associate ai depositi vulcanici antichi afferenti all'attività dei vulcani presenti nel Canale d' Ischia (Figg. 154, 155). L' unità sismostratigrafica più bassa è caratterizzata da riflettori piano paralleli al *top* e caotici e *reflection free* nella parte inferiore, caratteristiche tipiche di materiali non stratificati bensì massivi (**Us1**). Questa potrebbe essere associabile ai depositi riconosciuti poco più ad est, sul fondo mare, alla profondità di circa -20 m (cfr. Cap. VI, Par. 2.1.1.3.1.) delle lave dei Ruommoli (**RMU**). Il riempimento all'interno del cratere dei Ruommoli è costituito da riflettori paralleli regolari a buona continuità laterale,

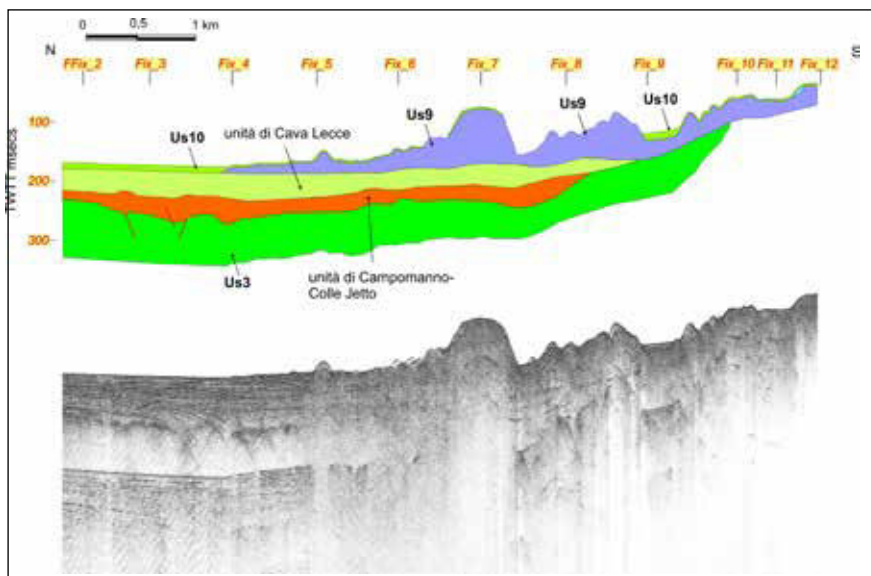


Fig. 153 - La linea sismica L_21 è stata acquisita in località Lacco Ameno con direzione di navigazione S-N per 5,5 km. Il substrato acustico corrisponde alla facies **Us3** che si estende per quasi tutto il profilo con spessori massimi di 70 m. Superiormente sono presenti due facies sismo-stratigrafiche con caratteristiche simili con riflettori sub-paralleli con buona continuità laterale ed elevata ampiezza interpretabili come prosecuzione in mare delle Unità di Campomanno (**CPM**) Colle Jetto (**CJT**) (corrispondenti ad un unico pacco di riflettori-**UsJ**) e Cava Lecce (**VEC**) corrispondente all'unità sismica **Uve**. Al loro interno sono visibili locali salti di impedenze acustiche. Il probabile limite tra **CPM-CJT** e **VEC** potrebbe essere posto alla profondità di 200-220 ms in corrispondenza della quale la variazione diventa più intensa. Al di sopra dell'Unità di Cava Lecce è presente la facies caotica **Us9** con spessore massimo di circa 70 m. La copertura recente (**Us10**) è più potente nel lato nord mentre molto sottile e a luoghi assente nell'area meridionale a causa della circolazione delle correnti costiere e della morfologia irregolare.

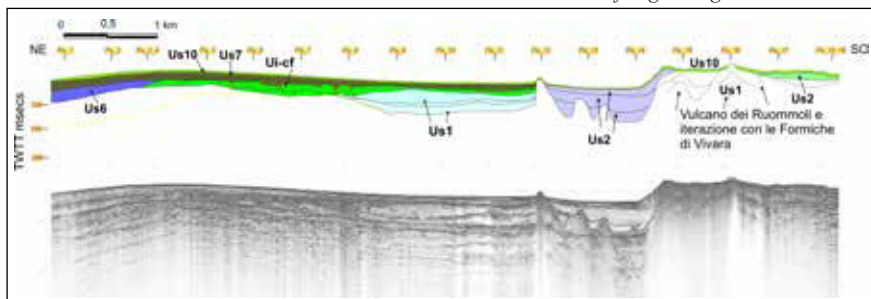


Fig. 154 - La linea sismica L_03 si estende per una lunghezza di circa 10 km in direzione SO-NE dal Castello di Ischia alle zone più occidentali dei Campi Flegrei. Si osservano due unità sismiche **Us1** e **Us2** riferibili ai depositi antichi dei centri eruttivi del vulcano dei Ruomoli e delle Formiche. Nella porzione nord-orientale al di sopra di **Us1** è presente una unità sismostratigrafica indicativa di depositi tufacei ma con dubbia attribuzione, ricoperta da una facies sismica probabilmente associabile al TGC. Due unità sismo-stratigrafiche (**Us7** e **Us10**) di probabile origine marina ricoprono le unità vulcaniche sottostanti.

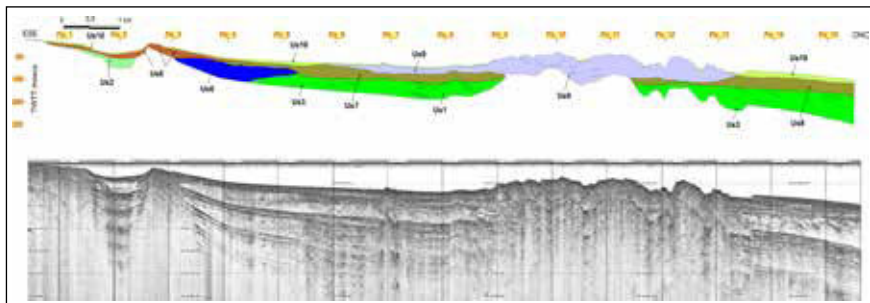


Fig. 155 - La linea sismica L 29 è stata acquisita con direzione ONO-ESE dalla Secca delle Formiche di Vivara a Punta della Cornacchia per una lunghezza di 11,3 km. L'unità più bassa nel settore orientale è rappresentata da *Us3* che probabilmente è presente lungo gran parte della linea ma nel profilo sismico non è individuabile a causa del mascheramento da parte del segnale della riflessione multipla che al suo interno presenta una variabilità di risposta sismica associata a zone più riflettenti e zone stratificate con riflettori continui e geometrie divergenti. Le porzioni sommitali mostrano una maggiore riflettività con andamenti ondulati e discontinui. Nel settore centrale e occidentale sono riconoscibili due unità sismo-stratigrafiche. La prima (*Us1*), caratterizzata da una facies da trasparente a semi-transparente, è descritta da un pattern di riflettori discontinui con ampiezze variabili che potrebbe essere indicativo di depositi lavici con spessori di circa 60 m, di probabile attribuzione alle lave dei Ruommoli (*RMU*). La seconda *Us2* presenta riflettori che tendono a riempire una morfostuttura e vengono interrotti alla profondità di circa 50 m. Al di sopra di *Us1* e *Us2* si ritrova un'unità sismica caratterizzata da due forme con configurazione deposizionale stratificata da flusso e buona continuità laterale dei riflettori (*Us8*) interpretabile come tufi di Solchiaro. Solo nel settore centrale si rileva al disotto di *Us8* un pacco di riflettori piano paralleli con andamento regolare (*Us7*) interpretabili come depositi sedimentari s.l. di spessore abbastanza costante di circa 20 m tranne che nella zona in cui è ricoperta da *Us9* che oltre ad averla compressa ne maschera la continuità laterale. Tale unità è ricoperta da depositi caotici (*Us9*) con spessori maggiori di 60 m. Al tetto delle unità precedentemente descritte si ritrovano talora depositi stratificati (*Us10*).

riflettività media e ampiezza limitata (*Us2*). Questi ultimi sono interpretabili come depositi vulcanici ben stratificati probabilmente provenienti dal vulcano delle Formiche di Vivara (Fig. 154). In questa linea sismica verso NE si rileva un'unità sismostratigrafica (*Us6*) con caratteristiche *low reflection*, ampiezza variabile e scarsa continuità laterale interpretabile come depositi vulcanici afferenti al Tufo Grigio Campano (*TGC*). In Figura 155, nel settore occidentale, si ritrova una facies sismica costituita da riflettori leggermente stratificati talora semi-caotici e con buona riflettività (*Us8*) interpretabile, per la geometria delle unità affioranti sull'Isola di Procida, come depositi del cono di *tufo di Solchiaro*. Al di sotto di questa unità e sul substrato acustico, si rilevano riflettori ad alta continuità laterale, regolari ed interpretabili come depositi marini (*Us7*). Come in tutte le altre sezioni, l'unità sismostratigrafica (*Us10*), formata da depositi marini recenti con riflettori stratificati caratterizzati da buona continuità laterale ed elevate ampiezze, è presente quasi sempre al *top* delle linee sismiche.

4. - GRAVIMETRIA

Dal 1963 al 1971, furono condotte dal SGI (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - MAINO *et alii*, 1963; MAINO & TRIBALTO, 1971) due campagne gravimetriche sull'Isola d'Ischia che hanno evidenziato un andamento articolato delle anomalie gravimetriche, orientato principalmente in direzione NO-SE e correlato ai principali elementi strutturali dell'isola. Ciò trova accordo con l'ipotesi che l'isola possa essere suddivisa in diversi grandi blocchi dislocati, anche a quote differenti, dai movimenti tettonici regionali e locali. MAINO & TRIBALTO (1971) considerarono cinque valori di densità di piastra e studiarono le conseguenti mappe di anomalia di Bouguer. Essi osservarono che, sotto il profilo dell'interpretazione gravimetrica, l'isola poteva essere suddivisa in due settori principali definiti da una discontinuità orientata in direzione N-S che univa le località di Casamicciola e Buonopane. NUNZIATA & RAPOLLA (1987) interpretarono i dati gravimetrici e magnetici dell'isola in base ad un assetto geologico dettato dalla presenza di strutture sia profonde che superficiali. In tal senso fu proposto un modello in cui era presente un basamento di forma pseudo-ellissoidale allungato in direzione E-O e posto a profondità variabile tra 0,6 e 1,4 km in funzione del contrasto di densità. La strutturazione superficiale dell'isola è invece dominata da rocce piroclastiche, duomi e colate laviche. A livello più regionale, RAPOLLA *et alii* (1989) interpretarono il campo di gravità del sistema ischitano-flegreo, evidenziando in particolare la presenza di una vastissima struttura di trachibasalti parzialmente fusi posti tra gli 8 e i 15 km di profondità. La forte significatività di quest'interpretazione, ripresa in lavori successivi anche in base ad altri dati geofisici, è che tale modello potrebbe rappresentare una sorgente magmatica comune a tutto il vulcanismo campano. Infine l'INGV esegue sin dal 1985 un monitoraggio del campo gravimetrico dell'isola, ripetendo una serie di misure su alcune stazioni di riferimento delle precedenti campagne del SGI (BERRINO & D'ERRICO, 1998; BERRINO *et alii*, 2008).

Campagna gravimetrica 1999

Una prima fase necessaria per la realizzazione della nuova carta di anomalie di Bouguer dell'Isola d'Ischia è consistita nel *reprocessing* dei dati delle campagne precedenti (1963-1971). Ciò ha consentito un controllo sulla qualità del dato ed allo stesso tempo ha permesso la pianificazione di nuove misure. Dai dati disponibili, gentilmente forniti dal SGI, sono state recuperate circa 300 stazioni. Nel 1999 è stata eseguita una nuova campagna gravimetrica da parte del Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università Federico II di Napoli, nell'ambito di un progetto finanziato dal GNV, allo scopo di migliorare la copertura di stazioni sull'isola ed avere una distribuzione più omogenea su tutto il territorio isolano. Durante questa nuova campagna sono state acquisite 155 nuove stazioni distribuite su 12 profili. Con questa nuova copertura la densità di stazioni risulta pari a 10

stazioni per chilometro quadrato (Fig. 156). La numerazione e l'area d'interesse di ogni singolo profilo è elencata di seguito:

- P1: area di Campotese (6 stazioni)
- P2: località Panza (6 stazioni)
- P3: versante nord occidentale del Mt. Epomeo (19 stazioni)
- P4: versante settentrionale del Mt. Epomeo (8 stazioni)
- P5: località Bagni in Casamicciola Terme (19 stazioni)
- P6: versante occidentale di Mt. Vezzi (7 stazioni)
- P7: località Campagnano (26 stazioni)
- P8: località Ischia Ponte (14 stazioni)
- P9: località Fiaiano (9 stazioni)
- P10: località Serrara (24 stazioni)
- P11: area di Toccaneto/M.te Trippodi (11 stazioni)
- P12: area di Toccaneto-Fontana (6 stazioni)

Il posizionamento dei profili è stato pianificato in base alla copertura delle stazioni acquisite dal SGI negli anni precedenti ed in particolare sono state privilegiate quelle aree dove la copertura era scarsa. Ulteriori 10 misure sono state effettuate su stazioni base del rilievo di MAINO & TRIBALTO (1971) per le quali è stato possibile recuperare le monografie di dettaglio. Ciò ha consentito di poter

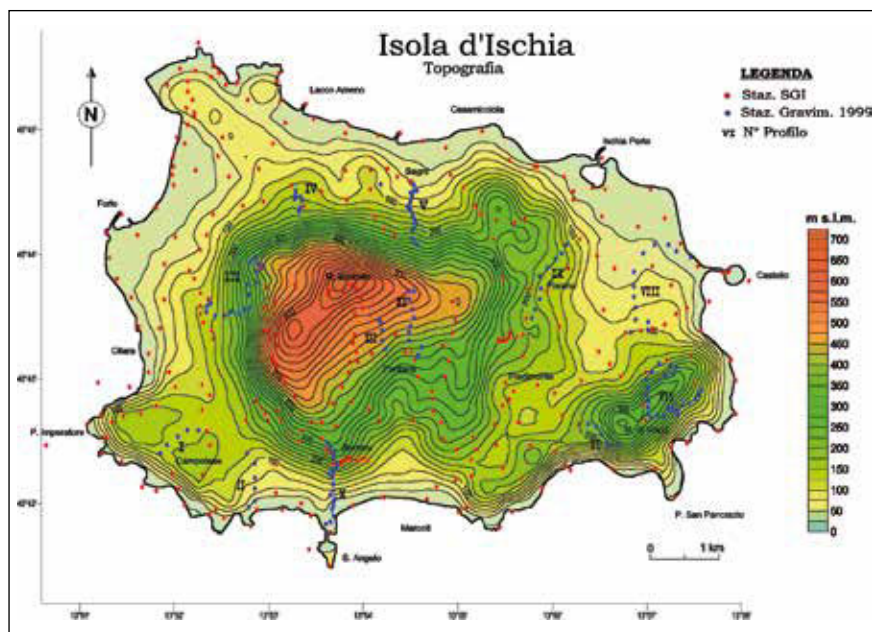


Fig. 156 - Posizione delle stazioni gravimetriche.

integrare, con buona accuratezza, i dati storici con le nuove misurazioni effettuate utilizzando il gravimetro LACOSTE & ROMBER mod. D-137. La posizione delle stazioni, sovrimposta alla mappa topografica, è in Figura 156.

È possibile notare tuttavia che in alcune aree, come il versante settentrionale del M. Epomeo, la copertura rimane comunque scarsa e ciò è dovuto alle difficoltà di accesso a certe aree; il controllo della posizione con GPS sarebbe comunque risultato difficoltoso vista la densa copertura vegetale e la precisione richiesta per le correzioni gravimetriche standard. Per la determinazione della quota delle nuove 155 stazioni è stata effettuata una livellazione di precisione con strumenti topografici standard. La precisione del rilievo topografico è risultata soddisfacente, nonostante il fatto che la maggior parte dei profili si sviluppasse lungo percorsi a forte pendenza e difficilmente percorribili. La rete delle misure gravimetriche è stata riferita alla stazione fondamentale di Ischia Ponte i cui parametri caratteristici sono riportati di seguito: Latitudine $40^{\circ}43'52''$ N, Longitudine $13^{\circ}30'22''$ E, Quota 2.270 m, gravità assoluta 98.0305,53 mGal (MAINO *et alii*, 1963). Alle misure sono state apportate le correzioni mareali, di deriva strumentale, di aria libera, di Bouguer e dell'effetto topografico esteso fino alla zona M (km 20 dal punto stazione) dello schema di HAMMER (1939).

Nuova mappa delle anomalie di Bouguer

Sull'Isola d'Ischia gli affioramenti delle rocce vulcaniche sono di varia natura e si presentano in maniera estremamente eterogenea. Per tale motivo sono state prodotte ed analizzate differenti mappe di anomalia di Bouguer a differente densità di riferimento scegliendo, come prodotto finale, quella con densità 2.0 g/cm^3 (Fig. 157) in base al metodo di Nettleton (FEDI & RAPOLLA, 1993). Detto valore di densità può essere considerato rappresentativo della formazione del tufo verde, anche in virtù di una serie di misure di densità su campioni di roccia prelevati in campagna. I valori restituiti da tali prove sono compresi tra 2.0 e 2.1 g/cm^3 . Per completezza è da riportare il fatto che MAINO & TRIBALTO (1971) per la stessa formazione hanno utilizzato un valore di $1,8 \text{ g/cm}^3$ che risulta essere leggermente inferiore a quello scelto in questo lavoro. La nuova mappa delle anomalie di Bouguer caratterizza meglio ed in maniera più completa l'andamento regionale e locale del campo gravimetrico dell'Isola d'Ischia, anche se è suscettibile di ulteriori futuri miglioramenti in quelle aree dove la copertura delle stazioni è scarsa o dove sono presenti forti gradienti topografici. La mappa mostra un andamento regionale con valori decrescenti da sud verso nord, sul quale si impostano una serie di anomalie locali relative a sorgenti relativamente poco estese. È da notare inoltre che talune anomalie non sono chiuse e bene individuabili, in quanto sono probabilmente originate da sorgenti che si trovano, in tutto o in parte, in ambito *off-shore*. In tale casistica ricadono molte delle anomalie positive che contornano la parte meridionale ed occidentale dell'isola. Per quanto attiene l'andamento delle anomalie di Bouguer sull'isola si può elencare la presenza delle seguenti anomalie:

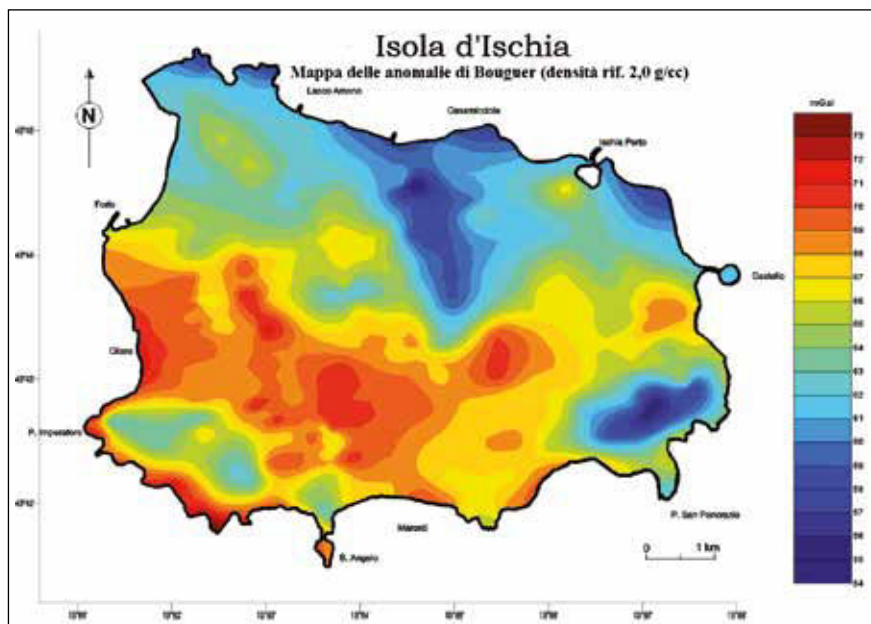


Fig. 157 - *Mappa delle anomalie di Bouguer.*

- Estesa anomalia positiva, allungata in direzione E-O, in corrispondenza del M. Epomeo. Essa spazia da Costa Sparaina al Rione Bocca;
- Diverse ed isolate anomalie positive in corrispondenza delle aree di Zaro, della località Citara, del complesso Rotaro/Montagnone, nell'area di Fiaiano ed al bordo della della baia S. Anna;
- Anomalie negative, sviluppate in prevalente direzione ONO-ESE, presso le località di Campotese-Punta Chiarito-S. Angelo ed in corrispondenza dell'area di Campagnano-Monte di Vezzi;
- Anomalia negativa allungata in direzione N-S, nella parte più settentrionale dell'isola.

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. – DISSESTI

1.1 - FENOMENOLOGIE FRANOSE

I principali processi morfogenetici in atto e/o potenziali, o quelli per cui se ne rilevano le evidenze non riconducibili all'attuale sistema morfoclimatico, sono prevalentemente controllati dalla gravità e/o dalle condizioni idro-meteorologiche e di dilavamento *s.l.* I parametri predisponenti risultano principalmente collegati alla natura litotecnica delle unità riconosciute ed alla sistematica variabilità litostratigrafica che si riscontra lungo lo sviluppo delle successioni. A questo si aggiunge il locale assetto geometrico-strutturale che vede spesso, a contatto latero-verticale, litologie differenziabili dal punto di vista geotecnico e/o geomeccanico; si aggiunge, inoltre, la fratturazione, molto spesso significativamente frequente e pervasiva nelle litologie rocciose. La distribuzione della variabilità litologica lungo i versanti, sia costieri che dei rilievi interni, costituisce un'altra condizione predisponente legata alle caratteristiche morfometriche e topografiche del rilievo (cfr. *correlazione tra litologia e acclività o stress topografico*), per cui si instaurano frequentemente condizioni di disequilibrio geomorfologico, con fenomeni franosi anche di notevoli dimensioni.

I fenomeni di dissesto idrogeologico, caratteristici del territorio ischitano, hanno da sempre svolto un importante ruolo morfoevolutivo nell'ambito della

sua storia geologica (DEL PRETE & MELE, 2006). Tali fenomeni sono rappresentati in particolar modo da frane ed eventi alluvionali, che si ripetono da tempo (IV sec. a.C. - 2002; DEL PRETE & MELE, 2006), sia in condizioni pluviometriche particolarmente intense e/o prolungate, sia a seguito dell'attività vulcano-tettonica. Si è osservato (DEL PRETE & MELE, 2006) e riscontrato con il rilevamento geologico eseguito, che la loro distribuzione nell'ambito del territorio mostra una precisa corrispondenza e ripetitività con contesti fisiografici ben definiti per le loro peculiari specificità geologiche e geomorfologiche (falesie costiere, versanti strutturali, versanti litostrutturali, forre e fossi di incisione del reticolo idrografico). In alcuni casi particolari, settori interi di territorio ischitano sembrano essere stati interessati da fenomeni gravitativi del tipo D.G.P.V. o fenomeni complessi e/o di altro tipo (ORTOLANI *et alii*, 1989; ORTOLANI & PAGLIUCA 1990; GUADAGNO & MELE, 1992; ARRIGONI, 1991; MELE & DEL PRETE, 1998; DEL PRETE & MELE, 1999, 2006), per cui l'areale coinvolto si estende anche oltre l'attuale linea di costa, in ambiente subacqueo. Si tratta di veri e propri collassi di settore della morfostruttura del Monte Epomeo e/o di propaggini più avanzate, connessi alla evoluzione recente della regione ed agli effetti della vulcano-tettonica locale. A queste ultime fenomenologie è stata riferita la formazione di alcune unità (**LMO**, **PUS**, **BSR** e **GSN**) che, per i loro caratteri dimensionali e stratigrafici, hanno assunto il rango di unità litostratigrafiche, con una propria denominazione e connotazione stratigrafica. Un'attenta e complessiva analisi delle forme del rilievo, supportata da valutazioni strettamente geologiche e strutturali, consente di comprendere la complessa storia evolutiva recente dell'Isola d'Ischia attraverso il riconoscimento di forme relitte, talvolta non cartografabili e/o correlabili tra loro, legate ad antichi dissesti, chiaramente associate a condizioni climatiche e morfo-evolutive non compatibili con quelle attuali. La distribuzione e tipologia dei fenomeni franosi risente delle caratteristiche litologico-tecniche e strutturali delle unità, nonché, in alcuni casi, dal grado di degradazione chimico-fisica delle stesse, connesso agli importanti fenomeni di alterazione idrotermale e fumarolizzazione. Si passa da unità a consistenza "lapidea" (sia lave che tufi) a rocce cosiddette "deboli" (depositi piroclastici stratificati e/o addensati); da unità a composizione granulare, sciolte e/o addensate (depositi piroclastici sciolti) a unità a carattere coesivo (depositi piroclastici a prevalente componente cineritica e/o tufacei; depositi epiclastici a componente argillo-siltosa; depositi marini argillo-sabbiosi e a componente cineritica) da "consistenti" a "poco consistenti", a unità detritiche grossolane (eterometriche ed eterogenee, molto spesso a prevalente componente limo-argillosa).

Per la maggior parte dei corpi di frana cartografati è stato possibile ricostruire l'area di alimentazione e quindi una perimetrazione completa dell'area coinvolta nei suoi caratteri planimetrici e morfologici.

Le principali tipologie di frana riconosciute possono essere ricondotte a tre grandi gruppi con riferimento alle classificazioni note nella letteratura specializzata

(VARNES, 1978; HUTCHINSON, 1988); si possono definire quindi le seguenti tipologie:

1 - frane di crollo e/o ribaltamento spesso con scoscendimenti e rotolamento di massi isolati di varia dimensione,

2 - frane di scorrimento, prevalentemente con componente roto-traslazionale, talora evolventi a colata,

3 - frane di colamento, *debris-flow* e *debris-avalanche*.

È importante, comunque, rilevare che la fenomenologia franosa dell'Isola d'Ischia risulta anche strettamente connessa, per quanto riguarda gli aspetti legati all'innesco, alla sismicità dell'area, indotta dalla vulcano-tettonica.

1.1.1. - *Crollo, ribaltamento e rotolamento*

Si tratta di fenomenologie franose che caratterizzano settori orografici del territorio dell'Isola d'Ischia a morfometria da medio-alta a verticale. Sono questi i settori corrispondenti alla fascia costiera lungo tratti di falesia attiva ed alle scarpate morfologiche e strutturali del Monte Epomeo e dei duomi lavici. Tali tipologie si sono esplicate, sia in passato che di recente (ARRIGONI *et alii*, 1995; GUADAGNO & MELE, 1995; MELE & DEL PRETE, 1998; DEL PRETE & MELE 1999; 2006), in modo significativo ed evidente soprattutto lungo i versanti settentrionale ed occidentale del Monte Epomeo, tanto è che numerosi sono i blocchi, di varia dimensione (fino a svariati m³) che si ritrovano disseminati lungo tutto il versante, fino all'attuale linea di costa e nei tratti di mare antistante. Le cornici sommitali dei versanti, impostate nella successione tufacea del Monte Epomeo, risultano caratterizzate dalla presenza di famiglie di discontinuità con forte carattere pervasivo. L'assetto geometrico delle discontinuità, rispetto all'orientamento del versante esposto, definisce uno dei principali aspetti predisponenti l'innesco di fenomenologie franose del tipo crollo e/o ribaltamento. Molto spesso il crollo può evolvere in rotolamento lungo tutto il versante, così che i blocchi vengono portati anche molto lontano dall'area di alimentazione; in altri casi, i blocchi tufacei risultano ripresi da fenomeni franosi del tipo colamento e/o scoscendimento.

1.1.2. - *Scorrimento/scivolamento*

Queste tipologie si innescano prevalentemente in corrispondenza di unità detritiche e di alterazione. In particolare tale tipologia di dissesto interessa i settori di versante caratterizzati dalla presenza di coltri eluvio-colluviali, frequentemente pedogenizzate, o di prodotti di alterazione idrotermale. Nel primo caso, i materiali coinvolti risultano estremamente eterogenei (massi e ciottoli in matrice fine prevalentemente sabbiosa-limosa). Nel secondo caso si tratta di depositi sabbioso-limosi ed argillosi con scheletro detritico disperso. Alcuni di questi eventi

hanno assunto proporzioni considerevoli; degna di nota, così come descritto da GRABLOVITZ (1925) è la frana di località “Cava Pagliarito”, nel bacino di Fontana, avvenuta l’11 marzo del 1024, le cui evidenze, in un territorio ad alta dinamicità geomorfologica ed antropica, vengono ricostruite in modo dettagliato in DEL PRETE & MELE (2006). Così come in altri casi, la rapida e catastrofica evoluzione di interi settori di versante ha indotto all’abbandono di nuclei abitativi, come quello di Terzano (in Comune di Barano) tra gli anni ’60 e ’70 (DEL PRETE & MELE, 2006). In molti casi, per la natura dell’associazione litologica dei materiali coinvolti, tali fenomeni franosi possono evolvere in colamenti.

1.1.3. - *Colamento*

Fenomeni di colamento *s.l.* o complessi sono frequenti dove, per fenomeni di alterazione idrotermale e fumarizzazione della massa detritica, prevale la componente argillosa e dove le caratteristiche morfometriche del versante sono favorevoli. Per tali motivi, le fenomenologie franose del tipo colamento *s.l.* risultano particolarmente evidenti nei settori occidentale e settentrionale, lungo la fascia di raccordo tra il pedimonte ed i versanti strutturali del Monte Epomeo, dove è particolarmente concentrata la distribuzione degli areali dell’alterazione idrotermale. Particolarmente pericolosi e distruttivi risultano i fenomeni franosi del tipo “colata rapida di fango” che possono innescarsi lungo i versanti a medio-alta pendenza, la cui stratigrafia risulta caratterizzata dalla presenza di coperture piroclastiche sciolte e/o debolmente addensate (cineriti, pozzolane), con orizzonte pedogenizzato e poggianti su substrato litoide e/o con una netta soluzione di continuità nelle caratteristiche litotecniche e stratigrafiche. È questo il caso del tragico evento franoso, connesso al dissesto idrogeologico del 30 aprile 2006 che colpì il versante settentrionale del Monte di Vezi e la sottostante località denominata “Pilastrì”. In generale, le testate di frana possono trovarsi a quote anche molto elevate rispetto a quelle raggiunte dal materiale detritico a valle: si realizza così un dislivello di alcune centinaia di metri; i depositi assumono una geometria solitamente allungata che si adatta alla morfologia del territorio attraversato seguendo il reticolo idrografico o paleomorfologie sepolte. Considerate le caratteristiche reologiche ed idrauliche dei materiali coinvolti, le velocità sono molto elevate, con un alto potenziale distruttivo al passaggio. In alcuni casi particolari (cfr. settore occidentale e settentrionale), il corpo di frana raggiunge e supera l’attuale linea di costa. È il caso delle valanghe di detrito (*debris avalanche*) o delle colate di detrito e/o fango (*debris flow - mud flow*) di enormi dimensioni, non mappabili nella loro interezza in quanto quasi completamente disseccate dal reticolo idrografico attuale e parzialmente smantellate e quindi affioranti in lembi relitti. I materiali che costituiscono i corpi di frana risultano caratterizzati da una componente prevalentemente sabbioso-limosa e argillosa con, a luoghi, abbondante scheletro detritico eterometrico, dal piccolo ciottolo al grosso blocco (anche blocchi tufacei e pezzi di successione di alcuni m³).

1.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO

1.2.1. - *Alluvioni*

Particolarmente importante, nell'ambito dei processi legati al dissesto idrogeologico che caratterizza il territorio ischitano, è il ruolo svolto dai fenomeni di alluvionamento che periodicamente si realizzano in occasione di eventi idro-meteorologici intensi e/o prolungati. Per questo tipo di fenomenologia, l'aspetto predisponente, così come evidenziato in precedenza, è rappresentato dalle caratteristiche orografiche e morfometriche del territorio ischitano, esasperate talvolta, in modo significativo, dall'assetto morfostrutturale complessivo. Ne deriva una particolare disposizione del reticolo idrografico, predisponente a tali fenomenologie, con aste relativamente corte e molto acclivi ed un bacino idrografico caratterizzato dalla presenza di unità geologiche a bassa o nulla permeabilità e fortemente erodibili. Le conseguenze devastanti degli eventi alluvionali che hanno interessato in passato le aree costiere e di fondovalle, in particolare l'abitato di Casamicciola (DONZELLI, 1910), e il rischio che tuttora incombe, hanno, alla luce di quanto appena esposto, una precisa connotazione geologica e geomorfologica ed un diretto riscontro con la distribuzione e dimensione del tessuto antropico e del "carico" dei suoi aspetti strutturali ed infrastrutturali. Il rischio idrogeologico per alluvionamento dei centri urbani, disposti lungo i settori costieri alla confluenza o terminazione della rete di drenaggio, è infatti elevato. Gli alluvionamenti sul territorio ischitano risultano particolarmente violenti e catastrofici in quanto le ondate di piena sono accompagnate da significativi movimenti di massa e sono caratterizzate da notevole trasporto solido (*debris flow*) costituito anche da blocchi e massi tufacei di svariati m³, così come descritto e riportato nelle cronache e documentazioni dell'epoca (DONZELLI, 1910; Bordiga, 1914; DELIZIA, 1990; GUADAGNO & MELE, 1995; MELE & DEL PRETE, 1998).

1.2.2. - *Erosione costiera*

Gran parte delle coste basse dell'Isola d'Ischia presenta una tendenza evolutiva di tipo erosionale che, nel corso dell'ultimo cinquantennio, ha progressivamente depauperato una risorsa naturale di grande valore socio-economico.

La configurazione geomorfologica, i caratteri sedimentologici, il regime meteo-marino e gli assetti geoambientali identificano e differenziano nettamente i diversi settori costieri dell'isola.

Il Lido d'Ischia, Punta Molino e la spiaggia dei Pescatori disegnano la fascia costiera nel settore nord-orientale dell'isola. Nel corso degli anni la realizzazione di svariate opere di difesa ha indotto un accrescimento della spiaggia solo all'estremità settentrionale del Lido d'Ischia; l'ampia spiaggia che storicamente bordava Punta Molino è oggi completamente scomparsa mentre la spiaggia dei

Pescatori risulta sostanzialmente stabile (COCCO & IULIANO, 2002).

Caso esemplare e ampiamente discusso sia dal punto di vista scientifico che socio-economico, è quello del litorale dei Maronti, che si sviluppa lungo il settore meridionale dell'isola tra le località di Cava Fumarole, a ovest, ed il promontorio di Punta della Signora a est. Nel giro di circa 50 anni si è assistito al suo progressivo, e per certi aspetti naturale, degrado, con una netta accelerazione della tendenza evolutiva; l'eccezionale evento meteomarinico del dicembre del 1999 ha determinato la quasi totale erosione dei settori centro-occidentali. La spiaggia dei Maronti è stata oggetto, nel maggio 2002, di un ripascimento artificiale effettuato con sabbie prelevate dai fondali antistanti.

Le spiagge di Cava dell'Isola e di Citara sono localizzate nel settore occidentale dell'isola; costituiscono due tipiche *pocket beach* che mostrano una dinamica evolutiva meno esasperata rispetto ai settori precedenti (COCCO, 2001). Infatti sia la spiaggia di Cava dell'Isola che quella di Citara alternano a prolungati periodi di arretramento della linea di riva anche brevi periodi di stabilità e/o di avanzamento.

Con un'estensione di circa 400 m la spiaggia di San Francesco si sviluppa nel settore costiero nord-occidentale dell'isola che presenta ancora un'intensa tendenza erosionale concentrata prevalentemente nel settore settentrionale.

Altra tipica *pocket beach* dell'isola è la spiaggia di San Montano, ubicata tra i promontori lavici di M.te Vico e M.te Zaro, oggetto di ripascimenti.

2. - PERICOLOSITÀ SISMICA

Le informazioni più antiche sulla sismicità dell'Isola d'Ischia sono arricchite da elementi mitologici che rendono poco attendibili le fonti e successivamente al III-IV secolo d.C. non c'è memoria né di terremoti né di eruzioni per circa un millennio.

Notizie attendibili sulla sismicità dell'isola possono farsi risalire al 1228 quando, nel mese di luglio, viene segnalata una grossa frana lungo il versante settentrionale del Monte Epomeo. A questo fenomeno si associano il crollo di numerose abitazioni e 700 vittime. Per le dimensioni della catastrofe e sulla base dell'esperienza sui fenomeni franosi sullo stesso versante del Monte Epomeo in seguito ai terremoti del 1881 e 1883, il disastro del 1228 è da attribuire ad un forte sisma piuttosto che ad una frana (BUCHNER, 1986; GUIDOBONI & COMASTRI, 2005). Nel 1301-1302, in concomitanza con l'eruzione dell'Arso, sono segnalati eventi sismici con il crollo di molti edifici. Informazioni più complete sulla sismicità si hanno dalla fine del XVIII secolo, quando inizia una consistente attività sismica che si sviluppa ulteriormente nel secolo successivo. Particolarmente rilevanti sono i terremoti del 1796 (I_{max} = VIII grado MCS) e del 1828 (I_{max} = VIII-IX grado MCS) mentre molto gravi sono gli effetti degli eventi sismici del 1881 (I_{max} = IX grado MCS) e del 1883 (I_{max} = XI grado MCS) (CUBELLIS & LUONGO, 1998).

Quest'ultimo rappresenta il terremoto di maggiore energia rilevato ad Ischia in tempi storici; a questo segue un periodo di silenzio sismico che dura tutt'oggi, se si escludono alcuni eventi di piccola energia avvertiti all'inizio del 1900 ed i pochissimi microterremoti accaduti dagli anni '80 del secolo scorso. I terremoti d'Ischia mostrano le seguenti caratteristiche (Tab. 4; Fig. 158):

Tab. 4 - *Terremoti dell'Isola d'Ischia dal 1228 (scala MCS) (CUBELLIS & LUONGO, 1998).*

	ANNO LOCALITA'	I _{max} (MCS)	DANNI E VITTIME
1228	Casamicciola	IX-X	700 morti, grossa frana dall'Epomeo.
1302	Settore orientale dell'isola	VIII	Crollo di molti edifici.
1557	Campagnano	VII-VIII	Crollo della Chiesa Parrocchiale.
1762	Casamicciola	VII	Danni alle abitazioni di Casamicciola.
1767	Settore orientale dell'isola	VII-VIII	Crollo della Chiesa del Rotaro.
1796	Casamicciola	VIII	7 morti, gravi danni nella parte alta di Casamicciola.
1828	Casamicciola	VIII-IX	28 morti, 50 feriti, gravi danni nella parte alta di Casamicciola.
1841	Casamicciola	VII	Lesioni agli edifici.
1863	Casamicciola	VII	Crollo di muri a secco, piccole frane dall'Epomeo.
1867	Casamicciola	VI-VII	Lievi danni per gli edifici in Casamicciola.
1881	Casamicciola	IX	126 morti, molti feriti, molti crolli a Casamicciola e Lacco.
1883	Casamicciola	XI	2333 morti, 762 feriti, molti crolli a Casamicciola, Lacco Ameno e Forio.

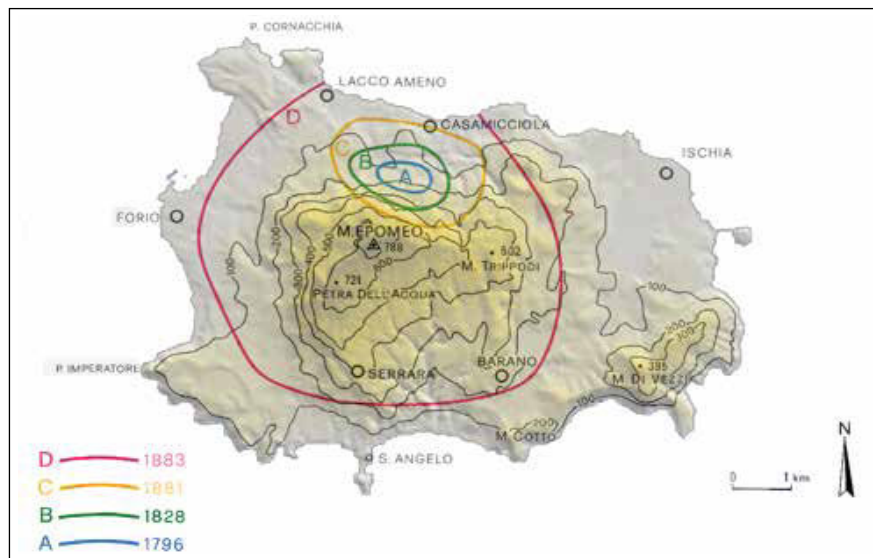


Fig. 158 - *Aree di danneggiamento dei terremoti storici più intensi: 1796 (A), 1828 (B), 1881 (C), 1883 (D). La distribuzione dei danni mostra che per tutti gli eventi rappresentati l'area epicentrale è sempre localizzata nel settore nord-occidentale dell'isola e la città più colpita risulta Casamicciola (da CUBELLIS & LUONGO, 1998, modificata).*

- persistenza dell'area epicentrale nel settore nord-occidentale dell'isola;
- piccola profondità ipocentrale (minore di 2 km);
- elevata intensità a fronte della moderata energia sismica liberata;
- rapida attenuazione dell'intensità con la distanza.

Gli effetti del terremoto del 28 luglio 1883 furono disastrosi: Casamicciola fu rasa al suolo, Lacco Ameno fu quasi completamente distrutta, danni gravi si registrarono a Forio, più lievi danni furono rilevati a Serrara Fontana e Barano, meno danneggiati furono il centro abitato di Ischia e quelli localizzati nella parte orientale dell'isola; i morti furono 2333, i feriti 706. Le fonti bibliografiche e la documentazione storica di questo terremoto sono particolarmente ricche ed hanno consentito di ricostruire fedelmente il danneggiamento a Casamicciola ed in tutta l'isola, ottenendo un dettagliato campo macrosismico (Fig. 159) (DE ROSSI, 1884; MERCALLI, 1884; JOHNSTON-LAVIS, 1885; PALMIERI & OGLIALORO, 1884; LUONGO *et alii*, 1987; CUBELLIS & LUONGO, 1998; BOSCHI *et alii*, 2000; MOLIN *et alii*, 2003; CUBELLIS *et alii*, 2004; CPT04 Working Group 2004; LUONGO *et alii*, 2006). Da questo emerge il rapido decadimento dei valori con la distanza dall'area di massima intensità (X-XI grado MCS), a testimonianza di una forte attenuazione dell'energia sismica nella propagazione delle onde e della notevole superficialità della sorgente.

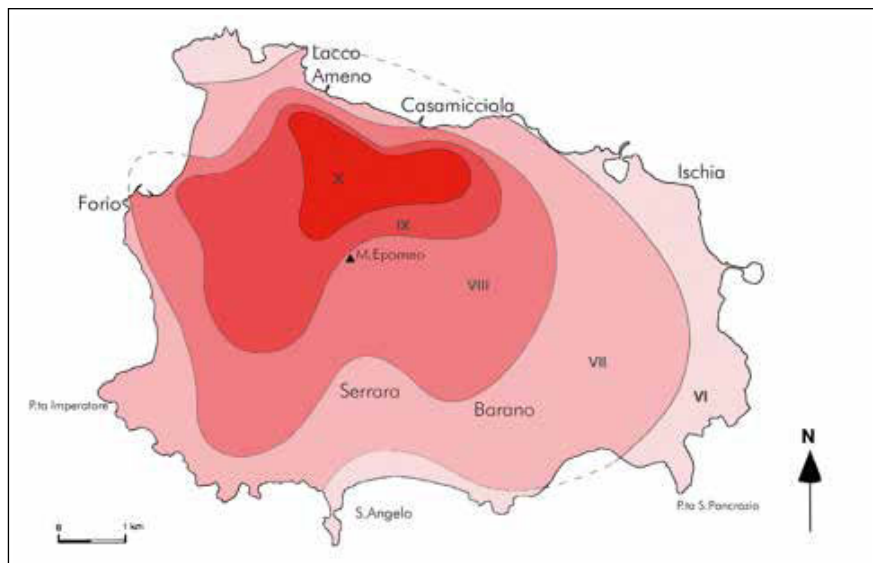


Fig. 159 - Isosiste del terremoto di Casamicciola del 28 luglio 1883 (scala MCS). L'area di massima intensità è del X grado e si sviluppa sul versante settentrionale del Monte Epomeo, interessando Casamicciola e Lacco Ameno (area epicentrale). Le isosiste di maggiore intensità mostrano un allungamento E-O e N-S mentre le isosiste di grado inferiore bordano l'Epomeo simulando processi di canalizzazione dell'energia sismica liberata alla sorgente (CUBELLIS & LUONGO, 1998; LUONGO *et alii*, 2006).

L'analisi delle isosiste consente di localizzare il terremoto nella parte settentrionale dell'isola, al bordo del Monte Epomeo, ad una profondità compresa tra 1 e 2 km, e di ottenere, attraverso l'utilizzo di leggi empiriche, un valore della magnitudo compreso tra 4,3 e 5,2. Inoltre dall'analisi dello sviluppo delle isosiste di massimo grado è stata ottenuta la geometria della sorgente, mentre da quello relativo alle isosiste di medio-alta intensità sono state tratte informazioni sulle proprietà fisiche del mezzo attraversato dalle onde sismiche. Nel caso in esame l'allungamento dell'isosista di massimo grado in direzione E-O suggerisce che la sorgente del terremoto del 1883 abbia all'incirca la stessa direzione; mentre l'allungamento delle isosiste di intensità medio-alta in direzione N-S, prevalentemente lungo il versante occidentale del Monte Epomeo, mostrerebbe la presenza di strutture che canalizzano l'energia il cui significato tettonico appare alquanto oscuro. È stato ipotizzato che tale andamento sia causato da un effetto ombra per la presenza di masse a più bassa rigidità al di sotto dell'Epomeo (laccolite). In tal caso le faglie bordiere separerebbero volumi di roccia a diversa rigidità, simulando un canale di propagazione preferenziale dell'energia sismica.

Ai contributi della sorgente e della propagazione si aggiungono gli effetti locali, conferendo al campo macrosismico una notevole complessità. Una definizione migliore dei vari contributi al campo macrosismico è stata ottenuta attraverso l'analisi integrata dei dati di dettaglio sul danneggiamento, rilevati da fonti archivistiche, e della geologia di superficie. Questo studio ha mostrato che nei siti caratterizzati da terreni sciolti affioranti l'intensità presenta un incremento di un grado MCS (CUBELLIS *et alii*, 2004; LUONGO *et alii*, 2006; CARLINO *et alii*, 2009).

Ad Ischia, nonostante il lungo silenzio sismico, il problema della difesa dai terremoti è sempre attuale; il quadro tettonico dell'isola infatti non consente di escludere una riattivazione delle strutture sismogenetiche, anche se le condizioni geologiche dell'isola, sia per il ridotto spessore dello strato fragile che per la sua intensa fratturazione, fanno escludere l'occorrenza di terremoti di elevata energia (CARLINO *et alii*, 2006; LUONGO *et alii*, 2006). Infatti i gradienti termici elevati nell'isola, anche superiori a 150° C/km, indicano la presenza di rocce ad alta temperatura a piccola profondità a tetto delle quali si sviluppa uno strato fragile dello spessore di circa 2 km. Le rocce ad elevata temperatura hanno un comportamento duttile e quindi sono incapaci di accumulare energia elastica. Queste condizioni trovano conferma nella bassa energia degli eventi sismici registrati nell'isola caratterizzati da piccoli volumi sismogenetici. Questi sono stati calcolati utilizzando lo spessore dello strato fragile e l'estensione complessiva delle aree epicentrali dei terremoti storici. Dal valore ottenuto è stata dedotta la magnitudo massima attesa di 5.3, nell'ipotesi che il volume sismogenetico liberi energia in un unico evento (LUONGO *et alii*, 2006). Tale magnitudo è molto prossima al valore più elevato ottenuto dall'analisi del campo macrosismico del terremoto del 1883, compreso tra 4,3 e 5,2. I dati sulla sismicità storica, ed in particolare

quelli relativi al terremoto del 1883, unitamente a quelli della geologia e della tettonica dell'isola, hanno consentito di predisporre uno scenario sulla severità dei danni attesi per un futuro terremoto nell'area dal quale emerge una suddivisione del territorio in quattro zone con diverso grado di danneggiamento (Fig. 160).

3. - PERICOLOSITÀ VULCANICA

L'Isola d'Ischia, come peraltro i Campi Flegrei e il Somma Vesuvio, sono aree con un alto livello di rischio vulcanico, sia per la natura esplosiva delle eruzioni sia per l'elevata densità di popolazione delle aree che potrebbero essere interessate.

Sull'Isola d'Ischia la popolazione permanente è di circa 50.000 persone, concentrate in sei comuni, popolazione che aumenta moltissimo durante i mesi estivi

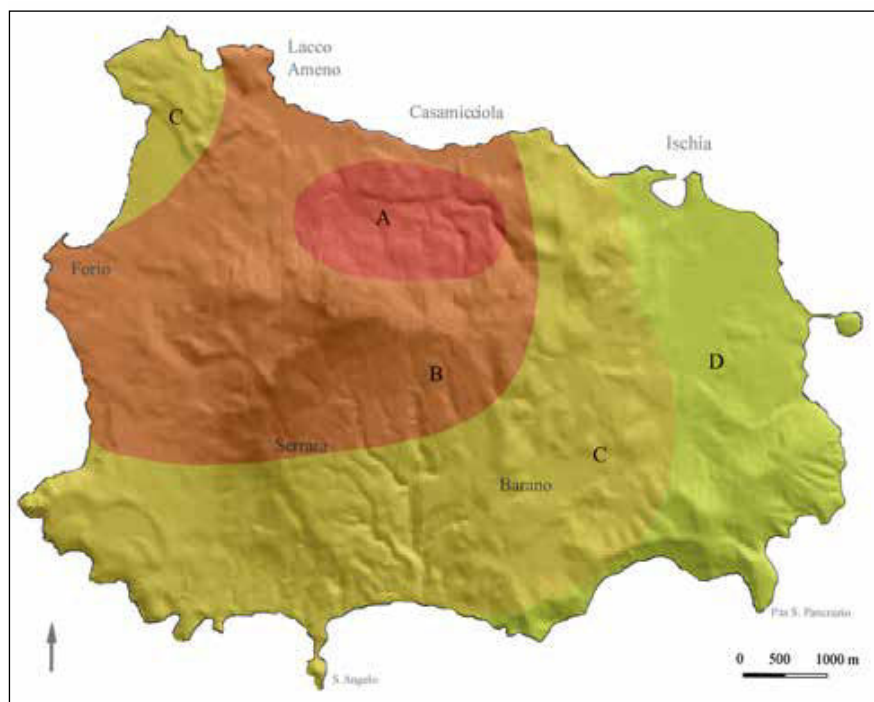


Fig. 160 - Mappa del danno atteso per futuri eventi sismici nell'isola per un terremoto la cui sorgente è ubicata nel settore settentrionale dell'isola con energia comparabile a quella del terremoto del 1883. Sono state individuate 4 aree con livelli di scuotibilità decrescente e del danno atteso (da CUBELLIS et alii, 2004, modificata). A: alto (collasso e/o distruzione fin oltre il 75% delle costruzioni); B: medio-alto (collasso e/o distruzione di circa il 50% delle costruzioni); C: medio (collapsi rari e seri danni di circa il 25% delle costruzioni); D: basso (lesioni diffuse).

per le presenze turistiche. Diventa pertanto importante cercare di valutare quale, quando e dove potrà avvenire la prossima eruzione. Inoltre, vista la vicinanza dell'isola ai Campi Flegrei ed a Napoli, è importante capire le ricadute non soltanto a livello locale ma anche a scala più ampia.

L'Isola d'Ischia ha ricevuto, sino ad oggi, scarsa attenzione relativamente alla valutazione ed alla mitigazione della pericolosità vulcanica. Ad oggi non esiste una valutazione complessiva di tale pericolosità fatta eccezione per un lavoro recente di pericolosità da flussi piroclastici di ALBERICO *et alii* (2008). La storia evolutiva del campo vulcanico indica che, nel recente passato, i fenomeni eruttivi e quelli connessi quali terremoti, frane e movimenti verticali, hanno condizionato lo sviluppo delle attività umane sull'isola, provocando anche notevolissime perdite di vite, basti pensare alle 700 vittime provocate dal franamento del versante settentrionale del Monte Epomeo (BARBERI *et alii*, 2004), innescato da un violento terremoto che precedette l'eruzione dell'Arso del 1302, oppure alle 2300 vittime dei terremoti di Casamicciola del periodo 1796-1883, terremoti estremamente superficiali legati ai fenomeni di risorgenza del Monte Epomeo (CUBELLIS & LUONGO, 1998).

Il lavoro intrapreso con il progetto CAR.G. ha mostrato che Ischia presenta una storia vulcano-tettonica molto più complessa e articolata di quella conosciuta fino ad oggi.

L'approccio che è stato utilizzato ad Ischia, dove la geologia delle aree emerse del campo vulcanico è stata integrata dalla raccolta di dati relativi alle aree marine circostanti, fornisce per la prima volta un esempio di integrazione di dati geologici, geofisici e di geologia subacquea e marina. Questo risulta particolarmente importante per la valutazione globale della pericolosità dei fenomeni naturali che possono interessare l'isola.

Per la valutazione della pericolosità vulcanica è necessario stimare, in funzione della conoscenza della storia passata del vulcano, quando avverrà la ripresa dell'attività, con quali modalità questa avverrà in termini di volumi eruttati e stile eruttivo e dove avverrà l'apertura di nuove bocche.

Nella storia eruttiva di Ischia nel periodo compreso tra 150 e 60 ka sono avvenute grandi eruzioni con VEI molto elevato (5-6), di tipo pliniano ed ultrapliniano, alimentate da magma trachitico. Nelle epoche successive i centri eruttivi si sono disposti intorno al blocco risorgente del Monte Epomeo e nelle aree marine circostanti mentre il blocco risorgente non è stato più interessato da eruzioni. La tipologia degli eventi degli ultimi 40 ka è stata molto variabile, da effusiva a subpliniana (VEI 0-4). Il vulcanismo si è sviluppato arealmente in diversi settori dell'isola ed una grande variabilità si è osservata anche nella localizzazione delle bocche eruttive con una progressiva riduzione delle aree interessate da apertura di bocche. A sud-est si aprono fratture regionali con vulcanismo esplosivo basico (centri di Vateliero, Molara, Punta della Cannuccia). Ad est e nord-est il

vulcanismo si evolve con la formazione di un esteso campo vulcanico formato da duomi, coni di scorie, centri eruttivi esplosivi che hanno alimentato eruzioni pliniane e flussi piroclastici, a nord con i duomi ed i coni di tufo di Casamicciola, a nord-ovest con i centri eruttivi dell'area di Zaro e a sud-ovest con centri eruttivi nell'area di Panza e nel campo vulcanico occidentale *off-shore*. In questa fase l'attività eruttiva appare fortemente connessa ad intense deformazioni del suolo. Prosegue infatti la risorgenza dell'Epomeo che collassa sui fianchi settentrionali, occidentali e meridionali con messa in posto di *debris avalanche* che invadono l'area marina per decine di km².

La storia eruttiva e le caratteristiche strutturali dell'isola non indicano l'esistenza di ciclicità nell'evoluzione del vulcanismo che potrebbero aiutare nella definizione degli eventi attesi in caso di riattivazione del vulcanismo. La ricostruzione vulcanologica evidenzia che il campo vulcanico è soggetto a periodi di crisi eruttive distribuite senza apparente regolarità. Questo implica la impossibilità a prevedere chiaramente il comportamento futuro del vulcano e quindi ad operare con un criterio tipo "evento atteso". Nonostante questo, possono essere fatte alcune considerazioni.

Nel periodo 150-20 ka si è osservato il massimo sviluppo areale del campo vulcanico, con crisi eruttive parossistiche di tipo pliniano ed ignimbritico intorno a 100 ka e 60 ka fa. La seconda crisi ha portato all'emissione di colate piroclastiche che hanno invaso circa 600 km² di territorio subaereo e marino. In questa fase il campo vulcanico era alimentato da camere magmatiche di grandi dimensioni di composizione esclusivamente trachitiche. Un cambiamento nel sistema di alimentazione del vulcano si osserva intorno ai 20 ka quando l'attività effusiva ed esplosiva è alimentata anche da magmi mafici (latiti-shoshoniti) oltre che da magmi trachitici (VEZZOLI, 1988) e si consolida nella storia eruttiva olocenica del campo vulcanico (vedi paragrafo composizione dei prodotti). Questo aspetto appare rilevante per la scelta delle possibili opzioni da considerare per l'eventuale ripresa di attività, in quanto il sistema di alimentazione trachitico potrebbe avere subito una riduzione significativa in area e volume consentendo una più facile risalita dei magmi mafici profondi che nei periodi precedenti venivano invece assorbiti dal sistema trachitico.

Il cambiamento nel sistema di alimentazione porta quindi a considerare come riferimento per la valutazione di pericolosità la storia eruttiva olocenica di Ischia.

Scenari eruttivi

Prendendo a riferimento il periodo olocenico di attività, si individuano cinque diverse tipologie di eruzioni delle quali è possibile ricostruire lo scenario sul quale basare future valutazioni di pericolosità:

Scenario a: eruzioni di tipo stromboliano (es: Vateliero)

Scenario b: eruzioni di tipo stromboliano-vulcaniano-effusivo (es: Arso-Zaro)

Scenario c: eruzioni miste di tipo effusivo, con associata attività vulcaniana

(es: Rotaro-Bosco della Maddalena)

Scenario d: eruzioni esplosive idromagmatiche (es: Piano Liguori e *tuff cones* del Puzzilla)

Scenario e: eruzioni subpliniane e pliniane (es: Cretaio)

Scenario a. Sono eruzioni frequenti alimentate da risalita di magmi relativamente basici, latiti e shoshoniti, che portano alla formazione di coni di scorie. Queste eruzioni sono legate ad aperture di fratture eruttive connesse a strutture tettoniche regionali sia in aree emerse che in aree marine, incluso il canale tra Ischia e Procida frequentemente interessato nel passato ad una risalita dei magmi basici (es: Solchiaro). Lo scenario eruttivo prevede attività balistica e di fontanamento di lava con una distribuzione areale dei prodotti dell'ordine del km² intorno al centro di emissione. In caso di apertura di bocca in area marina, l'esplosività può variare in maniera significativa per transizione ad attività idromagmatica con evoluzione ad attività esplosiva surseyana e transizione allo scenario d.

Scenario b. Relativamente frequenti; sono eruzioni miste, esplosive ed effusive, alimentate da magmi interessati da mescolamento di composizione variabile da trachitica a latitica. L'ultima eruzione avvenuta ad Ischia, l'Arso, esemplifica questi eventi. In apertura possono avvenire fasi esplosive vulcaniane con emissione di breccie grossolane depositate nell'area della bocca eruttiva e ricaduta di materiale fine, ceneri, sino a distanze considerevoli. A questa fase può seguire un'attività stromboliana con costruzione di coni di scorie ed infine l'attività si evolve ad effusiva con messa in posto di colate di lava. L'effusione di lave, caratterizzate da viscosità elevata, può perdurare per lunghi periodi di tempo, mesi, anni.

Scenario c. Ischia è caratterizzata da numerosi duomi lavici sia nelle fasi eruttive antiche che nell'Olocene. La risalita di magmi viscosi e la costruzione di cupole laviche duomiformi è associata normalmente all'attività esplosiva, che temporalmente si colloca in vari periodi della costruzione del duomo. È comune una fase esplosiva che precede la messa in posto del duomo lavico. Questa attività esplosiva è in genere di tipo vulcaniano, quindi caratterizzata da esplosioni discrete capaci di generare colonne termiche con dispersione di prodotti di caduta sino a distanze considerevoli, lancio intenso di proietti balistici nelle zone prossimali, formazione di livelli di breccie e possibilità di generazione di correnti piroclastiche diluite, *surge*. La messa in posto di duomi avviene in tempi lunghi, dell'ordine di anni. La risalita e l'estrusione dei magmi viscosi trachitici che formano ad esempio i duomi del Rotaro e del Montagnone comporta, oltre a problematiche nelle aree di emissione, fenomeni indotti locali, quali deformazioni del suolo positive e negative con associati terremoti che possono condizionare, per tempi prolungati, la vita sull'isola.

Scenario d. L'attività esplosiva idromagmatica e freatomagmatica caratterizza comunemente le successioni ischitane sia antiche che recenti. Anche nel periodo preso a riferimento per la pericolosità sono numerosi i depositi di eruzioni di

questo tipo particolarmente pericolosi per l'ampio areale di dispersione dei prodotti piroclastici di flusso e di caduta. L'evento massimo di questo tipo che è stato osservato è un'eruzione definita da ORSI *et alii* (1998) come freatopliniana. Lo scenario eruttivo prevede la formazione di colonne piroclastiche cariche di cenere che generano ricaduta di ceneri fini in areali molto vasti e scorrimento di PDC diluite nelle zone prossimali. Comuni sono anche eruzioni esplosive idromagmatiche legate alla costruzione di coni di tufo litorali; anche in questo caso lo scenario eruttivo prevede la deposizione di materiale piroclastico di caduta cineritico, in spessori molto rilevanti, prevalentemente in prossimità della bocca eruttiva, con costruzione di un cono di tufo e scorrimento di colate piroclastiche turbolente, *surge*.

Scenario e. Prevede la formazione di colonne eruttive pliniane o subpliniane caratterizzate da una colonna con altezza variabile da 10-15 km a 20-30 km. L'inizio dell'eruzione può essere caratterizzato da dispersione di ceneri di caduta e/o di flusso piroclastico legate a fasi iniziali di interazione acqua-magma oppure a collassi della colonna pliniana instabile nella fase transiente di formazione della colonna stessa. Segue un periodo della durata di ore di caduta di piroclasti dalla nube pliniana, la cui dispersione è controllata dai venti in quota e di proiettili balistici nelle zone prossime al condotto eruttivo. Se la colonna eruttiva pliniana è instabile possono avvenire collassi parziali della colonna stessa con generazione di correnti di densità piroclastica oppure, eventualmente alla fine della fase di alimentazione sostenuta della colonna, il collasso totale della stessa ancora con generazione di correnti di densità piroclastica. Questo tipo di attività presenta un grado di distruttività elevatissimo e perdita di vite umane nelle aree di scorrimento delle colate piroclastiche; rappresenta l'evento massimo che potrebbe avvenire in caso di ripresa di attività sull'isola. L'eruzione di riferimento è rappresentata dall'eruzione delle pomice del Cretaio avvenuta da un centro eruttivo ubicato a sud di Ischia Porto, intorno al I° secolo d.C.

Probabilità di apertura di bocche eruttive

La geologia del campo vulcanico appare, come già detto in precedenza, complessa. Nel periodo di riferimento (ultimi 10 ka) fratture eruttive e gruppi di edifici vulcanici sono localizzati sull'intero perimetro dell'isola mentre nel settore centrale risorgente non si è mai sviluppato vulcanismo. Per la valutazione della probabilità di apertura di bocche eruttive è stata utilizzata la procedura già adottata da SCANDONE & D'ANDREA (1994) per i Campi Flegrei e da ALBERICO *et alii* (2008) per la stessa Ischia. La valutazione di apertura di nuove bocche eruttive è di tipo empirico e si basa sulla distribuzione spaziale di dati che possono dare indicazioni sulle vie preferenziali per la risalita di magma. I dati presi in considerazione per questa valutazione sono:

- 1) Localizzazione degli epicentri dei terremoti (ALESSIO *et alii*, 1996) (Fig. 161a)
- 2) Ubicazione delle fumarole (carta geologica CARG. scala 1:10.000) (Fig. 161b);
- 3) Ubicazione dei centri eruttivi (carta geologica CARG. scala 1:10.000) (Fig. 161c);

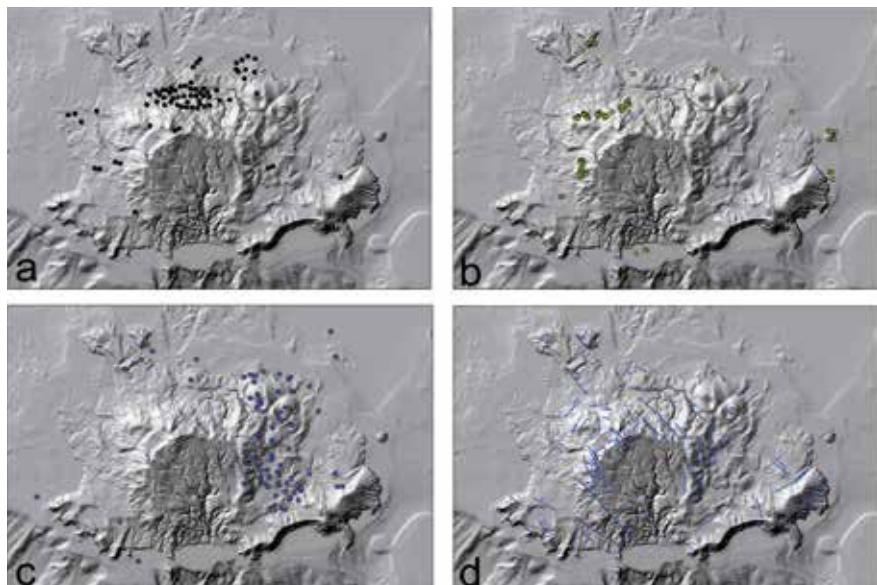


Fig. 161 - Dati utilizzati per la valutazione della probabilità di apertura bocche.

4) Distribuzione dei sistemi di faglie (carta geologica CARG. scala 1:10.000) (Fig. 161d).

La valutazione della probabilità di apertura di bocche è stata valutata sommando i valori delle griglie per i quattro parametri di Figura 161 ottenendo la mappa di Figura 162.

In Figura 163 si osserva che, fatta eccezione per la parte centrale del blocco del Mte. Epomeo, tutta l'isola è soggetta ad una possibile nuova eruzione, sebbene la maggior parte delle zone abbia un valore basso.

Grandi frane e valanghe di detrito innescate dalla vulcano-tettonica

La storia evolutiva dell'isola è caratterizzata da ripetute fasi di sollevamento sia del blocco centrale dell'Epomeo che dell'isola in generale. Questi sollevamenti sono correlati al vulcanismo ed in maniera più specifica all'intrusione di magma a bassa profondità (circa 2 km, SBRANA *et alii*, 2009) che provoca il sollevamento della crosta soprastante. I sollevamenti provocano il collasso di settore (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006) dei fianchi della successione tufacea intracalderica del Monte Epomeo le cui caratteristiche meccaniche appaiono degradate da processi di argillificazione e da un'intensa fratturazione indotta dalla spinta verticale di corpi magmatici relativamente superficiali. Lo scenario basato sulla ricostruzione geologica di *debris avalanche* individuate nei settori nord, ovest ed est dell'isola e nelle aree marine circostanti, prevede movimenti verticali del suolo associati a

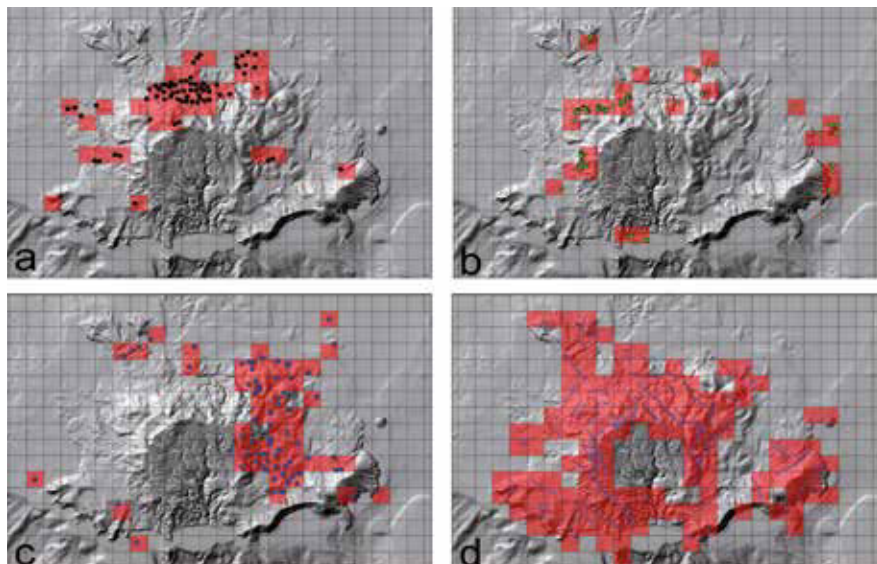


Fig. 162 - L'Isola di Ischia è stata suddivisa in quadrati con cella di 500x500 m; per ogni cella della griglia è stata valutata la presenza o assenza di ognuno dei parametri presi in considerazione in Figura 161 ottenendo delle mappe di tipo Booleano. Ogni cella della griglia acquisisce in questo modo un valore di 1 (presenza) o di 0 (assenza).

terremoti e collassi dei settori esterni del blocco risorgente del Monte Epomeo. La volumetria delle *debris avalanche* è stimata in circa $0,1 \text{ km}^3$ considerando le porzioni terrestri e marine dei depositi. I versanti che possono essere interessati dai collassi hanno ampiezze dell'ordine di 1-1,5 km. Le località a valle sarebbero ovviamente devastate completamente dal passaggio delle valanghe di detriti. Un fenomeno indotto da questo tipo di evento franoso è la generazione di tsunami devastanti per l'area campana (TINTI *et alii*, 2006).

L'Isola d'Ischia è stata interessata nei secoli scorsi e nel passato recente da forti terremoti molto superficiali (1-5 km) (BARBERI *et alii*, 2004). La presenza di versanti strutturali molto acclivi, modellati in rocce tufacee fratturate ed argillificate, ha frequentemente indotto la formazione di frane associate allo scuotimento del suolo. Lo scenario previsto è il distacco da versanti strutturali predisposti e l'accumulo di depositi di frana anche di grande spessore in concomitanza di grandi terremoti. Eventi meteo estremi possono indurre, sui versanti acclivi ricoperti da ceneri e lapilli incoerenti, lo sviluppo di colate rapide fangose che scendono velocemente lungo il pendio travolgendo edifici, ponti e strade. Negli ultimi anni si sono intensificati eventi di questo tipo. Tra questi le drammatiche colate fangose avvenute nel 2005 nel settore occidentale dell'isola, area dell'Arenella e nel 2009 nel settore settentrionale, area di Casamicciola.

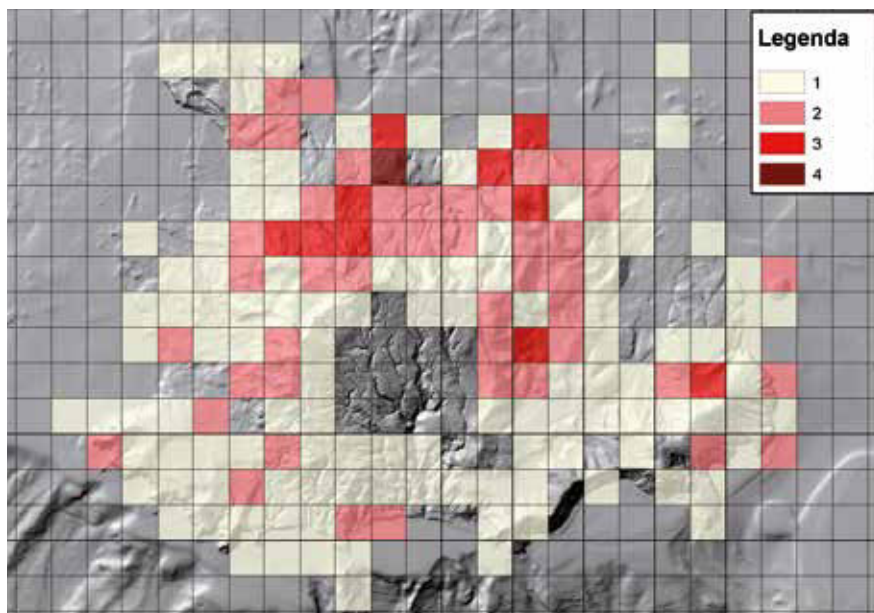


Fig. 163 - La valutazione della probabilità di apertura di bocche per ogni singola cella della griglia è stata ottenuta sommando i valori delle griglie di Figura 161. Probabilità da bassa (1) ad alta (4).

4. - IL SISTEMA IDROTERMALE DELL'ISOLA

4.1. - INTRODUZIONE

Un sistema idrotermale può essere definito in generale come un insieme di fluidi caldi che circolano lateralmente e verticalmente al di sotto della superficie terrestre. Un sistema idrotermale consiste quindi di tre componenti essenziali: una sorgente di calore, una fase fluida acquosa e delle rocce serbatoio. Le rocce interessate dalla circolazione di fluidi idrotermali subiscono normalmente vari gradi di trasformazioni chimiche e mineralogiche che prendono il nome di alterazioni idrotermali. L'alterazione idrotermale è un processo molto complesso che comprende una serie di modificazioni mineralogiche, chimiche e tessiturali derivanti dall'interazione di soluzioni acquose calde con le rocce da esse attraversate. In sostanza, i fluidi idrotermali esercitano un attacco chimico-fisico sulle associazioni mineralogiche che costituiscono le rocce incassanti. Il risultato di questa interazione è che le associazioni mineralogiche primarie sono rese instabili dalla presenza di questi fluidi caldi (ed in molti casi aggressivi data la presenza in soluzione di fasi acide come H_2SO_4 , HCl , H_2CO_3) e tendono a riequilibrarsi formando

nuove associazioni mineralogiche stabili alle nuove condizioni chimico-fisiche. Questo processo può essere considerato una forma di metasomatismo che comprende lo scambio di componenti chimici tra i fluidi e le rocce incassanti. Di conseguenza anche i fluidi stessi possono cambiare la loro composizione come conseguenza dell'interazione con le rocce. I principali fattori che controllano i processi di alterazione idrotermale sono:

- 1) la natura delle rocce incassanti;
- 2) la composizione dei fluidi in termini di concentrazione, attività e potenziale chimico dei componenti disciolti in soluzione (H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , S etc.);
- 3) la temperatura.

L'Isola d'Ischia rappresenta una delle principali realtà termali italiane grazie alla sua natura vulcanica attiva ed al sistema di corpi intrusivi che ne caratterizzano il sottosuolo. Le risorse termali dell'isola sono state sfruttate fin dall'epoca Greco-Romana ed attualmente rappresentano la principale risorsa socio-economica dell'isola attraverso l'industria termale (SPA) e turistica. Inoltre, l'Isola d'Ischia possiede importanti potenzialità anche per quanto riguarda la geotermia classica finalizzata alla produzione di energia elettrica. Prospezioni geotermiche, svolte negli anni '50, hanno evidenziato l'esistenza di un sistema geotermico ad alta temperatura ($\sim 240^\circ C$) alla profondità di circa 1000 metri nel sottosuolo della porzione occidentale dell'isola (PENTA & CONFORTO, 1951).

4.2. - ALTERAZIONE IDROTERMALE SUPERFICIALE

Le evidenze geologiche relative all'intensa attività idrotermale che caratterizza ed ha caratterizzato anche in passato l'Isola d'Ischia, sono rappresentate dalle aree di alterazione idrotermale superficiale rilevate in molte parti dell'isola (Fig. 164).

Le aree interessate da alterazione idrotermale superficiale sono state distinte in:

- 1) aree attive: in cui la presenza di attività fumarolica e di *steaming ground* testimonia un processo di alterazione idrotermale in atto;
- 2) aree fossili: in cui sono assenti manifestazioni idrotermali attive, ma che presentano evidenze mineralogiche e tessiturali che testimoniano un'alterazione idrotermale che le ha interessate nel passato.

Sulla base della mineralogia di alterazione idrotermale dei campioni studiati sono state distinte due facies di alterazione idrotermale superficiale: facies argillitica e facies argillitica avanzata.

- Facies argillitica: questa facies di alterazione è caratterizzata dalla formazione di minerali del gruppo delle smectiti (montmorillonite, beidellite, nontronite) ed in parte minore da caolinite ed idrossidi di ferro (goethite). Questi minerali vanno a sostituire principalmente i plagioclasi, i feldspati e la massa di fondo vetrosa delle rocce vulcaniche ischitane. La facies di alterazione argillitica è indicativa di condizioni di pH dei fluidi idrotermali da debolmente a moderatamente acide ($4 < pH < 7$).



Fig. 164 - Area di alterazione idrotermale attiva di Rione Bocca.

- Facies argillitica avanzata: l'alterazione argillitica avanzata è causata da un intenso attacco acido delle rocce originarie con la completa sostituzione della massa di fondo vetrosa, dei feldspati e dei minerali femici primari da parte di minerali del gruppo dell'alunite (alunite, natroalunite, jarosite) ed in parte minore caolinite. La facies di alterazione argillitica avanzata è indicativa di condizioni di pH dei fluidi idrotermali acide ($2 < \text{pH} < 4$); inoltre la presenza di minerali del gruppo della alunite suggerisce una elevata attività dello ione solfato nelle soluzioni idrotermali coinvolte nei processi di alterazione.

Lo studio mineralogico e petrografico delle unità che costituiscono il blocco risorgente del Monte Epomeo (Tufo verde del Monte Epomeo, *tufo dei Frassitelli* e *tufo del Pizzone*) ha permesso di identificare quattro facies di alterazione idrotermale sulla base dei minerali di alterazione che le caratterizzano.

Facies (1): strati misti illite/smectite (I/S)

Facies (2): zeoliti e strati misti I/S

Facies (3): fengite, albite, adularia

Facies (4): strati misti clorite-smectite (C/S), albite, adularia

Facies (1)

L'alterazione idrotermale che caratterizza questa facies è pervasiva ed interessa prevalentemente la massa di fondo dei tufi ed in maniera subordinata i feno-

cristalli di sanidino, plagioclasio e clinopirosseno. La paragenesi mineralogica d'alterazione idrotermale è dominata dalla presenza di strati misti I/S criptocristallini. Rara natrolite è stata trovata, associata agli strati misti I/S, come alterazione dei fenocristalli primari di plagioclasio.

Facies (2)

Questa facies è caratterizzata da un'alterazione idrotermale non pervasiva che ha interessato principalmente la massa di fondo dei tufi. L'associazione mineralogica idrotermale è costituita da zeoliti (natrolite e fillipsite) associate a quantità subordinate di strati misti illite-smectite (I/S). Questi minerali secondari sono generalmente micro e criptocristallini e sostituiscono la massa di fondo e localmente i fenocristalli primari di sanidino e plagioclasio.

Facies (3)

L'alterazione idrotermale che caratterizza questa facies è stata molto intensa e pervasiva ed ha sostituito quasi completamente la massa di fondo ed i fenocristalli primari (plagioclasio, sanidino e clinopirosseno). La paragenesi mineralogica idrotermale è costituita principalmente da fengite. Questo minerale è presente come alterazione della massa di fondo e forma dei bordi di reazione attorno ai fenocristalli primari. Albite ed adularia, associati alla fengite, sono presenti come sostituzione del plagioclasio e del sanidino primario. L'illite è stata ritrovata esclusivamente in piccole vene come alterazione del sanidino. Quantità accessorie di pirite e calcite sono talvolta presenti in associazione alla fengite come alterazione della massa di fondo. L'applicazione del geotermometro dell'illite (BISHOP & BIRD, 1987) alla composizione delle fengiti e delle illiti analizzate in questa facies indica temperature di formazione attorno ai 220-230°C.

Facies (4)

Questa facies è caratterizzata da un'alterazione idrotermale fortemente pervasiva che spesso oblitera completamente la massa di fondo ed i fenocristalli primari (plagioclasio, sanidino e clinopirosseno). I minerali di alterazione idrotermale che caratterizzano questa facies sono gli strati misti clorite-smectite (C/S) che sostituiscono sia la massa di fondo che (in piccole vene) i minerali primari. Nell'alterazione del plagioclasio e del sanidino gli strati misti C/S sono associati all'adularia ed all'albite. Calcite, pirite e monazite sono presenti in quantità subordinate. La monazite in particolare si ritrova, associata all'albite ed agli strati misti C/S, in piccole vene nella massa di fondo.

5. – IDROGEOCHIMICA

Il sistema idrotermale ischitano appare particolarmente complesso, data l'interazione tra fluidi aventi diversa origine: meteorica, marina, geotermica profonda, quest'ultima chiaramente verificata dai sondaggi geotermici eseguiti negli anni '50 dalla SAFEN. La miscelazione delle tre componenti in varie proporzioni spiega la

composizione dei vari tipi di fluidi termali presenti sull'isola (PANICHI *et alii*, 1992; INGUAGGIATO *et alii*, 2000).

In base alle temperature osservate, la maggior parte delle acque di Ischia rientrano, secondo la classificazione di Mouren, nel campo della mesotermalità (tra 35 e 50°C) e della ipertermalità (> 50°C); raramente gli stabilimenti utilizzano acque ipotermali (tra 20 e 35°C). Sulla base del diagramma di classificazione di LANGEIER & LUDWIG (1942) (Fig. 165), le acque termali di Ischia possono essere divise in sei gruppi principali:

- (1) bicarbonato alcalino-alcalino terrose;
- (2) bicarbonato sodiche;
- (3) bicarbonato solfato sodiche;
- (4) clorurato solfato sodiche;
- (5) clorurato sodiche;
- (6) anioni misti.

Le acque bicarbonato alcalino-alcalino terrose (1) sono rappresentative delle acque meteoriche locali; la famiglia bicarbonato sodica (2), si trova nelle zone interne dell'isola (Fig. 166) e proviene da pozzi poco profondi, a testimonianza dell'origine sostanzialmente meteorica, con contributi locali di CO_2 derivanti da vapori di origine profonda; è caratterizzata da elevate temperature, fino a 90°C, e basse salinità.

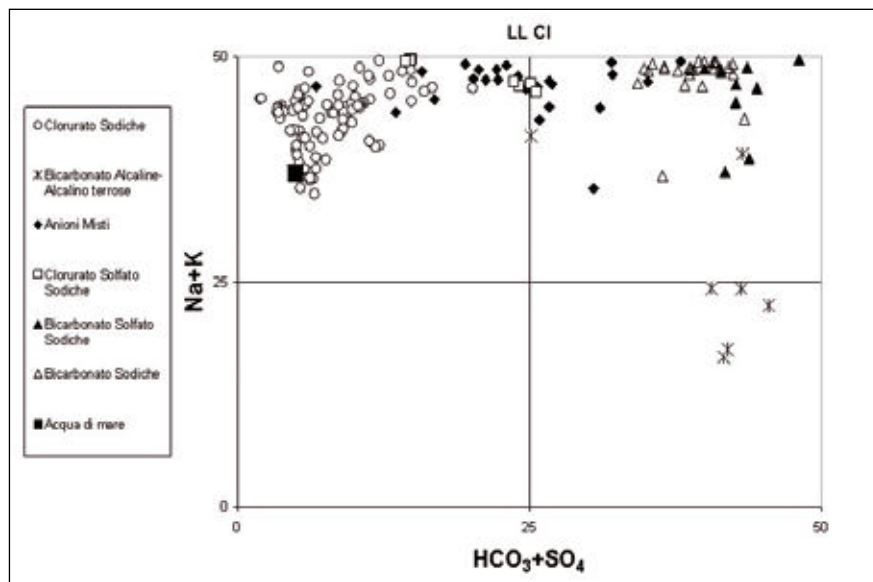


Fig. 165 - Diagramma LL-CI di LANGEIER LUDWIG relativo alle acque termali di Ischia.

Le acque bicarbonato solfato sodiche (3) possiedono temperature comprese tra i 50 e gli 80°C e salinità intermedie (*Total Dissolved Solids* - TDS ~5000mg/l). Queste acque sono il risultato di un miscelamento tra fluidi meteorici e fluidi geotermici profondi che risalgono localmente lungo i sistemi di faglie che caratterizzano quest'area. Dall'osservazione dell'insieme dei dati geochimici e geologici dell'isola, ciò che caratterizza questa facies idrogeochimica è infatti la sua quasi esclusiva presenza nella zona di La Rita - Bagni sulle pendici nord del Monte Epomeo, in concomitanza con particolari incroci di sistemi di fratturazione e faglie. A questa facies idrogeochimica appartengono le sorgenti forse più famose dell'isola: quelle della Rita, ubicate nella località omonima.

La famiglia clorurato solfato sodica (4) si trova nelle località di Succivo, a sud dell'isola e Monterone, nei pressi di Monte Nuovo; possiede temperature tra i 60 e gli 85°C e salinità medio basse (TDS tra 3500 a 6700 mg/l).

La facies clorurato sodica (5) si ritrova generalmente in pozzi e sorgenti vicino

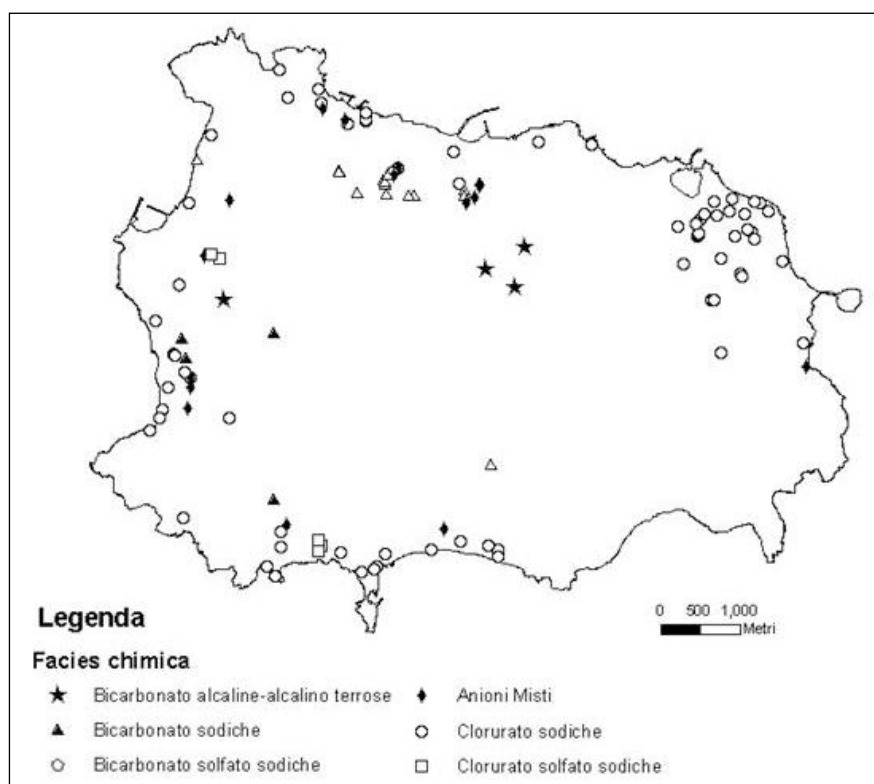


Fig. 166 - Distribuzione delle facies idrogeochimiche sull'Isola d'Ischia.

alla costa, soprattutto nella zona di Ischia Porto, con temperature e salinità molto variabili (tra 24 e 90°C e tra 1513 e 46000 mg/l rispettivamente) e sono le acque che maggiormente risentono di una componente di origine marina.

Infine il gruppo ad anioni misti (6) deriva dal mescolamento, in varie proporzioni tra i gruppi precedenti, in particolare tra quello clorurato sodico e quello bicarbonato sodico - bicarbonato solfato sodico. Tuttavia riguardo la componente marina i dati osservati, sia quelli riguardanti i cationi che gli anioni, mostrano che quest'ultima subisce una forte modificazione della sua chimica originaria a causa di processi di interazione acqua/roccia ed all'apporto di fluidi ricchi in CO_2 . Pertanto non sarebbe corretto parlare di "cuneo salino" in senso stretto, come normalmente si intende nel suo significato idrogeologico per i settori costieri.

La distribuzione delle famiglie chimiche sull'isola è visibile in Figura 166.

Sulla base delle caratteristiche geochemiche dei fluidi e delle caratteristiche geologiche delle varie aree dell'Isola d'Ischia sono stati distinti 13 diversi bacini idrotermali intesi come aree in cui si concentra lo sfruttamento della risorsa termale caratterizzate da affinità idrogeochemiche peculiari dei fluidi e/o stratigrafico-strutturali. La suddivisione si basa sulla posizione geografica dei tipi chimici, definiti precedentemente, sulla omogeneità della loro distribuzione e sulle caratteristiche geologico-strutturali delle aree in esame (Fig. 167).

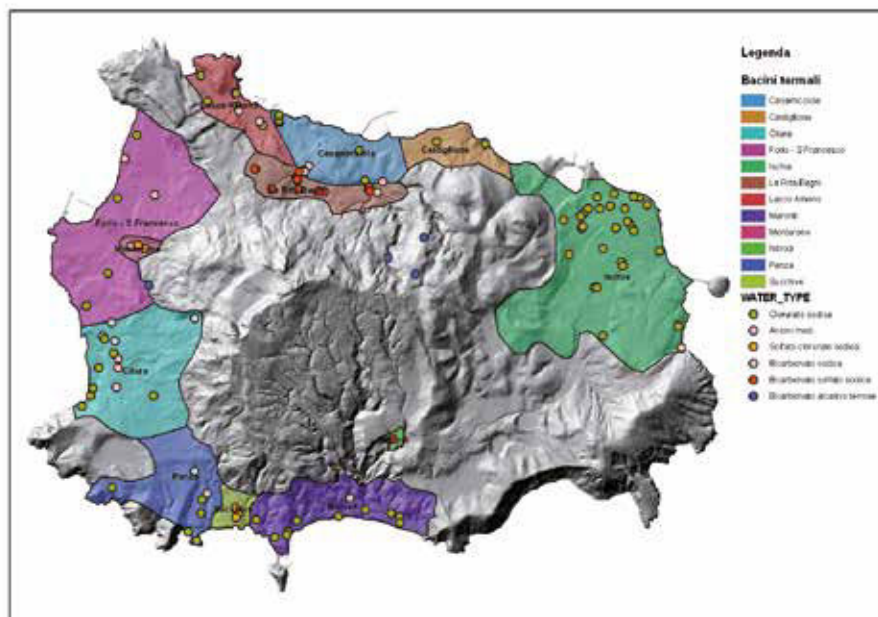


Fig. 167 - Suddivisione dell'Isola d'Ischia in bacini termali e facies idrogeochemiche rilevate.

XI - ABSTRACT

The multidisciplinary approach used in Project CAR.G. Ischia and the extension of geological surveys, through underwater and marine geology to marine areas around the island, allowed an improvement of knowledge of the Ischia complex. Its importance in the evolution of Campania active volcanic area and the evolutionary dynamics that characterize the volcanic field are also evidenced. During the survey and the mapping of the stratigraphic units, the guidelines issued by the National Geological Survey were followed, using Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU), delimited on the basis of the presence of two evident, demonstrable, and significant discontinuities.

The analysis of new bathymetric, geophysical, geochemical and volcanological data, and data from literature reveal that the island of Ischia is the emerged part of a large volcanic field that extends from Procida to the submarine volcanoes of off-shore Western Ischian (Fig 7). The geological and seismic surveys show clearly that in Ischia stratigraphic sequences are present numerous units derived from eruptive vents located in the marine areas surrounding the island. Among these, pyroclastic units of Secca d'Ischia, Citara tuffs, Sant'Angelo tuffs, Monte Cotto and San Michele tuffs, San Montano tuffs and the plinian deposits of Russo pyroclastics. The volcanic field occupies a roughly elliptical area elongated in the East-West direction (Fig 7). It is formed by relatively small volcanoes and by caldera structures both inland and in marine areas.

The activity of "Ischia antica" spread over about 150 ka to 75 ka ago and is dominated by hydromagmatic tuff cones, lava domes outcropping in strongly tectonized areas between Punta Imperatore, Punta Chiarito-Sorgeto, Sant'Angelo, Punta della Signora, Scarpupata di Barano, Ischia Ponte and Carta Romana. These sequences are covered by ancient pyroclastic deposits related to explosive eruptions occurred around 130 ka, related to lava fountaining by eruptive fractures fed by trachytic alkaline magmas. Thick spatter layers represent the deposits of this type of eruptions that are common in the eruptive history of Ischia from Ischia Ponte, the Torone and Mount Vezzi. The lava units of Punta Imperatore and Sant'Angelo are affected by a marine abrasion surface developed between 117 and 98 ka with associated fossiliferous sands.

Explosive activity, more intense than that of Vezzi-Torone, occurred around 98 ka ago and made up of sequences of levels of plinian pumice and pyroclastic co-ignimbritic breccias; deposits are exposed at Punta Imperatore, Sant'Angelo, San Pancrazio, and Porticello. These deposits were ascribed in the previous literature to the eruption of the Epomeo Green Tuff; here these were included in the pyroclastic units of the spiaggia di Agnone and probably correlate to the plinian pomiceous deposits of Carta Romana. These new data show that a very intense explosive activity has been developed around 100 ka.

The following period between 98 ka and 73 ka records only the outpouring of lava in the NW, Vico lava dome and SE, Parata lava. This low volcanicity period, preludes to a paroxysmal explosive crisis. The pyroclastic deposits emplaced between 73 ka and 56 ka form the Rifugio di San Nicola synthem, which includes deposits of more than 10 explosive eruptions of very high magnitude. The trachybasaltic lower Formiche di Vivara and Pigniatello eruptions open this phase. Several layers of plinian trachytic pumice with interbeds of paleosoils and ash flow deposits form Pigniatello unit. The formation of the Ischia caldera, a polyphased structure that reached the present form at the end of paroxysmal eruptive cycle, started during the plinian Pigniatello eruptions. The existence of a caldera is also demonstrated by the presence of epiclastic marine fossiliferous sediments (Unit Cava Celario), at the bottom of the ignimbrites forming the succession of the Mt. Epomeo resurgent block. Trachibasaltic hydromagmatic eruptions, Upper Canale d'Ischia Superiore pyroclastics, occur at the top of the Pigniatello pyroclastics. These are followed by deposits of at least 3 large plinian-ignimbritic eruptions; in stratigraphic order from oldest to most recent, the tuffs of Pizzone, of Frassitelli and the Tufo Verde dell'Epomeo. The resurgent block is formed by three very thick (the thickness cumulative total exceeds 600-700 m) massive ignimbrites associated with levels of pyroclastic breccia facies, representing intracaldera deposition of pyroclastic density currents, settled in the marine environment. These ignimbrites are also dispersed in marine areas surrounding the island as demonstrated by reflection seismic surveys. An ignimbritic plateau is present all

around the island forming a subhorizontal surface clearly evident in the seismic lines. It crops out as welded ashy ignimbrites exposed on the marine cliff of Punta Imperatore, Citara on Ischia island and on Monte di Procida in the continental Campi Flegrei. Fallout pumices and fine-depleted breccia layers represent facies of these eruptions in areas of topographic highs on the island. These units are topped by the pyroclastics of the Secca d'Ischia dated to about 60 ka. These are represented by pyroclastic wedges formed by deposits of plinian fall and flows and by hydromagmatic ashy surges. These deposits are related to cataclismic eruptions occurred in the great volcanic cone of Secca d'Ischia. The seismic survey carried out to sea from Punta Pisciazza with the east south-east direction, shows that the volcano is formed of stratified tuffs, which well correlate with the tuffs and pyroclastics stratified mantling the sotheastern side of the island. The sequence of tuffs forming the Mt. Epomeo shows a pervasive hydrothermal high-T alteration. Propylitic facies develop at the bottom while phyllitic and argillitic facies dominate upward. This intracaldera succession represents an uplifted geothermal system exhumed by the resurgence of the caldera bottom. The resurgence is induced by the emplacement of intrusive bodies at very shallow depth. Apophyses of these bodies crop out at Rione Bocca as spines and dykes. These intrude and raise the hydrothermally altered tuffs forming the Mt. Epomeo resurgent area. In summary, the climax occurred in explosive volcanic activity mainly around 60 ka (between 73 and 56 ka) resulted in the formation of a caldera partially filled by the ignimbritic deposits with varying degrees of welding; these deposits are rapidly affected by hydrothermal circulation dominated by sea water whose heat engine is represented by trachytic laccolites intruded at shallow depth. The supply of the magma chamber with new magma causes the rapid resurgence of caldera, forming the polygonal block of Mount Epomeo. The beginning of resurgence is not well constrained by data but geocronological data combine to suggest that the uplift probably began soon after the explosive crisis ended around 56 ka. Yellow laminated tuffs mantle the western normal fault bordering the resurgent block. These tuffs have age comprised between 38 and 33 ka showing that the Epomeo was strongly uplifted during this interval of time. In addition, a thick marine sedimentary epiclastic apron (Campomanno and Colle Ietto units; Buceto synthem), resulting from accelerated erosion of the hydrothermalized tuffs of the resurgent block, forms on the Northern side of the island. These epiclastic units also extend to the sea northern of Ischia as suggested by the seismic lines in this sector. These are discordantly covered by clay and quartz rich sediments (Cava Leccie and Toccaneto Units; Buceto synthem) deriving from continental contributions (probably from the Piana del Volturno), these sediments have an upper Pleistocene age. These data confirm that the uplift of the central portion of the caldera started in a submarine environment probably shortly after the formation of the caldera occurred around 60-56 ka.

The post resurgence volcanism is very active with eruptive centers scattered throughout the volcanic field. Several eruptive vents are located on the edges of the normal faults bordering the resurgent block, giving rise to the scoria cones of Ciglio, and the tuff and scoria cones of Serrara, Cava Petrella, Pizzi Bianchi, Maronti, Testaccio (Fontana-Fasano subsynthem). Several volcanoes are located in the marine areas of the field such as volcanic tuff cone of San Michele (off-shore Maronti), the tuff cone of Citara, Monte Cotto (off-shore of Punta della Signora), the Grotta dello Spuntatore tuff cone. The seismic surveys show many stratified seismostratigraphic units, in marine volcanic field west of the island, located over the seismostratigraphic unit correlated with the ignimbrites of the Rifugio di San Nicola synthem. These are correlated to activities of eruptive centers of the western off-shore of Ischia.

A significant post-Rifugio di San Nicola synthem volcanism occurs in the areas of banks of Forio, Mazzella and Rittmann. The existence of volcanic centers is suggested by the seismic lines highlighting the existence of well stratified units having geometries which may be due to the emission centers, craters and probably to collapse structures. These volcanic centers located on the edge of the continental slope coincide with intense magnetic anomalies and represent an interesting topic for future investigations and studies. Most recent explosive activity spread in W and SW of the island and marine areas in the island next in the same quadrant of the volcanic field. The most eruptive centers are explosive-type but also lava domes and lava flows are present (Grotta del Mavone). The deposits of these volcanoes have ages comprised between 30 ka and 18 ka and were included in the synthem "Isola d'Ischia", subsynthem of Campotese. The latter includes several pomiceous deposits of plinian eruptions occurred in the sea to the west of the island (Russo pyroclastics), layers of spatters and breccias (Scarrupata di Panza, La Nave, etc.). Craters are located on the continental slope and NW of Punta Imperatore. The intense explosive activity is accompanied by intense volcanism in the eastern sector of the volcanic field. Basaltic magmas fed around 18-19 ka the tuff cone of Solchiaro before the emplacement on the island of the trachytic dome and lavas of St. Anna and of the pumice sheet of Mormile in the east of Ischia.

The emplacement of the domes of Costa Sparaina and Trippodi occurred between 16 and 14 ka on the eastern master faults of Epomeo in a phase of further uplift of the resurgent block.

The Holocene volcanism appears mainly located in the northwest, north and east sides of the island. Between 8 and 6 ka explosive hydromagmatic centers in areas today occupied by the volcanic complex of Rotaro are activated. This is testified by the yellow tuffs of Cava Puzzillo and Casamicciola and of the Fundera dome and the lavas and pyroclastics of Zaro. In this period there was a change in the feeding system, so erupted magmas are generally characterized by the presence of mixing-mingling of trachytes with shoshonites.

This intense volcanic phase is accompanied by a further uplift of the resurgent block of Mount Epomeo inducing the sector collapse of the western (Forio), northern (Casamicciola) and southern (Maronti) sides of the resurgent center of the caldera. This results in the formation of debris avalanches extending in the coastal and marine areas, reaching distances of 10 km from the coast to the north and west and about 40 km south (CHIOCCI *et alii*, 2002) and giving rise to deposits that characterize the morphology of the seafloor surrounding the island. Debris avalanche deposits are covered on the island by marine coastal sediments associated with terraced areas clearly visible in the Lacco Ameno, Casamicciola and in the southern sector of Serrara Fontana. In the marine areas the debris avalanche deposits are covered by sediments of internal, proximal, platform (deposits of blocks and pebbles formed by the same material of the debris avalanches, fine and coarse sands deposits and pelitic sands). Terraces affect debris avalanche deposits reaching elevations around 60 m a.s.l. onland while in the marine areas several orders of terraces are evidenced by subaqueous surveys at -5, -10 and -20 m of depth. These terraces reflect both the rising sea levels occurred during the last 10.000 years and vertical movements of uplift and subsidence of the volcanic field associated with the evolution of the magmatic system of the island. The volcanism very active in Greek and Roman times ends in 1503 with the Arso eruption. Today the volcanic field is in a quiescent status characterized by strong hydrothermal activity and in the recent past, VI and VIII centuries, by discrete seismic activity.

XII - LEGEND

Clastic and volcanoclastic deposits

anthropic deposits (h)

Lavic and carbonatic heterometric blocks up to a few metres in size rarely tufaceous used for coastal defence works and/or submerged harbour structures.

dump (h₁)

Dumps for inert and solid urban and industrial waste.

slope debris deposits (a)

Heterometric deposit from clast to matrix (silt-clay to sand) supported; the deposits sometimes are weakly lithified or cohesive in reason of the percentage of the clay component. Locally is present a pedogenized layer.

Upper Holocene - Present

landslide deposits (a_{1a})

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

Upper Holocene - Present

slope debris (a₃)

Heterogeneous and heterometric clasts accumulated by gravity to the feet of

scarps constituted by angular fragments (tuffs, lavas and welded tuffs), generally not cemented, without matrix.

Upper Holocene - Present

alluvial deposits (b)

Sand and gravels sometimes with boulders outcroppings in the channel and small coastal plains, sometimes terraced.

Upper Holocene - Present

eluvial and colluvial deposits (b₂)

Sands and clayey silts sometimes pedogenized derived from the alteration of pyroclastics and tuffs, sometimes containing pomiceous and scoriaceous lapilli accumulated after a brief transport.

Upper Holocene - Present

deposits of actual and recent beach (g_{2a})

Middle-fine and coarse sands, locally sandy gravels up to blocks in accordance with the litologies outcropping along the relative line of coast of backshore environment and alluvial deposits, locally terraced, not mapped individually.

Upper Holocene - Present

deposits of mixed origin. Debris-flow and stream-flow deposits (i_a)

Incoherent or weakly lithified, massive or stratified debris deposits formed by sand and limy-sand with tuff clasts, welded tuffs and epiclastic, locally containing pumice lapilli and/or big lava blocks.

Upper Holocene - Present

ancient landslide deposits (a_{1b})

Heterogeneous and heterometric clasts (tuffs, welded tuffs, pumice) piled up by gravity, clast-supported or in a clay-sandy matrix. Sometimes monoliths of green tuff crop out due to by the action of erosion.

Holocene

LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE DEPOSITIONAL SEQUENCE OF THE MARINE AREAS

LITTORAL ENVIRONMENT

Toe of coastal cliffs deposits (g₁₅)

Heterometric blocks varying in size from metric to decametric, volcanic in nature (prevalently tuffaceous), with sharp corners; poorly classed heterometric gravel of heterogeneous texture, composed of volcanic clasts, mainly tuffaceous, from rounded to sharp and varying in dimensions from centimetric to metric

Upper Holocene - Present

submerged beach deposits (g₈)

Gravels, sandy gravels and coarse sands, with prevailingly pyroclastic elements (pumices, lithics and scorias), from rounded to poorly rounded, in a scarce sandy matrix, locally absent. Coarse sands, locally gravelly, with cobbles and blocks of variable size, lavic or pyroclastic in nature (pumices, lithic and scorias), from rounded to moderately rounded, locally in a middle to fine, sandy matrix. Middle to fine sands, sometimes in a pelitic matrix.

Upper Holocene - Present

beach rocks (g₁₀)

Sandstones and heterometric conglomerates of *beach rock*.

Upper Holocene

INNER SHELF ENVIRONMENT**inner shelf deposits (g₁₉)**

Gravels and blocks of variable size, mostly made of **SNL** materials, originating from recent to present dismantling of adjacent debris flows and debris avalanches of the **PUS** and **GSN** units (**ol**). Middle to coarse lithoclastic sands, locally with gravels and sparse cobbles and blocks of variable grain size, either of pyroclastic nature or made of lavas, from subrounded to rounded, in a scarce, middle to fine matrix; locally a bioclastic component may be present. Middle to fine, litho-bioclastic sands, in a rare, fine to very fine pelitic matrix. Locally gravels, cm to few cm in size, lavic to pyroclastic in nature and associated to a bioclastic fraction, also occur. The main constituents are made of volcanoclastics (pumices, lithics, scorias) and bioclastic grain (mollusk fragments, as well as rounded fictile remnants). Fine to very fine pelitic sands also occur, and here and there elongated sandy stripes, following the slope acclivity, may be observed.

Holocene - Present

bioclastic deposits (g₁₂)

Sands and gravelly sands, mostly bioclastic in nature in pelitic matrix, and less frequent detritic deposits due to in situ reworking of encrusted sessile organisms, mostly on hardened rocky bottoms.

Upper Holocene

deposits of submarine slide (g₁₇)

Metric to decametric volcanic blocks in a rare, gravelly to sandy, matrix that locally may prevail.

Upper Holocene

relic deposits (m₁₀)

Relic deposits formed by gravels and sandy gravels, rounded to subrounded,

mostly made of pyroclastic (pumices, lithics, scorias), as well as of lavic material in a scarce matrix.

Upper Pleistocene? - Lower Holocene

OUTER SHELF ENVIRONMENT

outer shelf deposits (g_{21})

Pelites with variable amount of fine to middle sands enclosing volcanoclastic and bioclastic material and, subordinately, rhizomes of marine phanerogams. In the northern and southeastern sectors of the outer platform linear features, due to bottom currents and contouring the isobaths, have been also individuated.

Holocene

bioclastic deposits (g_{12})

Bioclastic sands in a scarce pelitic matrix with calcareous algae fragments (coastal detritic sands *Auct.*). The bioclasts are made of red algae, bryozoans, mollusks, echinoderms and calcareous fragments of branching algae. This detritic blanket, few cm to several dm thick, rests on pelitic bottoms.

Holocene

SLOPE ENVIRONMENT

continental slope deposits (m_2)

Pelites and sandy pelites. The sandy component, abundant in the canyons and in their tributary channels, is mostly formed of volcanoclastic and of bioclastic material.

Holocene

ISCHIA ISLAND

Ischia Island synthem (IIIH)

This synthem is limited in its upper part by the present topographic surface, at the bottom by an angular unconformity due to structural reasons, that separates it from the Buceto synthem.

Ischia Porto subsynthem (IIH₄)

Arso lavas (ASO)

Bosco d'Argento member (ASO₃)

Sanidine strongly porphyritic, trachytic to latitic, grey blocky lavas. They contain abundant mafic enclaves rich in forsteritic olivine and diopside. Thicknesses range between 4 and 20 m.

Age: 1302 A. D.

Spalatriello member (ASO₂)

Spatter and scoriae, latitic in composition, forming scoria rampart inside Arso crater.

Fasolara member (ASO₁)

Roughly stratified pyroclastic breccias made by layers of pomiceous and scoriaceous banded latitic bombs, lava blocks with coarse grey ashes interbeds. This member represents the initial explosive activity of Arso eruption occurred in 1302 A.D. Thickness of 3-4 m.

Lavas of Punta della Scrofa. (Rotaro complex *Auctt.*, pro parte) (PUT)**Perrone member (PUT₂)**

Dark grey massive, sanidine porphyritic, trachytic lavas. Thickness 5-15 m.

Age: I cen. b. C. - V cen. A. D. (BUCHNER, 1986)

Pietra Vono member (PUT₁)

Pyroclastic breccias (trachytic bombs and blocks) and trachytic scoria beds forming the Castiglione scoria cone.

Rotaro lavas (Rotaro Complex *Auctt.*, pro parte)(RTA)

Dark grey trachytic lavas with local presence of pyroclastic coarse deposits, bombs and spatter. They form the lava dome of Rotaro. Thickness of 87 m.

Age: I cen. b. C. - V cen. A. D. (BUCHNER, 1986)

Montagnone lavas (MMH)**Upper Montagnone member (MMH₃)**

Coarse grained fallout deposit made by clast supported scoriaceous bombs and lapilli with minor lava xenoliths. Thickness of 2-5 m. Explosive, vulcanian activity of Montagnone lava dome.

Lower Montagnone member (MMH₂)

Black scoriaceous sanidine porphyritic lavas forming the Montagnone lava dome

Maschiata member (MMH₁)

Dark grey trachytic lavas forming the Maschiata dome.

beach deposits (g_{2b})

Pebbles, sandy pebbles and coarse sands containing archeological remnants, rounded terracotta fragments exposed on structural uplifted marine terraces. They are uplifted up to 20 m a.s.l.

Age: I cen. b. C. - I cen.. b. C. (BUCHNER, 1986)

Bosco dei Conti pyroclastics (BCN)

Pyroclastic and lavic deposits subdivided into two lithofacies. *Casa Arcamone lithofacies* (BCN_a): reddish scoriaceous trachytic sanidine porphyritic lavas. *Sacchetta lithofacies* (BCN_b): stratified grey-withish clast supported fallout beds of pomiceous trachytic lapilli and bombs (sanidine and biotite porphyritic). Locally reworked with grain flow texture.

Age: ¹⁴C (calibrated) 640+/-160 d.C. (ORSI et alii, 1996)

San Alessandro pyroclastics (SNA)

Quercia member (SNA₂)

Stratified pyroclastics: b plane parallel to cross bedded coarse ashes and pomiceous lapilli beds; deposits of dilute pyroclastic density currents (surges) grading upward in a black clast supported scoriae and bombs fallout bed.

Foce member (SNA₁)

Grey trachytic lava flow, highly fractured.

Cretaio pyroclastics (PCE)

Whitish stratified sanidine and biotite porphyritic trachytic pumice fallout bed with centimetric ash interbeds. Sequence white-pinkish massive ashes and toward the top cross bedded to massive coarse ashes interbedded to fallout pumice bed. Thickness ranges between 0,3 and 2,8 m. *Age: ¹⁴C 150 yr. A. D. (ORSI et alii, 1996).* Locally (from Fiaiano to Piedimonte) comprehend at the top pyroclastic deposits, latitic pumice fallout bed and coarse cross stratified ashes and scoriaceous banded lapilli latitic surge bed (Fiaiano pyroclastics, 790-960 yr. A. D. (ORSI et alii, 1996).

Posta Lubrano lavas (LPS)

Dark grey trachytic lavas. Locally they are covered by a layer of black scoriae and bombs. Thickness of 100 m. Activity of the Posta Lubrano dome.

Cava Bianca pyroclastics (CBN)

Stratified, metric to decametric layers of brown pomiceous sanidine porphyritic lapilli and pomiceous bombs. Thickness >10 m. Activity of Cava Bianca explosive center (scoria cone).

Age: IV cen. b. C. (CIVETTA et alii, 1999)

Vateliero pyroclastics (VTL)

Casa Balestrieri member (VTL₂)

Stratified reddish-black latitic scoriae, plagioclase clinopyroxene and olivine porphyritic, forming the Vateliero, Molara, Cava Nocelle scoria cone and scoria rampart. Thickness ranges between 30-50 cm and 5-6 m.

Age: Post VI - IV cen. b. C. (BUCHNER, 1986)

Molara di Ischia member (VTL₁)

Dark grey latitic sanidino porphyritic lavas. Thickness of 1-2 m.

Porto d'Ischia spatter (PIH)

Black spatter and scoriaceous trachytic breccias forming the ramparts of the Ischia porto crater. At the center of the crater a layer of reddish scoriae crops out. Thickness of 15-20 m.

Age: post VIII cen. b. C. (BUCHNER, 1986)

Panza pyroclastics (PPZ)

Cross bedded, fine to coarse ashes with pumiceous layers. Fall and PDC surge deposits linked to the activity of Panza ash ring. Thickness ranges between 30-40 cm and 2 m.

Cantariello lavas (CNT)

Mainly buried lava domes. Rare outcrops expose grey strongly massive, sanidine porphyritic trachytic lavas.

epiclastic debris flow and /or stream-flow deposits (i_b)

Massive from clast supported to matrix supported, greenish to grayish debris flows and mud flow deposits formed by clasts of tuffs and pyroclastics. They are formed by several flow units structured in cut and fill type geometries with local interbed of fluvial deposits. They are mainly formed by clasts deriving by the accelerated erosion of the green tuff and of the units forming the Mt Epomeo resurgent structure. In Chiarito P.ta they cover the archaeological site of the 6th-7th century. b. C. (GIALANELLA, 1994); in the Serrara basin are younger than the Bocca di Serra debris avalanche and more ancient than the Cretaio pumice (150 A. D.); in the Casamicciola-Lacco basin cover the Lacco Ameno debris avalanche and the Mezzavia sediments (+/-5,850 years B.P.).

Bosco della Maddalena lavas (Rotaro Complex *Auctt.*, pro parte) (BMD)**Le Querce member (BMD₃)**

Pyroclastic breccias, bombs and lava xenoliths, roughly stratified with grey ashes interlayered. Thickness of 2 m. Fall deposits.

Fondo d'Oglio member (BMD₂)

Layers of trachytic spatter and scoriaceous lapilli; thickness of 5 m. Dark grey massive sanidine porphyritic trachytic lavas forming the Fondo d'Oglio dome. Thickness of 10-30 m.

Age: Ar/Ar 3.700 +/- 1.100 yr. B. P.

Cognolo member (BMD₁)

Proximal roughly stratified pyroclastic breccias formed by layers of trachytic

pumiceous bombs and scoriae and lava xenoliths. Thickness of 10-20 m.

Mt. Tabor lavas (TBR)

Dark grey trachytic, sanidino and biotite porphyritic lavas of Tabor and Mortito domes. Thickness of 40 m.

Rio Corbore lava (RCB)

Massive grey trachytic, sanidine porphyritic lavas. Thickness > 10 m.

Age: K/Ar 5.000 +/- 1.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987)

Succhivo Unit (SUC)

Massive dark green-light green to grey, mainly matrix supported debris flow continental deposits. Clasts are made prevalently of green tuff fragments, white, indurated fine grained epiclastics, and lavas. They overlie a paleosoil having a ^{14}C age of 8590 +/- 110 yr. B. P. (TIBALDI & VEZZOLI, 2004). Continental mainly clast or matrix supported epiclastic deposits deriving from the dismantling of Serrara-Cava Petrella yellow tuffs and pyroclastics. Deposits of landslides and debris flows originated by a recent uplift phase of Mt Epomeo resurgent block.

Age: ^{14}C 5.690 +/- 60 yr. B. P. (TIBALDI & VEZZOLI, 2004)

epiclastic debris flow and /or stream-flow deposits (i)

Massive and faintly laminated unsorted continental deposits from clast to matrix supported, formed by clasts (from metric to centimetric) of the Campomanno and Colle Jetto tuffs and indurated epiclastics. Thickness of 2-3 m. Abrasion surfaces and terraces with fossiliferous sediments (RITTMANN, 1980).

Grande Sentinella unit (GSN)

Massive light grey to greenish continental debris flow and mud flow deposits. They are formed by strongly rounded clasts up to boulders of Rifugio di San Nicola synthem units. Thickness of 5-6 m.

Barano unit (Rosato Auctt.) (BNO)

Massive matrix rich, indurated debris flow and mud flow deposits formed mainly by clasts of Colle Jetto and Cava Leccie epiclastic units with subordinate green tuff clasts and lavas (plurimetric boulders) of the Costa Sparaina lava dome.

Serrara Fontana unit (SEF)

Massive from clast supported to matrix supported greenish continental debris flow and mud flow deposits. They are formed by clasts up to boulders of **TME** with subordinate brown clays containing macrofossils and epiclastic tuffs of Cava Lecce and Campomanno units. Thickness of 1-5 m.

Punta della Cannuccia scoria (PCI)

Shoshonitic massive to roughly stratified, red to black, scoria beds forming the scoria

cone and rampart of Punta della Cannuccia. Thickness range between 1 and 30 m.

Age: post 5807 ys B. P.

Piano Liguori pyroclastics (PNU)

Stratified to massive white trachytic ashes with minor dune bedded coarse ashes and sanidino and biotite porphyritic lapilli layers. Thickness ranges between 3 and 7 m.

*Age: ^{14}C (calibrated) 5.347-5.807 yr. B. P. (ORSI *et alii*, 1996)*

La Rita-M.te Caccaviello subsynthem (III₃)

Mezzavia Vecchia unit (MZV)

Sequence of marine fossiliferous sands and silty sands with local interbeds of marsh sediments and tephra layers. The unit is uplifted up to 55 m a.s.l.

*Age: ^{14}C 5.750 - 5.970 $\pm$ 250 yr. B. P. (BUCHNER *et alii*, 1996)*

Villa Arbusto tuffs (VLA)

Coarse grained stratified trachytic yellow tuffs rich in layers of pomiceous and scoriaceous lapilli, bombs and lithics linked to the activity of a litoral tuff cone located on the Casamicciola shoreline. Thickness ranges between 5 and 10 m.

Lacco Ameno unit (LMO)

Epiclastic massive avalanche deposits formed by very large boulders (>10m) and boulders of Rifugio di San Nicola synthem formations, intensely fractured. The avalanche deposits are uplifted as testified by the presence of marine sands of the Mezzavia unit at the top and affected by abrasion surfaces and paleoshorelines. Debris avalanche deposits overlie the trachytic lavas of Fundera lava dome while are covered by beach sediments of Mezzavia Vecchia.

Punta del Soccorso unit (PUS)

Heterometric massive epiclastic deposits constituted by boulders and very large boulders of Rifugio di San Nicola synthem formations sometimes immersed in a matrix formed by the same lithologies of the boulders. The deposit presents a marked hummock. They are distributed offshore the island on the continental shelf. Well data indicate that debris avalanche deposits overlie marine sands covering yellow tuffs of the Citara formation. Epiclastics are covered by Mezzavia marine sands.

Bocca di Serra debris avalanche (BSR)

Debris avalanche deposits: heterometric massive epiclastic deposits constituted by boulders and very large boulders of the Rifugio di San Nicola synthem formations and by blocks of epiclastic tuffs sometimes immersed in a matrix formed by the same lithologies of the boulders. The deposit presents ramps and jigsaw structures. Deposits relatable to this unit are individuated in the off-shore south of the island

on Maronti continental shelf by the subaqueous geological surveys and on the continental scarp up to 40 km from the shore line.

Age: 5.000-5.500 B.P. (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006).

Vagnulo unit (VNU)

Trachytic microcrystalline subvolcanic bodies having spine to tabular geometries. To the subvolcanic bodies are associated breccias formed mainly by sienites and hydrothermalized possibly representing “hydrofracture” breccias. The spines are deeply hydrothermalized in argillic and advanced argillic facies (Rione Bocca fumarolic field).

Zaro Lavas (ZRO)

Punta Caruso member (ZRO₂)

Mingled black massive to scoriaceous trachytic lava flow containing abundant mafic shoshonitic rounded vesiculated enclaves. Thickness of 80-100 m. *Age: K/Ar 6.000 +/- 2.200 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).* Comprehends dark grey strongly jointed lavas forming the small domes of Marecocco and Caccaviello, Zaro complex. *Age: K/Ar 7.400 - 8.500 ± 2.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).*

Sciavica member (ZRO₁)

Massive to roughly stratified coarse grained pyroclastics breccias and tuff breccias made by strongly sanidine porphyritic scoriaceous lapilli, bombs and lithics contained in a coarse ash matrix. Thickness of 20-25 m. Deposits linked to the explosive activity of Zaro center.

San Montano pyroclastics (PMT)

Stratified ash layers interbedded to white-grey pumiceous layers. Fall and pyroclastic density currents (surge) deposits. Trachytic composition. Thickness of 2-3 m.

sand deposits (g_{2c})

Loose to semi-coherent yellow to ochraceous marine sands from massive to faintly laminated. They lie unconformably over **PUZ** pyroclastics. Thickness of 4-5 m.

Cava del Puzzillo tuff (PUZ)

Pyroclastic and lavic deposits subdivided into two lithofacies. PUZ_a: grey massive trachytic sanidine porphyritic lavas. PUZ_b: stratified trachytic yellow tuffs formed by a succession of dune bedded and massive ash and lapilli rich layers. Deposits of hydromagmatic tuff cones. Thickness of 10-15 m.

Age: Ar/Ar 6.200 +/- 700 yr. B. P.

Fundera lavas (FUD)

Grey sanidine porphyritic trachytic lavas forming the Fundera dome. Thickness

of 25 m. This unit also includes the fall deposits consisting of the black and white scoriaceous bombs that outcrop along the palaeocliff in the locality of Eddomade to be associated probably with an explosive phase of the dome.

Age: Ar/Ar 8.500+/-2.800 yr. B. P.

Castiglione unit (TIL)

Loose to semi-coherent shoreline marine deposits formed by stratified gray and brown grey fossiliferous sands and silty sands with prevalent pyroclastic components. Textures varies from massive to cross laminated. Thickness 25 m. At Cafieri stratified levels of white ashes and pomiceous lapilli trachytic in composition with interbeds of cross bedded, sand waves, ashes and pumices. The unit is topped by marine sands and continental epiclastics containing roman archeological remnants. Thickness of 4-5 m.

Age: ^{14}C from 9.840+/-110 yr. B. P., bottom of the unit, to 5.964 - 6.926 +/- 30; 6.390+/-50 yr. B. P. (BARRA et alii, 1992).

Selva del Napoletano lavas (NPT)

Massive dark grey sanidine porphyritic trachytic lavas forming Selva del Napoletano domes.

Age: K/Ar 10.000 +/-1.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987)

Mt. Trippodi lavas (TPI)

Grey massive strongly sanidine porphyritic lavas forming the Trippodi dome.

Age: Ar/Ar 13.600+/-1.600 yr. B. P.

Costa Sparaina lavas (INA)

Grey sanidine megacrystals rich, porphyritic trachytic lavas forming the partially slid off toward west Costa Sparaina dome. Thickness of 60 m.

Age: Ar/Ar 15.800+/-1.400 yr. B. P.

Campotese subsynthem (IIH₂)

Faro Punta Imperatore pyroclastics (PPI)

Alternance of loose fallout beds of pomiceous lapilli, bombs, and lithics with semi-coherent fine and coarse white ash interbeds showing cohesive vesiculated textures. Thickness ranges between 30 and 50 m. Hydromagmatic pyroclastics linked to the activity of a littoral ash ring or tuff cone.

Age: K/Ar 17.800 - 18.800 +/- 3.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).

Sant'Anna lava (TNN)

Grey trachytic blocky lava flowing from the Casa Curci collapsed dome.

Age: K/Ar 22.600+/-3.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).

Casa Mormile pyroclastics (PCM)

Pyroclastic fallout breccias clast supported, formed by bombs and pomiceous lapilli, lithics, lavas, hydrothermalized varicoloured clasts, trachytic in composition. Thickness ranges between 1 and 10 m.

Solchiaro tuff (SHI) (cfr. F. 465 Isola di Procida)

Planar bedded, pisolite rich, grey trachybasaltic coarse ash deposits with interbeds of cross bedded grey cream coarse ashes. Thickness of 4 m. Succession of fallout and pyroclastic surge deposits linked to the Solchiaro tuff cone activity (Procida island). *Age: post 18.000 yr. B. P.* (DE ASTIS *et alii*, 2004)

Grotta del Mago scoriae (GTM)

Grey to reddish trachybasaltic spatter and scoriae near the vent grading laterally in loose clast supported fallout scoriaceous lapilli and bombs. Thickness between 1 and 7 m. At Grotta del Mago is visibile the feeder dyke of the scoria cone.

Sant'Angelo tuff (SGL)

From the bottom plurimetric poorly lithified, massive, lithic rich, tuff breccia; the matrix is formed by pomiceous lapilli and ash. Upward stratified dune bedded gray yellowish tuffs, rich in impact sags attributable to pyroclastic surges; the sequence is closed by plane parallel bedded, gray, coarse and fine ash tuffs very rich in accretionary lapilli beds mainly formed by fallout deposits. Thickness of 40 m. Hydromagmatic activity from a tuff cone.

Age: K/Ar 19.000 - 20.600 $\pm$ 1.200 yr. B. P. (POLI *et alii*, 1987)

Russo Pyroclastics (RUO)

Succession of layers from metric to plurimetric of clast supported trachytic grey-white pumice lapilli fallout deposits separated by reworked volcanoclastic pomiceous sands and gravels and brown-ochra paleosols. Thickness between 2-15 m. The unit includes deposits of three plinian to subplinian eruptions.

Age between 29.000 to 19.000 yr. B. P.

Pomicione lavas (POM)

Trachytic massive grey lava of the Pomicione dome. Thickness ranges between 20 to 40 m.

Scarrupo di Panza pyroclastics (SUN)

Stratified clast supported fallout layers, metric to plurimetric, made by trachytic black to red pumice lapilli, bombs and lithics, lavas and tuffs, (**SUN_a**). Densely welded trachytic grey fallout spatters, in the near vent outcrops of La Nave, laterally regularly grading into welded scoriae and partially scoriae (**SUN_b**). Thickness between 120 and 10 m.

Schiappa spatters (SHP)

Black welded scoriae interbedded with and laterally grading into pomice breccia. Thickness about 25 m.

Age: K/Ar 21.700 +/- 1.700 yr. B. P. (POLI et alii, 1987)

Grotta del Mavone lavas (GMV)

Latitic strongly sanidine porphyritic lavas containing subspherical crystalline inclusions of sanidine and biotite.

Age: K/Ar 29.000 +/- 2.000 yr. B. P. (GILLOT et alii, 1982)

Rosicariello lavas (RSC)

Grey massive trachytic lava forming the Rosicariello lava flow. Thickness 100 m.

Pilaro Lavas (LPR)

Scoriaceous trachytic lavas at the bottom grading upward to dark grey strongly jointed lavas. Thickness of 100 m.

Cava Pelara pyroclastics (CPE).

Succession of metric to plurimetric fallout strata of trachytic spatter, tuff breccia made by pumices, dense obsidian blocks and lavas; upward a gradation occurs into stratified yellow-brown tuffs and tuff breccia. Thickness about 25-30 m.

Madonna di Montevergine lavas (MMV)

Dark grey trachytic strongly sanidine porphyritic lavas forming the dome of Madonna di Montevergine. Thickness of 10-15 m.

Fontana-Fassano subsynthem (IIH₁)

San Michele di Ischia tuffs (TMH)

Succession of ashy accretionary lapilli-rich and pomice-rich yellow-brown plane parallel to dune bedded laminated tuffs and tuff breccia; abundant impact sags are present. Thickness of 10 m. Hydromagmatic deposits remnants of a tuff cone type volcano.

Serrara-Cava Petrella tuffs (TSP)

Trachytic grey yellowish thin bedded ash tuffs and lithic rich (sienites and lavas) hydromagmatic tuff breccias. Clast supported reddish dense scoriae, bread crust and fluidal bombs toward the top ashy layers appear intercalated to the scoria layers. Locally is present a tuff breccia layer. Impact sags are common. Deposits linked to eruptive vents located near Cava Petrella, La Cesa, Serrara e Cava Rufano. In Pizzi Bianchi area strongly argillified mainly white tuffs with greenish portions. The deposit appears stratified and formed by layers of trachytic lapilli and bombs including bread crust bombs lithics, sienites and lavas in ashy matrix. Tuff cone activity.

Age: K/Ar 32.500-33.500 +/- 1.300 yr. B. P. (POLI et alii, 1987)

Monte Cotto tuff (TTC)

White massive to stratified ash tuffs formed by accretionary lapilli and harmed lapilli-rich fallout beds, trachytic sanidine porphyritic white pumice and lithic fallout beds from clast supported to ashy matrix supported. Cross bedded laminated surge beds are present. Impact sags and soft deformation textures clearly indicate the wet character of the deposits. Thickness about 50 m. Fallout and surge deposits.

Age: K/Ar 38.000 +/- 4.500 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).

Citara tuffs (TCT)

Stratified succession of white yellowish, medium to thin, strata of ash tuffs and accretionary lapilli-rich ash tuffs with interbeds of clast supported white trachytic pumice lapilli. Some bed shows cross bedded structures while common are impact sags. Locally spectacular soft deformation structures and mega slumpings are exposed indicating sedimentation of muddy cohesive deposits in a subaerial environment. The unit presents internal angular unconformities and filled paleovalleys suggesting several eruptive events. Deposits are referred to the activity of a tuff cone.

Age: K/Ar 42.000 - 45.000 +/-1.100 yr. B. P. (POLI et alii, 1987)

Testaccio tuffs (TSC)

Stratified yellow tuffs made by alternances of massive vesiculated ash tuffs rich in pumice lapilli and dune bedded ash tuffs. Important angular unconformities are present inside the succession indicating possibly emplacement in several eruptive events. Thickness about 60 m. Explosive hydromagmatic activity of tuff cones.

Age between 60.000 to 43.000 yr. B. P.

Buceto synthem (UCE)

It is delimited at the top by erosive and angular unconformities due to the Mt Epomeo uplift and by a bottom structural (angular) unconformity represented by the direct fault surfaces delimiting the Epomeo resurgent block.

Piani di San Paolo subsynthem (UCE₂)**Debris-flow and stream-flow deposits (i)**

Massive and faintly laminated continental deposits formed by heterometric clasts of whitish ashy deposits of CJT formation, from square to sub-rounded in shape, locally in abundant sandy matrix.

Toccaneto unit (TCN)

Thin sands of white color, from loose to weakly lithified; massive and locally weakly structured, formed by fragments of glass and pumices. Sand deposits contain spherical and sub-spherical carbonatic nodules. Thickness about 2-3 m.

Cava Leccie unit (Formation of Colle Jetto *Auctt. pro parte*) (VEC)

Succession of clay, silty-clay and grey and grey- bluish fossiliferous sands with local intercalation of sandy and brown and yellow-ochraceous clays lens. They pass upward to yellow-reddish sands from middle-thin to coarse containing detritic quartz that becomes more prevailing up to close the sequence of the marine sedimentary unit. Circalittoral marine environment. Thickness between 5 and 40 m.

Age: Late-Upper Pleistocene (BARRA et alii, 1992)

Fasaniello subsynthem (UCE₁)

Colle Jetto formation (CJT)

Marine epiclastic tuff formed by whitish and havana ashy deposits, massive to slightly stratified; locally ashy lithified layers interbedded to layer rich in pumiceous sub-rounded lapilli and tuff clasts.

Campomanno unit (CPM)

Yellowish fine and coarse ashy epiclastic tuffs, massive or weakly stratified, intensely jointed formed by fine and coarse ash, lava lithics and tuff clasts. This is followed upward locally by yellowish epiclastic lithified tuffs, massive or weakly stratified, formed by fine clasts, intensely fractured and altered. Marine environment. Thickness of 100 m.

Rifugio di San Nicola synthem (SNL)

At the top in intracaldera areas is delimited by structural and erosive unconformities; in extra-caldera areas of morphological high by erosive unconformities. The bottom unconformity is visible only in extra-caldera areas and is an erosional unconformity.

Secca d'Ischia pyroclastics (SEC)

Layers of trachytic pumiceous lapilli and bombs showing evident mingling textures with shoshonitic vesiculated enclaves, reddish to orange hydrothermalized lavas and abundant sienite lithics; in the lower portion of fallout layer are present interbeds of massive pinkish ashes and cross laminated greyish ashes. At Scarrupata di Barano the fallout pumices are topped by massive layers of ash and pumice grading upward in a blackish densely welded ignimbritic layer . This is followed upward by thick, up to 40 m, massive pumice rich yellow and white tuffs. In San Pancrazio area are present thick deposits (30-40 m thick) of semicoherent ashes and pumices showing dune and antidune structures. The fine ash forming the matrix is vesiculated suggesting a wet character of this deposit. Plinian and hydromagmatic explosive activity of Secca d'Ischia volcano.

Age: Ar/Ar 61.000+/-1.900 yr. B. P.

Mt. Epomeo Green Tuff (Auctt. (pro parte) (TME)

Massive green emerald-yellowish-green ash flow tuffs formed by pumiceous trachytic lapilli and bombs, strongly sanidine and biotite porphyritic, lithic clasts and abundant biotite and alkali-feldspar crystals in ashy and pumiceous matrix. The deposit is pervasively hydrothermalized. Thickness of 200 m. PDC deposits linked to a mechanism of collapsing fountain.

Age: Ar/Ar 56.500 +/- 3.000 yr. B. P.

Frassitelli tuff (TFS)

Massive, yellowish and yellowish-greenish, ashy and pumiceous tuffs, locally with convolute scoriae and eutaxitic texture, subordinate lava lithics. At least five flow units have been recognized having at the base massive breccias deposits, enriched in lava lithics, hydrothermalized lavas, sienites and green tuffs, somewhere in a coarse ashy matrix. At the base of the succession is exposed a very thick green, normally graded, pyroclastic breccia formed by clasts lapilli and blocks of lava, hydrothermalized rocks, abundant sienites. Thickness of 300 m. Pyroclastic flow deposits sedimented in marine environment, strongly thickened in a caldera structure or in a volcano-tectonic basin and intensely hydrothermalized.

Age: Ar/Ar 62.000 +/- 1000 yr. B. P.

Pizzone tuff (PZE)

Massive, clear grey, clear greenish, welded and intensely welded tuffs with eutaxitic texture formed by pumiceous and flattened lapilli, fiamme, crystals of alkali feldspar and biotite, and lithic clasts in ashy matrix. Thickness >150 m. Pyroclastic flows deposited in a marine environment, strongly thickened in a caldera structure or in a volcano-tectonic basin.

Age: Ar/Ar 61.000 +/- 1.000 yr. B.P.

Il Porticello breccia (BPT)

Massive, lithic-rich, fines-depleted, pyroclastic breccias formed by whitish pumiceous predominantly porphyritic lapilli and bombs, hydrothermalized lavas, yellow tuffs and abundant syenites. They form lenses reaching thicknesses of about 4 m that lie unconformably over the oldest units. Impact sags due to metric-sized ballistic clasts are present. At several outcrops, a layer of plinian, clast-supported pumiceous sanidine porphyritic lapilli and bombs is present at the bottom of the breccia. These breccias represent the proximal facies of PDC deposits and are relatable to the intracaldera facies of plinian-ignimbritic high magnitude eruptions (TME, TFS and PZE).

Age: Ar/Ar 59.900 +/- 1.000 B.P.

Punta Sant'Angelo breccia (PUA)

Lithic-rich massive, matrix-rich, lensoid breccias formed predominantly of blackish-grey trachytic lava blocks and minor welded tuff blocks, syenites and

tuffs; the matrix is formed by grey ash, pumice and crystals. At least two different units are present at the S. Angelo outcrop. Thickness of 20 m.

Pietra Bianca ignimbrites (PBC)

Massive dark grey trachytic ash flow tuffs formed of pumiceous lapilli, scoriae and fiamme in a weakly to strongly welded ashy matrix; lithics, lavas, hydrothermalized clasts and syenites. Thickness 3–8 m. Deposits belong to one of the ignimbrite units that form the Mt Epomeo resurgent block succession.

Cava Celario unit (ECV)

Silty and arenaceous marine epiclastic deposits from clear grey to clear green to brown, intensely fractured with hydrothermal green veins and nodules formed by smectite minerals. Locally there is a microfossil-rich marine fauna. Thickness 50 m.

Age: > 61.000 yr. B. P.

Pignatiello Formation *Auctt*

Baia del Porticello member (PPA₁)

The unit comprises a succession of concordant or paraconcordant layers of weakly to well-sorted white or hazelnut-coloured, clast-supported, trachytic pumice lapilli with characteristic black obsidian clasts, lava lithics, and subordinately hydrothermalized clasts separated by ashes and palaeosoils. Layer thickness varies from meter to several metres. Total thickness 2–60 m. Fallout deposits of plinian eruptions, separated by palaeosoils or erosional unconformities with regional dispersion.

Age: Ar/Ar between 73 ky (Parata lava age, POLI et alii, 1987) and the age of the upper plinian layer, 59.900 ± 1.000 yr. B.P.

Grotta di Terra member (PPA₂)

Very thickly bedded massive clast-supported pumiceous and scoriaceous lapilli and bomb layers with minor lava lithics. Pyroclastic activity, mainly fallout deposits, of the Grotta di Terra scoria cone. Blackish-grey trachytic lava flow emitted from the Grotta di Terra eruptive vent. Thickness 15 m.

Ancient Ischia

Parata lavas (LPA)

Succession of blackish-grey trachytic lava flows. Thickness 9–50 m.

Age: K/Ar 73.000 ± 2.500 yr. B.P. (POLI et alii, 1987)

Mt Vico lavas (LMV)

Grey massive or weakly stratified, trachytic lavas. Thickness 80 m. Effusive activity of Monte Vico dome.

Age: K/Ar 75.000 ± 1.700 yr. B.P. (GILLOT et alii, 1982)

Spiaggia di Agnone pyroclastic (FGN)

Massive to weakly stratified, fines poor, lithic-enriched breccia (coignimbrite breccias), formed of hydrothermalized lavas, syenite, abundant trachytic sanidine and biotite porphyritic pumices. Thickness 15 m. This is followed upward by a complex succession of white to brown, brown to blackish, thickly and very thickly bedded lapilli tuffs and ashy tuffs, with dispersed grey lava lithics and locally welded layers. Thickness 30-40 m.

Age: Ar/Ar 98.000 +/- 700 yr. B.P.

Monte Sant'Angelo di Ischia lavas (LMT)

Massive, sanidino porphyritic, scoriaceous trachytic grey lavas of Sant'Angelo dome. Thickness >50 m.

Age: K/Ar 95.000 +/- 3.000, 100.000 +/- 9.000 yr. B.P. (GILLOT et alii, 1982)

Capo Negro di Ischia lavas (LCG)

Trachytic, sanidine and biotite porphyritic, grey lavas forming the Capo Negro dome. Locally lavas have blocky jointing and are intensely fumarolized. Thickness ranges between 2 and 50 m.

Punta Chiarito lavas (LCH)

Massive, trachytic grey lavas of Punta Chiarito dome. The unit includes a sequence of yellow tuff. Thickness 50 m.

Punta Imperatore lavas (PIM)

Grey trachytic lavas with a horizontal marine erosive surface at +3 m s.l.m. covered by fossiliferous marine sands. Thickness of 5-30 m.

Age: K/Ar 117.000 +/- 3.000 yr. B. P. (GILLOT et alii, 1982).

Punta San Pancrazio lavas (LPZ)

Greyish-black, sanidine porphyritic, trachytic lavas. Thickness 100 m. The deposit represents a partially collapsed lava dome.

Torone spatters (LTO)

Coarse-grained deposits formed by thick layers of grey, sanidine porphyritic, welded scoria. Thickness 90 m. Fountaining explosive activity of the Torone eruptive centre (*Age: K/Ar 130.000 +/- 3000 yr. B.P., CASSIGNOL & GILLOT, 1982*) and M.te di Vezzi centre.

Age: K/Ar 126.000 +/- 4.000 B.P.; GILLOT et alii, 1982).

Spiaggia di San Pancrazio tuffs (TSS)

Succession of white-yellowish, ashy and pumiceous massive tuffs with intercalated spatter layers. Thickness 60-70 m.

La Navicella spatters (LNV)

Thickly bedded deposits formed by trachytic blackish-grey spatter emitted by the homonymous scoria cone. Thickness 100 m.

Punta della Pisciazza pyroclastics (PSZ)

Pyroclastic fall deposits formed by trachytic lapilli and bombs layers intercalated to massive thickly bedded scoria bombs and lapilli. Thickness 5-6 m. Fallout deposits.

La Carrozza pyroclastics (PCZ)

Very thick-bedded pumiceous lapilli and bombs, rarely scoriaceous lapilli, lava lithics, obsidian and tuff clasts, with interbeds from brownish to blackish, poorly lithified ashy deposits with greyish scoria and welded tuff layers. Thickness 60 m. Fall and pyroclastic deposits.

Scarrupata di Barano tuff (RBN)

Yellow-whitish pumiceous and ashy tuffs from massive to weakly stratified, locally with eutaxitic texture. Thickness 100 m. Massive to stratified yellowish ashy tuff enriched in accretionary lapilli. Thickness 50 m. Pyroclastic flow deposits.

Capo Grosso spatters (ROG)

Trachytic grey lavas and spatters forming Capo Grosso dome. Thickness 30 m.

La Guardiola lavas (GDL)

Trachytic blackish-grey lavas and spatters related to explosive fountain activity. Thickness 220 m.

Castello d'Ischia spatters (LIS)

Stratified, trachytic, gray-blackish spatters related to explosive fountain activity of Castello d'Ischia center. The volcano conduit is well exposed on the north side. Thickness of 80 m.

Age: K/Ar 132.000 +/- 3.000, 140.000 +/- 3.000 yr. B. P. (POLI et alii, 1987).

Punta della Signora spatters (NOA)

Thick layers of grey trachytic spatters.

Age: K/Ar 147.000 +/- 3.000 yr. B.P. (POLI et alii, 1987).

Scarrupata beach unit (LSU)

Subvolcanic tabular bodies constituted by grey trachytic, sanidine porphyritic lavas with columnar jointing. Thickness 15-20 m.

Vivara Island**Ischia Island synthem (IIH)**

Synthem delimited in its upper part by the present topographic surface, at the bottom by an angular unconformity due to structural reasons.

Campotese subsynthem (III₂)

Casa Ospedale Civico unit (PCV)

Loose pumice lapilli and ash of distal tephra from eruptions of the Ischia Porto synthem, at the top cineritic and pumice fall deposits of Bosco della Maddalena unit (*Age: Ar/Ar 3.700 ± 1.100 BP.*).

Solchiaro tuff (cfr. F. 465 Isola di Procida) (SHI)

Coarse grey to yellowish trachybasaltic ash beds, pisolite rich, planar to cross laminated. Fallout and pyroclastic surge deposits from the Solchiaro tuff cone activity (Procida island).

Age: post 18.000 yr. B. P. (DE ASTIS et alii, 2004)

Fontana-Fasano subsynthem (III₁)

Tufo Grigio Camapano

“Breccia Museo” member *Auctt* (TGC₁)

Lithic-rich breccia formed by trachytic pumice, abundant porphyritic trachytic obsidian, lava, hydrothermalized lava clasts. Fine depleted. Pyroclastic flow deposit.

Age: 39.280 ± 1100 BP (DE VIVO et alii, 2001)

Rifugio di San Nicola Synthem (SNL)

Il Porticello breccia (BPT)

Massive, lithic-rich, fines-depleted, pyroclastic breccia formed by whitish pumiceous predominantly porphyritic lapilli and bombs, hydrothermalized lavas, yellow tuffs and abundant syenites. Breccia lenses reach thicknesses of about 4 m that lie unconformably over the oldest units. Impact sags due to metric-sized ballistic ejecta are present. A Plinian, clast-supported pumiceous lapilli sandine-rich and bombs layer is present at the bottom of the breccia, in several outcrops. These breccias represent the proximal facies of PDC deposits related to the intracaldera facies of plinian-ignimbritic high magnitudo eruptions (**TME**, **TFS** and **PZE**).

Canale d’Ischia Superiore pyroclastics (CNP)

From the bottom to the top: breccia layer made of trachybasaltic scoriae and bombs, blocks, lapilli and yellow tuff and lava clasts; black and gray trachybasaltic lapilli layer, well sorted and with constant thickness; cineritic and coarse cineritic deposits cross-stratified. Hydromagmatic explosive activity from the tuff cone of the Formiche di Vivara.

Pignatiello Formation *Auctt.*

Baia del Porticello member (PPA₁)

Succession of clast supported layers of withish or brownish lapilli with lava, obsidian and hydrothermalized clasts, mainly from plinian fallout from several eruptions. Layer thickness varies from meter to several metres. Total thickness 2–60 m.

Age between Ar/Ar 73 ky (Parata lava age, POLI et alii, 1987) and the age of the upper plinian layer, 59.900 +/- 1.000 yr. B.P.

Canale d'Ischia inferiore pyroclastics (CNF)

Coarse breccias containing scoriae and blocks of lava and yellow tuff, followed by cross laminated yellowish gray ash and lapilli. Trachybasaltic and shoshonitic composition. Hydromagmatic explosive activity from tuff cone (Formiche di Vivara, Ruommoli).

Ancient Vivara

Vivara lithosome (TVV)

Reddish yellow laminated palagonite tuffs passing upward to grey tuffs. Trachybasaltic composition. Subaerial hydromagmatic explosive activity of Vivara tuff cone.

Age: >73.000 B.P.

Ruommoli lavas (RMU)

Trachytic lavas outcrop in the submerged areas

Age: >73.000 B.P.

MARINE AREAS

undifferentiated volcanic substrate (svi)

Volcanic acoustic basement crop out in different environment in the marine areas.

Holocene

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1998) - *Il terremoto del 28 luglio 1883 a Casamicciola nell'Isola d'Ischia*. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizio Sismico Nazionale, 332 pp.
- ACOCCELLA V., CIFELLI F. & FUNICIELLO R. (2000) - *Anologue models of collapse calderas and resurgent domes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **104**, 81-96.
- ACOCCELLA V. & FUNICIELLO R. (1999) - *The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the Island of Ischia, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **88**, 109-123.
- AIELLO G., ANGELINO A., D'ARGENIO B., MARSELLA E., PELOSI N., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2005) - *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling*. Annals of Geophysics, **48**, 1-15.
- AIELLO G., ANGELINO A., MARSELLA E., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2004) - *Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 333-342.
- AIELLO G., BUDILLON F., CRISTOFALO G., D'ARGENIO B., DE ALTERIIS 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.) "Mediterranean Ecosystems, Structures and processes". Springer Verlag Italia, 1-8.
- AIELLO G., MARSELLA E. & D'ISANTO C. (2008) - *Sistemi deposizionali di ambiente marino profondo ed instabilità gravitativa sottomarine, esempi di studio sulla scarpata sottomarina della Campania in base all'interpretazione integrata di dati di geofisica marina*. Proceedings XVII Congresso Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Ed. V. Saggiomo), Napoli, Castel Dell'Ovo, 6-8 luglio 2006.
- ALBERICO I., LIRER L., PETROSINO P. & SCANDONE R. (2008) - *Volcanic hazard and risk assessment from pyroclastic flows at Ischia Island (Southern Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **171**, 118-136.
- ALESSIO G., ESPOSTO E., FERRANTI L., MASTROLORENZO G. & PORFIDO S. (1996) - *Correlazione tra sismicità ed elementi strutturali nell'Isola d'Ischia*. Il Quaternario, **9** (1), 303-308.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1992) - *Relazioni tra i "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1, 285-297, Roma.
- ARRIGONI L. (1991) - *I fenomeni franosi dell'Isola d'Ischia*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento Scienze della Terra, Univ. di Firenze.
- ARRIGONI L., CHIESA S. & GARZONIO A. (1995) - *Pericolosità per fenomeni di instabilità di versante nell'Isola d'Ischia (Napoli)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **30**, Atti I Conv. G.N.G.A., Taormina.
- BARBERI F., SANTACROCE R. & CARAPEZZA M.L. (2004) - *Terra pericolosa. Terremoti, eruzioni vulcaniche, frane, alluvioni, tsunami. Perché avvengono e come possiamo difenderci*. Edizioni ETS.
- BARRA D., CINQUE A., ITALIANO A. & SCORZIELLO R. (1992a) - *Il Pleistocene superiore marino di Ischia, paleoecologia e rapporti con l'evoluzione tettonica recente*. Studi Geologici Camerti, (1992/1), 231-243.
- BARRA D., CINQUE A., ITALIANO A. & SCORZIELLO R. (1993) - *Il Pleistocene superiore marino di Ischia: paleoecologia e rapporti con l'evoluzione tettonica recente*. Studi Geologici Camerti, Special Volume for 1991, 231-243.
- BARRA D., ITALIANO A., ALLEGRI L., BELLUOMINI G. & MANDRA L. (1992b) - *La serie marina olocenica di Cafieri (Isola d'Ischia), implicazioni vulcano-tettoniche e geomorfologiche*. Il Quaternario, **5** (1), 17-26.

- BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., **3**, 197-230.
- 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** (3-4), 163-180.
- BELLINI R. (1900) - *Due nuovi molluschi fossili dell'Isola d'Ischia e revisione delle specie esistenti nella marna dell'Isola d'Ischia*. Boll. Soc. Zool. It., **I**: 149-162.
- BELLINI R. (1929) - *Alcune note sui depositi fossiliferi della regione flegrea*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **30**, 98-108.
- BERRINO G., CORRADO G. & RICCARDI U. (2008) - *Sea gravity data in the Gulf of Naples. A contribution to delineating the structural pattern of the Phlegraean Volcanic District*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **175**, 241-252.
- BERRINO G. & D'ERRICO V. (1998) - *Ischia. High precision gravity survey. Acta Vulcanologica. Data related to Eruptive Activity, Unrest Phenomena and Other Observations on the Italian Active Volcanoes*. Geophysical Monitoring of the Italian Active Volcanoes 1993-95. Gasparini P. (Ed.), **10** (1), 113.
- BISHOP B.P. & BIRD D.K. (1987) - *Variation in sericite compositions from fracture zones within the Coso Hot Springs geothermal system*. Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 1245-1256.
- BORTOLUZZI G., GRIMALDI R. & ITALIANO A. (1983) - *Osservazioni geomorfologiche sul versante meridionale dell'Isola d'Ischia*. Centro Studi su l'Isola d'Ischia, Ricerche, Contributi e Memorie, vol. II.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogue of strong italian earthquakes from 461 B.C. to 1997 (CFTI3)*. Ann. Geophys. **43**, 4, 843-868 and CD-ROM.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania, geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 313-337.
- BREISLAK S. (1798) - *Topografia Fisica della Campania*. Firenze
- BROCCHI G. B. (1843) - *Conchiliologia fossile subappenninica con osservazioni geologiche sugli Appennini e sul suolo adiacente*. Stamperia Reale Milano.
- BRUNO P.P., CIPPITELLI G. & RAPOLLA A. (1998) - *Seismic study of the Mesozoic carbonate basement around Mt. Somma-Vesuvius, Italy*. Journal of Volcanol. and Geoth. Res., **84**, 311-322.
- BRUNO P.P., DE ALTERIIS G. & FLORIO G. (2002) - *The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian Sea) inferred from marine geophysical data*. Geophys. Res. Lett., **29** (9), **57**, 1-4.
- BUCHNER G. (1986) - *Eruzioni vulcaniche e fenomeni vulcanotettonici di età preistorica e storica nell'Isola d'Ischia*. In: "Tremblements de terre, eruptions volcaniques et vie des hommes dans la Campanie antique". Bibliothèque de l'Institut Français de Naples, Deuxième série, **7**, 145-188. Publications du Centre Jean Bérard. Français, Naples,
- BUCHNER G., ITALIANO A. & VITA FINZI C. (1996) - *Recent uplift of Ischia, Southern Italy*. In: W.J McGuire., A.P. Jones, J. Neuberg (Eds.): "Volcano Instability on the Earth and other Planets", Geol. Soc. Spec. Publ. n. 110, 249-252.
- BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRARO L., MARSELLA E., MOLISSO F., TONIELLI R. & VIOLANTE C. (2003b) - *I fondali dell'Isola d'Ischia, morfo-batimetria e geologia tra Punta del Chiarito e Punta S. Pancrazio*. In: "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia Procida e Vivara - Golfo di Napoli). Risultati di uno studio multidisciplinare". (M.C. GAMBI, M. DE LAURO, F. JANNUZZI Eds.). Mem. Acc. Sc. Fis. e Matem. Napoli, **5**, 83-102.

- BUDILLON F., VIOLANTE C. & DE LAURO M. (2003a) - *I fondali delle isole flegree, geologia e morfologia*. In: “*Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia Procida e Vivara - Golfo di Napoli). Risultati di uno studio multidisciplinare*”. (M.C. GAMBI, M. DE LAURO, F. JANNUZZI Eds.). Mem. Acc. Sc. Fis. e Matem. Napoli, **5**, 3-25. 299
- CAPALDI, G., CIVETTA, L. & GASPARINI, P. (1976) - *Volcanic history of the Island of Ischia (South Italy)*. Bull. Volcanol., **41**, 1-12.
- CARLINO S., CUBELLIS E., LUONGO G. & OBRIZZO F. (2006) - *On the mechanics of caldera resurgence of Ischia Island (southern Italy)*. In: TROISE C. DE NATALE G, KILBURN C. (Eds.) “*Mechanisms of Activity and Unrest at large Calderas*”. Geological Society, London, Special Publications, 269, 181-193.
- CARLINO S., CUBELLIS E. & MARTURANO A. (2009) - *The catastrophic 1883 earthquake at the Island of Ischia (southern Italy): macroseismic data and the role of geological conditions*. Natural Hazard, **52**, 231-247, doi: 10.1007/s11069-009-9367-2.
- CASSIGNOL C. & GILLOT P.Y. (1982) - *Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating. Experimental groundwork and applications*. John Wiley, New York, 159-179.
- CELICO P. & STANZIONE D. (1999) - *La complessità idrogeologica di un'area vulcanica attiva, l'Isola d'Ischia (Napoli-Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 485-504.
- CHIOCCI F.L. & DE ALTERIIS G. (2006) - *The Ischia debris avalanches, first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic Island prehistorical collapse*. Terra Nova, **18** (3), 202-209.
- CHIOCCI F.L., DE ALTERIIS G., BOSMAN A., BUDILLON F., MARTORELLI E. & VIOLANTE C. (2002) - *The Ischia Debris Avalanche, the result of a catastrophic collapse of the Island Southern flank*. Geophysical Research Abstracts, 8, 03961, European Geosciences Union 2002.
- CHIOCCI F.L., MARTORELLI E., SPOSATO A., AIELLO G. & GRUPPO DI RICERCA TIVOLI (1998) - *Prime immagini TOBI del Tirreno centro-meridionale (settore orientale)*. Geologica Romana, **34**, 207-222.
- CHIODINI G., AVINO R., BROMBACH T., CALIRO S., CARDELLINI C., DE VITA S., FRONDI F., GRANIREI D., MAROTTA E. & VENTURA G. (2004) - *Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 291-309.
- CIVETTA L., DE VIVO A., ORSI G. & POLARA G. (1999) - *Il vulcanismo ad Ischia in età Greco-Romana secondo le evidenze geologiche e le testimonianze storico-letterarie*. Vichiana, Rass. Studi Filolog. Stor., IV, **1**, 14-32.
- CIVETTA L., GALLO G. & ORSI G. (1991) - *Sr- and Nd- isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 ka*. J. Geoth. Res., **46**, 213-230.
- CLOOS E. (1955) - *Experimental analysis of fracture patterns*. Geol. Soc. Am. Bull., **66**, 241-256.
- CNR (1996) - *Commissione di studio per la cartografia geologica marina. Rapporto interno SGI*.
- COCCO E. (2001) - *La fascia costiera della Campania*. In: “*L'ambiente geologico della Campania*”. A. Vallario (Ed.), CUEN, Napoli, 149-166.
- COCCO E., DE MAGISTRIS M.A. & DE PIPPO T. (1987) - *Fenomeni erosivi del litorale dei Maronti nell'Isola d'Ischia (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, 459-469.
- COCCO E. & IULIANO S. (2002) - *Primi risultati delle ricerche sui sistemi costieri italiani (PRIN 1998): casi studio lungo le coste dell'Isola d'Ischia (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 509-515.
- CPT04 WORKING GROUP (2004) - <http://emidius.mi.ingv.it/CPT04>.
- CRISCI G. M., DE FRANCESCO A.M., MAZZUOLI R., POLI G. & STANZIONE D. (1989) - *Geochemistry of recent volcanics of Ischia Island, Italy, evidences for fractional crystallization and magma mixing*. Chem. Geol., **78**, 15-33.
- CUBELLIS E., CARLINO S., IANNUZZI R., LUONGO G. & OBRIZZO F. (2004) - *Management of Historical*

- Seismic Data Using GIS: The Island of Ischia (Southern Italy)*. Natural Hazard **33**: 379-393.
- CUBELLIS E. & LUONGO G. (1998) - *Il contesto fisico*. In: AA.VV. (1998). "Il terremoto del 28 luglio 1883 a Casamicciola nell'isola d'Ischia". Monografia n.1 a cura della Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizio Sismico Nazionale, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 49-123, Roma.
- 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 300 adjacent areas, Eastern Tyrrhenian sea*. Atlante di Cartografia Geologica scala 1:50.000 (progetto CARG), Servizio Geologico d'Italia (APAT), 32nd International Congress "Firenze 2004", Editore De Agostini, Italy.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema Geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Convegno: "Moderne vedute della geologia dell'Appennino". Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, quad. 183.
- DE ALTERIIS G. & TOSCANO F. (2003) - *Introduzione alla geologia dei mari circostanti le isole flegree di Ischia, Procida e Vivara*. In: *Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree* (Ischia, Procida e Vivara - Golfo di Napoli). Risultati di uno studio multidisciplinare. In: M.C. GAMBI, M. DE LAURO & F. IANNUZZI (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 3-25.
- DE ALTERIIS G., BRUNO P.P., DI FIORE V., FLORIO G., PASSARO S. & TONIELLI R. (2002) - *Matching marine geophysical data (Multibeam bathymetry, magnetics and seismics) in an active volcanic area, the case of Ischia volcano and its offshore (Italy, Tyrrhenian sea)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42**, 45-47.
- DE ALTERIIS G., BUDILLON F., CHIOCCI F.L. & VIOLANTE C. (2001) - *Sea floor topography and detailed sea bottom observation and sampling in the Ischia southern offshore (Tyrrhenian Sea)*. Abstract GNV, Programma Quadro per l'attività di Sorveglianza e Ricerca sui Vulcani Italiani, 2001-2002. Assemblea Annuale, Roma, 9-11 ottobre 2001, 158-159.
- DE ALTERIIS G., TONIELLI R., PASSARO M. & DE LAURO M. (2005) - *Batimetria dei fondali marini della Campania. Isole Flegree (Ischia e Procida), scala 1:30.000*. Liguori Editore s.r.l, Napoli.
- DE ASTIS G., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (2004) - *Procida volcanic history, new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania Region, Italy)*. Bull. Volcanol., **66** (7), 622-641.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1999) - *Il contributo delle beach rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach rock post-glaciali della Sardegna nord orientale*. Il Quaternario, **11**, 19-39.
- DE PIPPO T., PENNETTA M., TERLIZZI F. & VECCHIONE C. (2000) - *Ipotesi di intervento di ripascimento lungo la spiaggia dei Maronti (Comune di Barano - Isola d'Ischia)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 339-360.
- DE ROSSI M.S. (1884) - *Catalogo ragionato e topografico delle notizie di fatto sul terremoto del 28 luglio 1883 ed illustrazione della annessa carta geognostico-sismica dell'isola d'Ischia*. Bull. Vulc. Ital., **11**, n.1-2, gennaio-dicembre 1884, pp.131-172.
- DEL PRETE S. & MELE R. (1999) - *L'influenza dei fenomeni d'instabilità di versante nel quadro morfologico-evolutivo della costa dell'Isola d'Ischia*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 339-360.
- DEL PRETE S. & MELE R. (2006) - *Il contributo delle informazioni storiche per la valutazione della propensione al dissesto nell'Isola d'Ischia (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **2**, 29-47.
- DELIZIA I. (1990) - *Ischia di altri tempi*. Electa. Napoli.

- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47–65.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI GIROLAMO P., MELLUSO L., MORRA V. & SECCHI F.G.A. (1995) - *Evidence of interaction between mafic and differentiated magmas in the youngest phase of activity at Ischia Island (Italy)*. Petr. Miner., **64**, 393-411.
- DI GIROLAMO P. & ROLANDI G. (1975) - *Vulcanismo sottomarino latitebasaltico-latitico (serie potassica) nel Canale d'Ischia (Campania)*. Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, s. 4, **42**: 561-596.
- DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **29**, 81-126.
- DONZELLI E. (1910) - *L'alluvione del 24 ottobre 1910 nell'Isola d'Ischia e l'opera della squadra napoletana di soccorso*. Tip. Lubrano, Napoli, **24**, pp.301.
- FEDI M. & RAPOLLA A. (1993) - *I metodi gravimetrico e magnetico nella Geofisica della Terra Solida*. In: "Coll. Geofisica dell'Ambiente e del Territorio" a cura di A. Rapolla., Liguori, Napoli, 322 pp.
- FERRARO L. & MOLISSO F. (2003) - *Sedimenti ed associazioni a foraminiferi bentonici di settori selezionati della piattaforma continentale dell'Isola d'Ischia*. In: GAMBÌ M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**,
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geof. Teor. Appl., **16**, 175-222.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- FONSECA F. (1847) - *Descrizione e carta geologica dell'Isola d'Ischia*. Ann. Acc. Aspir. Nat. Napoli, **1**, 163-200.
- FUCHS C.W.C. (1873) - *Monografia geologica dell'Isola d'Ischia*. Mem. R. Com. Ital, **2**, pp. 60 e carta geologica 1:25.000.
- 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.
- FUSI N., TIBALDI A. & VEZZOLI L. (1990) - *Vulcanismo, risorgenza calderica e relazioni con la tettonica regionale nell'Isola d'Ischia*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 971980.
- GIALANELLA C. (1994). *Pithecura: gli insediamenti di Punta Chiarito. Relazione preliminare*. In: "Ann. Arch. e Storia Antica", Dip. di Studi del mondo classico e del Mediterraneo antico. Ist. Univ. Orient., Nuova Serie n. 1, Napoli.
- GILLOT P. Y., CHIESA S., PASQUARÈ G. & VEZZOLI L. (1982) - *<33000 yr KAr dating of the volcanotectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples*. Nature, **229**, 242-244.
- GRABLOVITZ, G. (1925) - *Le frane dell'Isola d'Ischia*. Atti della Società di Programmazione Scientifica. 365 pp.
- GUADAGNO F. M. & MELE R. (1992) - *Earthquake-induced landslides in the Island of Ischia (Southern Italy)*. Proc. 6th Int. Symp. on L & slides, Christchurch, N.Z., February.
- GUADAGNO F. M. & MELE R. (1995) - *La fragile Isola d'Ischia*. Geol. Appl. e Idrogeol., **30** (1), 177-187. Atti 1° Conv. G.N.G.A., Taormina.

- GUIDOBONI E. & COMASTRI A. (2005) - *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*. Roma-Bologna 2005.
- HAMILTON W. (1776) - *Campi Phlegraei, observations on the volcanoes of the two Siciles*. Napoli, 349 pp.
- HAMMER S. (1939) - *Terrain corrections for gravimeter stations*. Geophysics, **4**, 184-194.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *General report: Morphological and geotechnical parameters of landslide in relation to geology and hydrogeology*. In: Chr. Bonnard (Ed.): "Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 10-15 July 1988", **1**: 3-36, Balkema, Rotterdam.
- KELLETAT D. (2006) - *Beach rock as Sea-Level Indicator? Remarks from a geomorphological point of view*. Journ. of Coast. Res., **22** (6), 1558-1564, West Palm Beach, (Florida).
- INGUAGGIATO S., PECORAINO G. & D'ARNORE R. (2000) - *Chemical and isotopical characterisation of fluid manifestation of Ischia Island (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **99**, 151-178.
- INGUAGGIATO S., PECORAINO G., ROMEO L. & SORTINO F. (1996) - *Ischia, gas and water geochemistry*. Acta Vulcanologica, **8**, 241-247.
- IPPOLITO F. (1942) - *Su alcuni pozzi profondi del Napoletano*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **5** 3.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano, reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227-250.
- ITALIANO A. (1994) - *Evoluzione geomorfologica dell'Isola d'Ischia e archeologia*. Ann. Arch. e Storia Antica, Dip. di Studi del mondo classico e del Mediterraneo antico. Ist. Univ. Orien., Nuova Serie n. 1, Napoli, 302.
- JOHNSTON-LAVIS H.J. (1885) - *Monograph of the earthquakes of Ischia*. F. Furcheim, Naples, Dulau London, 122 pp.
- JONES E.J.W. (1999) - *Marine Geophysics*. Wiley and Sons.
- LANGELIER W. & LUDWING H. (1942) - *Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters*. J. Am. Water Assoc., **34**, 335-352.
- LATMIRAL G., SEGRE A. G., BERNABINI M. & MIRABILE L. (1971) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e di Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 163-172.
- LE BAS M.J., LE MAITRE E.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.
- LE FRIANT A., BOUDON G., DEPLUS C. & VILLEMANT B. (2003) - *Large scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles*. J. Geophys. Res. **108** (B1), 2055, doi:10.1029/2001JB001624, 2003.
- LUONGO G., CARLINO S., CUBELLIS E., DELIZIA I., IANNUZZI R. & OBRIZZO F. (2006) - *Il terremoto di Casamicciola del 1883: una ricostruzione mancata*. Alfa Tipografia, Napoli, pp.64.
- LUONGO G., CUBELLIS E. & OBRIZZO F. (1987) - *Ischia, storia di un'Isola vulcanica*. Liguori Editore, Napoli.
- MAINO A., SEGRE A.G. & TRIBALTO G. (1963) - *Risultati e interpretazioni del rilevamento gravimetrico della zona flegreo-vesuviana e dell'Isola d'Ischia*. Atti XIII Convegno dell'Ass. Geof. It., Roma.
- MAINO A. & TRIBALTO G. (1971) - *Rilevamento gravimetrico di dettaglio dell'Isola d'Ischia (Napoli)*. Boll. Serv. Geologico d'Italia, **92**, Roma.
- MARSELLA E., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., DE LAURO M., FERRARO L., MOLISSE F., MONTI L., PELOSI N., TOCCACELI R.M., TONIELLI R. & VIOLANTE C. (2001) - *Indagini geologiche, geofisiche e sedimentologiche dei fondali della Baia dei Maronti (Isola d'Ischia)*. Salvatore Pironti Editore, Napoli, 77 pp.
- MCGUIRE W. J. (1996) - *Volcano instability. A review of contemporary themes, in Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. By W. J. McGuire, A. P. Jones, and J. Neubeurg, Geol. Soc. Spec.

- Publ., **110**, 1-23.
- MELE R. & DEL PRETE S. (1998) - *Fenomeni di instabilità dei versanti in Tufo Verde del Monte Epomeo (Isola d'Ischia-Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (1), 93-112.
- MERCALLI G. (1884) - *L'Isola d'Ischia e il terremoto del 28 luglio 1883*. Mem. Ist. Lombardo, **15**, 99-154.
- MILIA A. (1999) - *Aggrading and prograding infill of a peri-Tyrrhenian Basin (Naples Bay, Italy)*. Geo-Mar. Lett., **19**, 237-244.
- MILIA A. (2000) - *The Dohrn canyon; a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf along the Eastern Tyrrhenian margin: Italy*. Geo-Mar. Lett., **20**, 101-108.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 301-318.
- MOLIN P., ACOCCELLA V. & FUNICIELLO R. (2001) - *Structural, seismic and hydrothermal features at the border of an active intermittent resurgent block, Ischia Island (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **121** (1-2), 65-81.
- MONTI L., DONADIO C., PUTIGNANO M. L. & TOCCACELI R.M. (2003) - *Geologia Subacquea delle aree marine costiere. Linee Guida al rilevamento Geologico Subacqueo*. Progetto Car.G. Regione Campania. Settore Difesa Suolo Eds.
- NUNZIATA C. & RAPOLLA A. (1987) - *A gravity and magnetic study of the volcanic island of Ischia, Naples (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **31**, 333-344.
- ORSI G., GALLO G., HEIKEN G., WOHLLETZ K., YU E. & BONANI G. (1992) - *A comprehensive study of pomice formation and dispersal; the Cretaio Tephra of Ischia (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**, 329-354.303
- ORSI G., GALLO G. & ZANCHI A. (1991) - *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**, 111.
- ORSI G., PIOCHI M., CAMPATOLA L., D'ONOFRIO A., GIALANELLA L. & TERRASI F. (1996) - *14C geochronological constraints for the volcanic history of the Island of Ischia (Italy) over the last 500 years*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **71**, 249-257.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sudest del fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 591-608.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1990) - *Carta geologica della comunità montana 'Fortore beneventano'. Note illustrative ed inquadramento regionale*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 98-99, 5-23, Napoli.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & TOCCACELI R.M. (1989) - *Geologia, geomorfologia e tettonica attiva di aree significative della Campania interessate dalla instabilità degli abitati*. Atti del convegno Studi Centri Abitati Instabili, Ancona, 10-12 Maggio, 205-212.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (2), 173-214.
- PALMIERI L. & OGLIAROLO A. (1884) - *Sul terremoto dell'isola d'Ischia della sera del 28 luglio 1883*. Reale Accademia Scienze Fisiche e Mat. di Napoli, **I**, ser. II, 1-28.
- PANICHI C., BOLOGNESI L., GHIARA M.R., NOTO P. & STANZIONE D. (1992) - *Geothermal assessment of Ischia (southern Italy) from isotopic and chemical composition of the delivered fluids*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **49**, 329-348.
- PAOLETTI V., DI MAIO R., CELLA F., FLORIO G., MOTSCHKA K., ROBERTI N., SECOMANDI M., SUPPER R., FEDI M. & RAPOLLA A. (2009) - *The Ischia volcanic island (Southern Italy). Inferences from potential field*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **179**, 69-86.
- PASSARO S. (2005) - *Integrazione di dati magnetici e batimetrici in aree vulcaniche e non vulcaniche,*

- esempi dall'Isola d'Ischia e dal Banco di Gorringe (Oceano Atlantico)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze ed Ingegneria del Mare, XVII ciclo, Università degli Studi di Napoli, "Federico II".
- PENTA F. (1954) - *Ricerche e studi sui fenomeni esalativoidrotermali ed il problema delle forze endogene*. Ann. Geofis., **7**, 1-94.
- PENTA F. & CONFORTO B. (1951) - *Risultati di sondaggi e di ricerche geominerarie nell'Isola d'Ischia dal 1939 al 1943 nel campo del vapore, delle acque termali e delle "forze endogene" in generale*. Ann. Geofis., **4**, 159191.
- 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**, 133-150.
- PHILIPPI R. A. (1844) - *Enumeratio molluscorum Sicliae cum viventium tum in tellure Tertiaria fossilium quae in itinere suo. Halis Saxsonum (Halle Saxsony)*. Ed. Anton, **2**, 203 pp., pls. 13-28.
- PIOCHI M. (1995) - *The Ischia magmatic system in the last 10 KA, geochemical and geophysical evidence*. Plinius, **13**, 190196.
- POLI S., CHIESA S., GILLOT P.Y., GREGNANIN A., GUICHARD F. & STELLA R. (1987) - *Major and trace element variation versus time in the volcanic products of Ischia (Gulf of Naples), evidence of successive magmatic cycles*. Contrib. Mineral. Petrol, **95**, 322-335.
- PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEI A. & MOCHEGANI CARPANO C. (2009) - *Late Holocene ground movements in the Phlegrean Volcanic District (Southern Italy): new geoarchaeological evidence from the islands of Vivara and Procida*. Méditerranée, **112**, 43-50.
- RAPOLLA A., FEDI M. & FIUME M.G. (1989) - *Crustal structure of the Ischia-Phlegrean geothermal fields, near Naples, Italy, from gravity and aeromagnetic data*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **97** (3), 409-419.
- RITTMANN A. & GOTTINI V. (1980) - *L'Isola d'Ischia. Geologia*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**, 131-274.
- RITTMANN A. (1930) - *Geologie der Insel Ischia*. Z. f. Vulkanol. Ergänzungsband, **6**, 1-265.
- ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *The Phlegrean Field*. CNR Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 1-175.304
- ROSI M., SBRANA A. & VEZZOLI L. (1988) - *Stratigrafia delle isole di Procida e di Vivara*. Boll. GNV, **4**, 500-525.
- SBRANA A., FULIGNATI P., MARIANELLI P., BOYCE A.J. & CECCHETTI A. (2009) - *Exhumation o fan active magmatic-hydrothermal system in a resurgent caldera environment. The example of Ischia Island (Italy)*. J. Geol. Soc. London., **166**, 1061-1073.
- SCACCHI A. (1849-1850) - *Memorie geologiche sulla Campania*. Rend. Acc. Sci. Napoli. 8-9.
- SCANDONE R. (1990) - *Chaotic collapse of calderas*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **423**, 285-302.
- SCANDONE R. & D'ANDREA M. (1994) - *Il rischio vulcanico*. In: V. DI DONNA, A.VALLARIO (Eds.) "L'ambiente, Risorse e rischi", Liguori editore, Napoli, 130-150.
- SEGRE A.G. (1967) - *Geological map of the Island of Ischia*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 183-184 "Isola d'Ischia-Napoli"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2017) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 465 "Isola di Procida"*.
- SIEBERT L. (1984) - *Large volcanic debris-avalanches, characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **22**, 163-197.
- TOSCANO F., VIGLIOTTI M. & SIMONE L. (2006) - *Variety of coralline algal deposits (rhodalgae facies) from the Bays of Naples and Pozzuoli (northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. In: H.M. PEDLEY, & G. CARANNANTE, (Eds): "Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental

- Controls*." Geological Society, London, Special Publications, **255**, 85-94.
- TIBALDI A. & VEZZOLI L. (2000) - *Late Quaternary monoclinical folding induced by caldera resurgence at Ischia, Italy*. Geological Society of London, **169**, 103-113.
- TIBALDI A. & VEZZOLI L. (2004) - *A new type of volcano flank failure. The resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy*. Geophys. Res. Lett., **31**, L14605, doi,10.1029/2004GL020419.
- TINTI S., DE ALTERIIS G., ARMIGLIATO A., MANUCCI A., PAGNONI G., TONINI R., VIOLANTE C. & ZANIBONI F. (2006) - *Preliminary studies and tsunامي generation by the Ischia Debris Avalanche (IDA), Tyrrhenian sea, Italy*. Geophysical Research Abstracts, **8**, 03961, European Geosciences Union 2006.
- TOCCACELI R.M. (2000) - *Carta geologica del tratto di costa sommerso ed emerso (interfaccia terra-mare) a supporto delle indagini geofisiche e sedimentologiche dei fondali della baia dei Maronti (Isola d'Ischia)*. Rapporto Interno. Istituto CNR Geomare Sud, Napoli - Regione Campania, Settore Difesa Suolo, Geotecnica e Geotermia.
- TONIELLI R., INNANGI S., BUDILLON F. & FERRARO L. (2006) - *Rapporto Tecnico Campagna Oceanografica CARG06_03*. Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Rapporto Tecnico Crociera Oceanografica C/O CARG06_03, 7-14 Novembre 2006.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement Types and Processes*. In: R. SCHUSTER & R. KRIZEK (Eds.): "*Landslides, analysis and control*". Transp. Res. Board, Natl Acad. Sci., Spec. Rep. **176**, Washington D.C.
- VEZZOLI L. (1986) - *Carta geologica dell' Isola d'Ischia, scala 1:10.000*. C.N.R., Progetto finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 3, Sorveglianza dei Vulcani Attivi e Rischio Vulcanico.
- VEZZOLI L. (1988) - *Island of Ischia*. C.N.R., Quaderni "La ricerca scientifica", **114**, pp. 126, Roma.
- VIOLANTE C., BUDILLON F., ESPOSITO E., PORFIDO S. & VITTORI E. (2003) - *Submerged hummocky topographies and relations with landslides on the northwestern flank of Ischia Island, Southern Italy*. International Workshop "Occurrence and mechanisms of flow-like landslides in natural slopes and earthfills", Sorrento, May 14-16, 2003 (L. Picarelli Ed.), 309-315.
- ZUPPETTA A., SAVA A. & ZUPPETTA C. (1993) - *Evoluzione vulcanotettonica dell' Isola d'Ischia; un modello per gli ultimi 35 Ka di attività*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 353-369.

