

CARTA GEOLOGICA DELLA REGIONE CAMPANIA

SCALA **1:10.000**

FOGLIO 464 ISOLA DI ISCHIA

NOTE ILLUSTRATIVE REGIONE CAMPANIA

A cura di:

A. Sbrana¹ (*per le aree emerse*);

R. M. Toccaceli¹⁻² (*per le aree marine costiere da 0 a -30 m*)

Con i contributi di:

per le aree emerse:

G. Biagio¹, **E. Cubellis**⁷, **C. Faccenna**³, **M. Fedi**⁵, **G. Florio**⁵,
P. Fulignati¹, **F. Giordano**⁴, **G. Giudetti**¹, **M. Grimaldi**⁵,
F. Italiano⁵, **W. Luperini**¹, **P. Marianelli**¹, **R. M. Toccaceli**¹,

per le aree marine costiere:

M.C. Buia⁶, **C. Donadio**⁵, **M.C. Gambi**⁶, **M. L. Putignano**²

per le analisi batimetriche ed ecografiche e gli aspetti morfologici delle aree marine:

G. Aiello⁸, **F. Budillon**⁸, **A. Conforti**⁸, **B. D'Argenio**⁸

1) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Pisa

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

3) Dipartimento di Scienze della Terra Università di "Roma3"

4) Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Università Parthenope, Napoli

5) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Napoli "Federico II"

6) Stazione Zoologica Anton Dorn, Napoli

7) Osservatorio Vesuviano, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

8) Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti.

Aree emerse:

Coordinatore scientifico: **A. Sbrana**

Direttore del rilevamento: **A. Sbrana**

Responsabile dell'informatizzazione: **W. Luperini**

Aree marine:

Coordinatori scientifici: **B. D'Argenio e E. Marsella**

Redazione scientifica: **M. L. Putignano**

Direttore dei rilevamenti:

Geologia subacquea fascia batimetrica da 0 a -30 m:

R. M. Toccaceli

Geologia marina fascia batimetrica da -30 a -200 m:

B. D'Argenio, G. De Alteriis (fino al 2005)

Responsabile dell'informatizzazione:

N. Pelosi

Coordinamento scientifico Terra/Mare:

L. Monti, M. L. Putignano , A. Sbrana

Revisione scientifica e Coordinamento

con la Cartografia del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA):

S. D'Angelo, F. Papasodaro

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati a cura di:

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFIA - Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M. R. Ciucci, F. Della Corte, R. Fusco, L. Monti - Regione Campania

Impaginazione e stampe: **LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFIA - Firenze**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	9
1.	- REALIZZAZIONE DEL FOGLIO 464 "ISOLA DI ISCHIA"	»	10
II	- STUDI PRECEDENTI	»	13
1.	- L'ISOLA DI ISCHIA.....	»	13
1.1.	- L' <i>HORST</i> VULCANO TETTONICO DEL MONTE EPOMEIO	»	15
1.2.	- IL <i>GRABEN</i> DI ISCHIA.....	»	17
1.3.	- I RILIEVI STRUTTURALI DEL MONTE DI VEZZI, PANZA E MONTE VICO.....	»	17
1.4.	- CENNI STORICI SUI DEPOSITI MARINI ANTICHI	»	18
2.	- LE AREE MARINE ANTISTANTI L'ISOLA.....	»	20
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE	»	23
1.	- IL MARGINE TIRRENICO CAMPANO.	»	23
2.	- IL CAMPO VULCANICO ISCHITANO NELL'AMBITO DELLA TETTONICA REGIONALE.....	»	24
3.	- ELEMENTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI	»	27
3.1.	- SETTORE MERIDIONALE.....	»	29
3.2.	- SETTORE SETTENTRIONALE	»	29
3.3.	- SETTORE OCCIDENTALE.....	»	30
3.4.	- SETTORE ORIENTALE.....	»	30
IV.	- STRATIGRAFIA	»	31
1.	- ISOLA DI ISCHIA	»	31
1.1.	- ISCHIA ANTICA	»	33
1.1.1.	- <i>Unità della Spiaggia della Scarrupata (LSU)</i>	»	33
1.1.2.	- <i>Scorie saldate di Punta della Signora (NOA)</i>	»	36
1.1.3.	- <i>Scorie saldate del Castello d'Ischia (LIS)</i>	»	37
1.1.4.	- <i>Lave de La Guardiola (GDL)</i>	»	38
1.1.5.	- <i>Scorie saldate di Capo Grosso (ROG)</i>	»	38
1.1.6.	- <i>Lave de Gradone (LGD)</i>	»	38
1.1.7.	- <i>Tufi della Scarrupata di Barano (RBN)</i>	»	38
1.1.7.1.	- <i>Membro di Barano (RBN₁)</i>	»	39
1.1.7.2.	- <i>Membro della Scarrupata (RBN₂)</i>	»	39
1.1.8.	- <i>Piroclastiti di Carta Romana (RRR)</i>	»	40
1.1.8.1.	- <i>Membro della Spiaggia di Carta Romana (RRR₁)</i>	»	40
1.1.8.2.	- <i>Membro di Casa Monte (RRR₂)</i>	»	40
1.1.8.3.	- <i>Membro di Casa Conte (RRR₃)</i>	»	40
1.1.9.	- <i>Piroclastiti de La Carrozza (PCZ)</i>	»	40
1.1.10.	- <i>Piroclastiti di Punta della Pisciazza (PSZ)</i>	»	41
1.1.11.	- <i>Scorie saldate de La Navicella (LNV)</i>	»	41
1.1.12.	- <i>Tufi della Spiaggia di San Pancrazio (TSS)</i>	»	42
1.1.13.	- <i>Scorie saldate del Torone (LTO)</i>	»	42
1.1.14.	- <i>Scorie saldate del M. di Vezzi (LVZ)</i>	»	42
1.1.15.	- <i>Lave di Punta San Pancrazio (LPZ)</i>	»	44
1.1.16.	- <i>Lave di Punta Imperatore (PIM)</i>	»	45

1.1.17.	- Lave di Punta Chiarito (LCH).....	Pag.	45
1.1.18.	- Lave di Capo Negro di Ischia (LCG).....	»	46
1.1.19.	- Tufi di Sorgeto (SRG).....	»	46
1.1.20.	- Lave di Monte Sant'Angelo di Ischia (LMT).....	»	48
1.1.21.	- Piroclastiti de l'Elefante (ELF).....	»	48
1.1.22.	- Piroclastiti della Spiaggia di Agnone (FGN).....	»	49
1.1.22.1.	- Membro di Punta Imperatore (FGN₁).....	»	49
1.1.22.2.	- Tufi di Pietra Nera (FGN₂).....	»	49
1.1.23.	- Lave di Monte Vico (LMV).....	»	51
1.1.23.1.	- Litofacies di Santa Restituta (LMV_a).....	»	51
1.1.23.2.	- Litofacies di San Montano (LMV_b).....	»	52
1.1.24.	- Lave di Parata (LPA).....	»	52
1.1.25.	- Lave di Punta del Lume (LPU).....	»	52
1.2.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL).....	»	52
1.2.1.	- Formazione di Pignatiello Auctt. (PPA).....	»	55
1.2.1.1.	- Membro della Baia del Porticello (PPA₁).....	»	55
1.2.1.2.	- Membro di Grotta di Terra (PPA₂).....	»	58
1.2.1.2.1.	- Cono di scorie (a).....	»	58
1.2.1.2.2.	- Colata di lava (b).....	»	58
1.2.2.	- Piroclastiti di Sotto la Chiesa (PSH).....	»	58
1.2.3.	- Unità di Cava Celario (ECV).....	»	60
1.2.4.	- Ignimbriti di Pietra Bianca (PBC).....	»	61
1.2.5.	- Breccia di Punta Sant'Angelo (PUA).....	»	62
1.2.6.	- Breccia de Il Porticello (BPT).....	»	63
1.2.7.	- Tufo del Pizzone (PZE).....	»	63
1.2.8.	- Tufo dei Frassitelli (TFS).....	»	65
1.2.9.	- Tufo Verde del Monte Epomeo Auctt. (TME).....	»	67
1.2.10.	- Piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC).....	»	69
1.2.10.1.	- Piroclastiti di caduta e di flusso (SEC_a).....	»	69
1.2.10.2.	- Ignimbrite saldata (SEC_b).....	»	71
1.3.	- SINTEMA DI BUCETO (UCE).....	»	72
1.3.1.	- Subsintema di Fasaniello (UCE₁).....	»	72
1.3.1.1.	- Unità di Campomanno (CPM).....	»	72
1.3.1.1.1.	- Litofacies di Ervaniello (a).....	»	73
1.3.1.1.2.	- Litofacies di via Ombrasco (b).....	»	73
1.3.1.2.	- Unità di Colle Jetto Auctt. (CJT).....	»	73
1.3.2.	- Subsintema di Piani di San Paolo (UCE₂).....	»	74
1.3.2.1.	- Unità di Cava Leccie (VEC).....	»	74
1.3.2.2.	- Unità di Toccaneto (TCN).....	»	74
1.3.2.3.	- Depositi di origine mista: debris flow e/o torrentizio (i_d).....	»	74
1.4.	- SINTEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (IIH).....	»	75
1.4.1.	- Subsintema di Fontana-Fasano (IIH₁).....	»	75
1.4.1.1.	- Tufi gialli dei Maronti (RNI).....	»	75
1.4.1.2.	- Tufi del Testaccio (TSC).....	»	75
1.4.1.3.	- Tufi di Punta delle Pietre Rosse (TPI).....	»	76
1.4.1.4.	- Tufi di Citara (TCT).....	»	76
1.4.1.5.	- Tufi di Grotta dello Spuntatore (GOE).....	»	77

1.4.1.6.	- Tufi di Monte Cotto (TTC).....	Pag.	78
1.4.1.7.	- Tufi dei Pizzi Bianchi (PZR)	»	79
1.4.1.8.	- Tufi di Serrara - Cava Petrella (TSP)	»	81
1.4.1.8.1.	- <i>Cono di tufo. Litofacies di Serrara (a)</i>	»	81
1.4.1.8.2.	- <i>Cono di tufo. Litofacies di Cava Petrella (b)</i>	»	81
1.4.1.9.	- Piroclastiti di Ciglio (PGI)	»	82
1.4.1.10.	- Tufi di San Michele di Ischia (TMH)	»	82
1.4.2.	- <i>Subsintema di Campotese (IIH₂)</i>	»	82
1.4.2.1.	- Lave di Madonna di Montevergine (MMV)	»	82
1.4.2.2.	- Piroclastiti di Cava Pelara (CPE)	»	83
1.4.2.3.	- Lave del Pilaro (LPR).....	»	84
1.4.2.4.	- Lave del Rosicariello (RSC)	»	84
1.4.2.5.	- Lave di Grotta del Mavone (GMV).....	»	84
1.4.2.6.	- Scorie saldate della Schiappa (SHP)	»	85
1.4.2.7.	- Piroclastiti dello Scarrupo di Panza (SUN)	»	85
1.4.2.7.1.	- <i>Brecce pomicee (a)</i>	»	85
1.4.2.7.2.	- <i>Scorie saldate (b)</i>	»	86
1.4.2.8.	- Lave del Pomicione (POM).....	»	86
1.4.2.9.	- Piroclastiti di Russo (RUO)	»	86
1.4.2.10.	- Tufi di Sant'Angelo (SGL)	»	87
1.4.2.11.	- Scorie di Grotta del Mago (GTM).....	»	89
1.4.2.12.	- Tufo di Solchiaro (SHI).....	»	90
1.4.2.13.	- Piroclastiti di Casa Mormile (PCM)	»	90
1.4.2.14.	- Lave di Sant'Anna (TNN).....	»	91
1.4.2.15.	- Piroclastiti di Faro Punta Imperatore (PPI).....	»	91
1.4.3.	- <i>Subsintema di La Rita-M. Caccaviello (IIH₃)</i>	»	92
1.4.3.1.	- Lave di Costa Sparaina (INA)	»	92
1.4.3.2.	- Lave del M. Trippodi (TPI).....	»	92
1.4.3.3.	- Lave di Selva del Napolitano (NPT).....	»	92
1.4.3.4.	- Tufi di Marecoppo (MRP).....	»	92
1.4.3.5.	- Unità di Castiglione (Cafieri <i>Auctt.</i>) (TIL)	»	93
1.4.3.6.	- Tufi di Casamicciola (CMI).....	»	94
1.4.3.7.	- Lave della Fundera (FUD).....	»	94
1.4.3.8.	- Tufi di Cava del Puzzillo (PUZ).....	»	95
1.4.3.8.1.	- <i>Lava (a)</i>	»	95
1.4.3.8.2.	- <i>Tufo (b)</i>	»	95
1.4.3.9.	- Deposito di spiaggia (g_{2c}).....	»	96
1.4.3.10.	- Piroclastiti di San Montano (PMT)	»	96
1.4.3.11.	- Lave dello Zaro (ZRO).....	»	96
1.4.3.11.1.	- <i>Membro della Sciavica (ZRO₁)</i>	»	96
1.4.3.11.2.	- <i>Membro di Punta Caruso (ZRO₂)</i>	»	97
1.4.3.12.	- Unità di Vagnulo (VNU).....	»	97
1.4.3.13.	- Unità di Bocca di Serra (BSR)	»	99
1.4.3.14.	- Unità di Punta del Soccorso (PUS).....	»	100
1.4.3.15.	- Unità di Lacco Ameno (LMO)	»	101
1.4.3.16.	- Tufi di Villa Arbusto (VLA)	»	103
1.4.3.17.	- Unità di Mezzavia Vecchia (MZV).....	»	103

1.4.4.	- <i>Subsistema di Ischia Porto (IIH₄)</i>	Pag.	103
1.4.4.1.	- Piroclastiti di Piano Liguori (PNU)	»	103
1.4.4.2.	- Scorie di Punta de La Cannuccia (PCI).....	»	104
1.4.4.3.	- Unità di Serrara Fontana (SEF).....	»	105
1.4.4.4.	- Unità di Barano (Rosato <i>Auctt.</i>) (BNO).....	»	105
1.4.4.5.	- Unità della Grande Sentinella (GSN).....	»	106
1.4.4.6.	- Depositi di origine mista: debris - flow e/o torrentizi (i ₁).....	»	106
1.4.4.7.	- Unità di Succhivo (SUC)	»	106
1.4.4.7.1.	- <i>Litofacies di Cava Rufano (a)</i>	»	107
1.4.4.7.2.	- <i>Litofacies di Cava Grado (b)</i>	»	107
1.4.4.8.	- Lave del Rio Corbore (RCB).....	»	107
1.4.4.9.	- Piroclastiti di Bagnetielli (BGI)	»	108
1.4.4.10.	- Lave del M. Tabor (TBR).....	»	108
1.4.4.11.	- Lave del Mortito (MIT).....	»	108
1.4.4.12.	- Lave e piroclastiti del Bosco della Maddalena (BMD).....	»	108
1.4.4.12.1.	- <i>Membro di Cognolo (BMD₁)</i>	»	109
1.4.4.12.2.	- <i>Membro del Fondo d'Oglio (BMD₂)</i>	»	110
1.4.4.12.2.1.	- DUOMO DI LAVA (a)	»	110
1.4.4.12.2.2.	- CONO DI SCORIE (b)	»	110
1.4.4.12.3.	- <i>Membro de Le Querce (BMD₃)</i>	»	110
1.4.4.13.	- Depositi di origine mista: debris - flow e/o torrentizi (i _b).....	»	110
1.4.4.14.	- Lave del Cantariello (CNT)	»	111
1.4.4.15.	- Piroclastiti di Panza (PPZ)	»	111
1.4.4.16.	- Scorie della Spiaggia degli Inglesi (ING)	»	111
1.4.4.17.	- Lave di Mezzocammino (MZO).....	»	112
1.4.4.18.	- Scorie saldate del Porto d' Ischia (PIH)	»	112
1.4.4.19.	- Piroclastiti del Vatoliere (VTL)	»	112
1.4.4.19.1.	- <i>Membro di Molara di Ischia (VTL₁)</i>	»	112
1.4.4.19.2.	- <i>Membro di Casa Balestrieri (VTL₂)</i>	»	113
1.4.4.20.	- Piroclastiti di Cava Bianca (CBN)	»	114
1.4.4.21.	- Lave di Posta Lubrano (LPS)	»	115
1.4.4.22.	- Piroclastiti del Cretaio (PCE).....	»	115
1.4.4.23.	- Piroclastiti e lave di Sant 'Alessandro (SNA)	»	116
1.4.4.23.1.	- <i>Membro di Foce (SNA₁)</i>	»	116
1.4.4.23.2.	- <i>Membro di La Quercia (SNA₂)</i>	»	116
1.4.4.24.	- Piroclastiti e lave del Bosco dei Conti (BCN).....	»	116
1.4.4.24.1.	- <i>Litofacies di Casa Arcamone (a)</i>	»	117
1.4.4.24.2.	- <i>Litofacies di Sacchetta (b)</i>	»	117
1.4.4.25.	- Deposito di spiaggia (g _{2b})	»	117
1.4.4.26.	- Lave del Montagnone (MMH).....	»	117
1.4.4.26.1.	- <i>Membro del Maschiata (MMH₁)</i>	»	118
1.4.4.26.2.	- <i>Membro del Montagnone inferiore (MMH₂)</i>	»	118
1.4.4.26.3.	- <i>Membro del Montagnone superiore (MMH₃)</i>	»	118
1.4.4.27.	- Lave del Rotaro (RTA)	»	118
1.4.4.28.	- Lave di Punta della Scrofa (PUT)	»	118
1.4.4.28.1.	- <i>Membro di Pietra Vono (PUT₁)</i>	»	119
1.4.4.28.2.	- <i>Membro di Perrone (PUT₂)</i>	»	119
1.4.4.29.	- Lave dell'Arso (ASO)	»	119

1.4.4.29.1.	- <i>Membro di Fasolara (ASO₁)</i>	Pag.	120
1.4.4.29.2.	- <i>Membro del Bosco di Spalatriello (ASO₂)</i>	»	121
1.4.4.29.3.	- <i>Membro del Bosco d'Argento (ASO₃)</i>	»	121
1.5.	- DEPOSITI EPICLASTICI CONTINENTALI E MARINI	»	121
1.5.1.	- <i>Deposito di frana antica (a_{1b})</i>	»	121
1.5.2.	- <i>Deposito di origine mista. Debris-flow e/o torrentizio (i_a)</i>	»	122
1.5.3.	- <i>Deposito di spiaggia attuale e recente (g₂)</i>	»	122
1.5.4.	- <i>Coltre eluvio-colluviale (b₂)</i>	»	123
1.5.5.	- <i>Deposito alluvionale (b)</i>	»	123
1.5.6.	- <i>Detrito di falda (a₃)</i>	»	123
1.5.7.	- <i>Deposito di frana (a_{1a})</i>	»	123
1.5.8.	- <i>Deposito di versante (a)</i>	»	124
1.5.9.	- <i>Opere di difesa costiera (h₃)</i>	»	124
1.5.10.	- <i>Discariche (h₁)</i>	»	124
1.6.	- DEPOSITI DELL'AREA MARINA.....	»	125
1.6.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	»	125
1.6.1.1.	- <i>Depositi di piede di falesia</i>	»	125
1.6.1.2.	- <i>Depositi di spiaggia sommersa</i>	»	125
1.6.2.	- <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	»	125
1.6.2.1.	- <i>Depositi di ghiaie e sabbie relitte (pal)</i>	»	125
1.6.2.2.	- <i>Depositi di piattaforma interna prossimale</i>	»	126
2.	- PRINCIPALI BIOCENOSI MARINE.....	»	126
V	- GEOLOGIA DELLE AREE MARINE	»	129
1.	- METODOLOGIE DI INDAGINE	»	129
1.1.	- DATI BATIMETRICI ED ECOGRAFICI	»	129
1.2.	- METODI DI RILEVAMENTO DIRETTO IN IMMERSIONE	»	131
2.	- INQUADRAMENTO MORFOLOGICO GENERALE	»	132
3.	- I FONDALI MARINI PERICOSTIERI DELL'ISOLA DI ISCHIA	»	136
3.1.	- GLI AMBITI DEPOSIZIONALI	»	136
3.1.1.	- <i>Il Settore orientale: da Marina di Casamicciola Terme a Punta della Signora</i>	»	137
3.1.2.	- <i>Il Settore occidentale: da Lacco Ameno al litorale dei Maronti</i>	»	141
3.1.3.	- <i>Aspetti caratteristici della distribuzione dei debris avalanche e dei debris flow</i>	»	148
3.2.	- SINTESI DEGLI ELEMENTI MORFOSTRATIGRAFICI E STRUTTURALI DEI SETTORI COSTIERI SOMMERSI.....	»	151
3.2.1.	- <i>Isola d'Ischia</i>	»	151
VI	- COMPOSIZIONE DELLE UNITA' VULCANICHE	»	153
VII	- GEOLOGIA STRUTTURALE	»	159
VIII	- GEOFISICA	»	167
1.	- SISMICA	»	167
1.1.	- ASSETTO STRUTTURALE DEL CAMPO VULCANICO INSULARE E MARINO	»	168
1.2.	- METODOLOGIA D'INDAGINE	»	169
1.3.	- DEFINIZIONE DELL'ARCHITETTURA SISMO-STRATIGRAFICA	»	170
2.	- GRAVIMETRIA	»	176

IX	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.....	Pag.	181
1.	- DISSESTI	»	181
1.1.	- FENOMENOLOGIE FRANOSE	»	181
1.1.1.	- <i>Crollo, ribaltamento e rotolamento</i>	»	182
1.1.2.	- <i>Scorrimento/scivolamento</i>	»	183
1.1.3.	- <i>Colamento</i>	»	183
1.2.	- ALTRI FENOMENI DI DISSESTO	»	184
1.2.1.	- <i>Alluvioni</i>	»	184
1.2.2.	- <i>Erosione costiera</i>	»	184
2.	- PERICOLOSITÀ SISMICA	»	185
3.	- PERICOLOSITÀ VULCANICA.....	»	189
4.	- IL SISTEMA IDROTERMALE DELL'ISOLA.....	»	194
4.1.	- INTRODUZIONE.....	»	194
4.2.	- ALTERAZIONE IDROTERMALE SUPERFICIALE.....	»	194
5.	- IDROGEOCHIMICA	»	197
X	- RIASSUNTO ESTESO	»	199
XI	- EXTENDED ABSTRACT	»	205
XII	- BIBLIOGRAFIA	»	209

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 fa l'evoluzione e la crescita del vulcano è stata influenzata profondamente anche dalle variazioni eustatiche del livello del mare e dai processi vulcanotettonici 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 avuto nella fase di progettazione del Foglio una particolare attenzione da parte del Coordinamento Regionale e del Servizio Geologico Nazionale-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 consentito 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 avalanche* 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 tra i risultati raggiunti 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 dell'isola, 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 loro ruolo nello sviluppo dell'ambiente dell'isola.

1. - REALIZZAZIONE DEL FOGLIO 464 “ISOLA DI ISCHIA”

Il Foglio 464 “Isola di Ischia” comprende l’omonima isola e l’isolotto 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. In particolare il braccio di mare che collega l’isola di Vivara con Ischia, denominato Canale di Ischia, è caratterizzato da profondità relativamente basse raggiungendo al massimo i -35 m.

Nella presente edizione, in scala 1:10.000, il taglio del foglio include esclusivamente la parte emersa relativa all’Isola di Ischia e la fascia costiera sommersa che la circonda fino alla profondità di -30 m oggetto di indagine diretta da geologici subacquei.

La realizzazione del Foglio “Isola di Ischia” è stata effettuata nell’ambito del Progetto CARG (L.226/99) a seguito della Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale - ISPRA e la Regione Campania - Settore Difesa Suolo. La Regione Campania ha cofinanziato le indagini delle aree emerse ed ha finanziato totalmente con l’Autorità di Bacino Nord-Occidentale della Campania, le indagini delle aree marine tra le batimetriche di 0 e -200 m. Il Progetto delle aree marine della Regione Campania comprende il rilevamento alla scala 1:10.000 della fascia batimetrica da -30/-200 e il rilevamento geologico subacqueo *ex-novo* della fascia batimetrica da 0/-30 m. Il Progetto CARG delle aree marine è stato realizzato dall’Istituto Geomare Sud, oggi Istituto per l’Ambiente Marino Costiero IAMC, CNR di Napoli e dall’Università “La Parthenope”.

Il Responsabile di Progetto CARG - Regione Campania è L. Monti -Settore Difesa Suolo e Geotermia.

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 di Ischia” è stato condotto da G. Giudetti, W. Luperini, L. Monti, R.M. Toccaceli, M. Vietina, diretto e coordinato 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, Napoli con il contributo di Biagio Giorgio, PhD della Università di Pisa. Consulente per la gravimetria Maurizio Fedi della Università Federico II, Napoli.

Le analisi petrografiche e geochimiche sono state effettuate da P. Fulignati, P. Marianelli e G. Giudetti. Le analisi geocronologiche Ar/Ar sono state effettuate da Alan Deino del Lawrence Berkeley Laboratory, California USA.

Per le aree marine:

I coordinatori scientifici della geologia subacquea e geologia marina sono B. D’Argenio e E. Marsella. La redazione scientifica (aree marine da 0 a -200 m) è di M.L. Putignano.

Il rilevamento della fascia batimetrica da 0 a -30 m (geologia subacquea) è stato condotto da C. Donadio, A. Priore, F. Terlizzi, R.M. Toccaceli ed è stato diretto da R.M. Toccaceli.

Le analisi geofisiche sono state condotte da IAMC - CNR di Napoli

Le note illustrative delle aree emerse corrispondenti ai capitoli I, II, III, IV, (relativamente ai sottocapitoli e paragrafi delle specifiche competenze) VI, VII, IX sono state redatte da A. Sbrana con il contributo di W. Luperini relativamente al capitolo IV (Stratigrafia), di P. Marianelli relativamente al capitolo VI (Composizione delle unità vulcaniche) e di W. Luperini e P. Marianelli relativamente al Capitolo IX (Elementi di geologia tecnica e applicata) - sottocapitolo 3. (Pericolosità vulcanica) e di P. Fulignati e G.

Giudetti relativamente al sottocapitolo 4 (Il sistema idrotermale dell'isola).

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

Il capitolo VII (Geologia strutturale) è stato redatto da C. Faccenna.

Il Capitolo VIII (Geofisica) i sottocapitoli 1. (Assetto strutturale del campo vulcanico insulare e marino) 2. (Metodologia d'indagine) e 3. (Definizione dell'architettura sismo-stratigrafica) sono stati redatti da F. Giordano, G. Biagio e A. Sbrana; il sottocapitolo 4. (Gravimetria) da M. Fedi, G. Florio, M. Grimaldi e F. Italiano.

All'interno del Capitolo IX (Elementi di geologia tecnica e applicata) il sottocapitolo 2. (Pericolosità sismica) è stato redatto da E. Cubellis.

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 Capitolo IV e V (relativamente ai paragrafi di specifica competenza).

In particolare, all'interno del Capitolo IV (Stratigrafia), il sottocapitolo 1.6. (Depositi dell'area marina) è stato redatto con il contributo di M.L. Putignano, il sottocapitolo 2 (Principali biocenosi marine), è a cura di M.C. Gambi e M.C. Buia.

Il Capitolo V (geologia delle aree marine) è a cura per la maggior parte di R.M. Toccaceli con il contributo di C. Donadio per par. 3.1.1. (Il Settore orientale: da Marina di Casamicciola Terme a Punta della Signora). I sottocapitoli 1.1. e 2. sono stati redatti da G. Aiello, F. Budillon, A. Conforti e B. D'Argenio.

Il coordinamento redazionale delle note illustrative è a cura di L. Monti, A. Sbrana (per le aree emerse) e di M.L. Putignano (per le aree marine).

Il rilevamento delle aree emerse del Foglio 464 “Isola di Ischia” è stato effettuato negli anni 2004-2007 alla scala di 1:5.000 con restituzione alla scala 1:10.000. I rilievi per la parte emersa sono stati effettuati secondo le norme CARG (CNR, 1992).

Per il rilevamento dei depositi vulcanoclastici e clastici affioranti nel Foglio “Ischia” sono stati usati criteri lito-e morfo-stratigrafici. La metodologia utilizzata per il rilevamento si è concretizzata nella esecuzione di un rilevamento di campagna di grande dettaglio, su basi aerofotogrammetriche in scala 1:5.000 ed in alcuni casi 1:2.000, con il supporto della foto interpretazione di foto aeree, pancromatiche e a colori. 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 per i depositi vulcanici 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 1:5.000 con restituzione alla scala 1:10.000 sono stati eseguiti negli anni 2006-2007. I criteri e le metodologie di riferimento per le aree marine hanno osservato le prescrizioni dettate dalle “Linee Guida al rilevamento geologico subacqueo” della Regione Campania (Monti *et alii*, 2003).

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

II - STUDI PRECEDENTI

La cartografia esistente 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 e i primi lavori risalgono al 1798 (BREISLAK, 1798), fino ad arrivare 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 di 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 rivolta 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, 1951, 1954; CELICO & STANZIONE, 1999; INGUAGGIATO *et alii*, 1996; 2000; PANICHI *et alii*, 1992).

1. - L'ISOLA DI ISCHIA

L'Isola d'Ischia (Fig. 2·1) 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; ad ovest invece scende gradualmente verso il bacino del golfo di Gaeta, mentre a sud e a sud-ovest si approfondisce rapidamente per 800 metri o più verso il fonda-

le 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 (ACOCCELLA & FUNICIELLO, 19

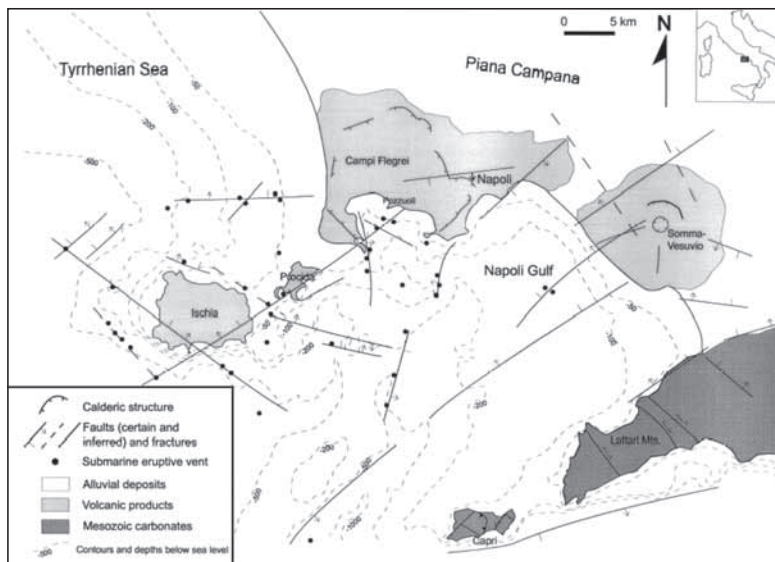


Fig. 2-1 - Schema strutturale dell'area vulcanica napoletana (ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999).

Ischia, analogamente agli altri complessi del Distretto Flegreo è un campo vulcanico di grandi dimensioni, in buona parte sottomarino, esteso su una superficie di circa 600 km². E' stata caratterizzata da eruzioni esplosive di magnitudo molto elevata con volumi eruttivi di decine di km cubi di magma. 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 in-

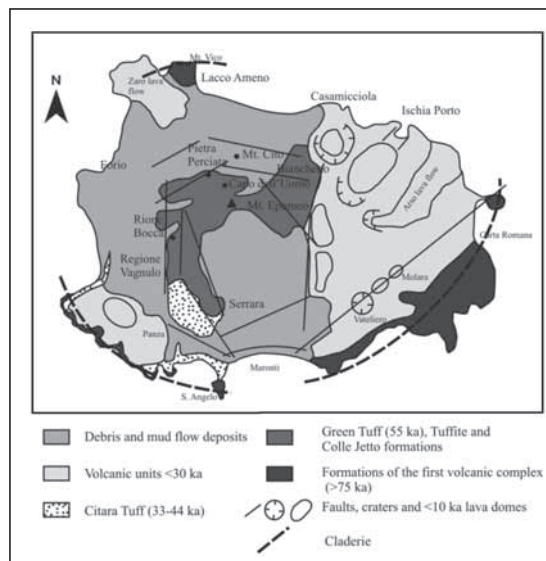


Fig. 2-2 - Mappa strutturale di Ischia che mostra le morfostutture principali: Horst del Monte Epomeo, Rilievi del Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico, Graben d'Ischia (Modificata da VEZZOLI, 1988).

fieri associate al sollevamento del blocco risorgente del Monte Epomeo. Quest'ultimo costituisce la zona centrale sollevata dell'isola (*horst* vulcano-tettonico del Monte Epomeo); questa è circondata da una serie di centri eruttivi, duomi, *tuff cone* e colate laviche distribuiti su una vasta area. In letteratura tutti i lavori concordano con il ritenere Ischia come 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 una importante unità ignimbratica: il Tufo Verde del Monte Epomeo. 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. 2-2).

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. 2-2):

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

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 del Tufo Verde del Monte Epomeo *Auctt.* 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 di fatto hanno la stessa orientazione, responsabili dell'estensione plio-quaternaria del margine campano (ACOCELLA & FUNICIELLO, 1999 (Fig. 2-1). 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 a dare 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 1.000 m circa.

La letteratura scientifica propone ad oggi tre diversi modelli per il sollevamento del blocco epomeico. 1- Modello dell'*horst* vulcano-tettonico: formulato da RITTMANN 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°) 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. Questi ultimi 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 del Tufo Verde che immerge verso S-SE di circa 1-5°. Lungo il fianco meridionale del blocco, gli strati in modo graduale formano 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. Invece il lato settentrionale dell'*horst* risorgente è caratterizzato da faglie verticali o subverticali con drappeggio 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 *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). Questi 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 ruota intorno 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. 2.3): nel settore nord occidentale il

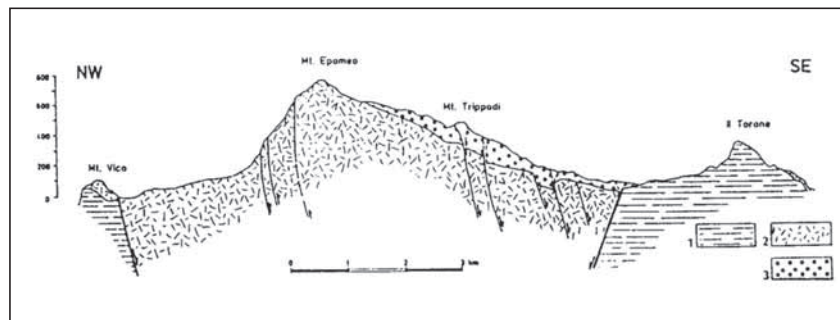


Fig. 2.3 - Sezione geologica di Ischia:

- 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).

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 ACOCCELLA & FUNICIELLO (1999) e poi

MOLIN *et alii* (2003) riprendono questo modello quantificando inoltre la rotazione del blocco e facendo un bilancio dell'energia richiesta per il sollevamento. Questi Autori partono dall'osservazione della giacitura della parte sommitale del Tufo Verde: essa 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 il Tufo Verde. Poiché le ignimbriti si mettono in posto in posizione circa orizzontale, occorre assumere che la posizione osservata nel Tufo Verde 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 nella zona SE del blocco è simile a quella (ipotizzata) 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. 2.4). 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. 2.5). 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 *trends* 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 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

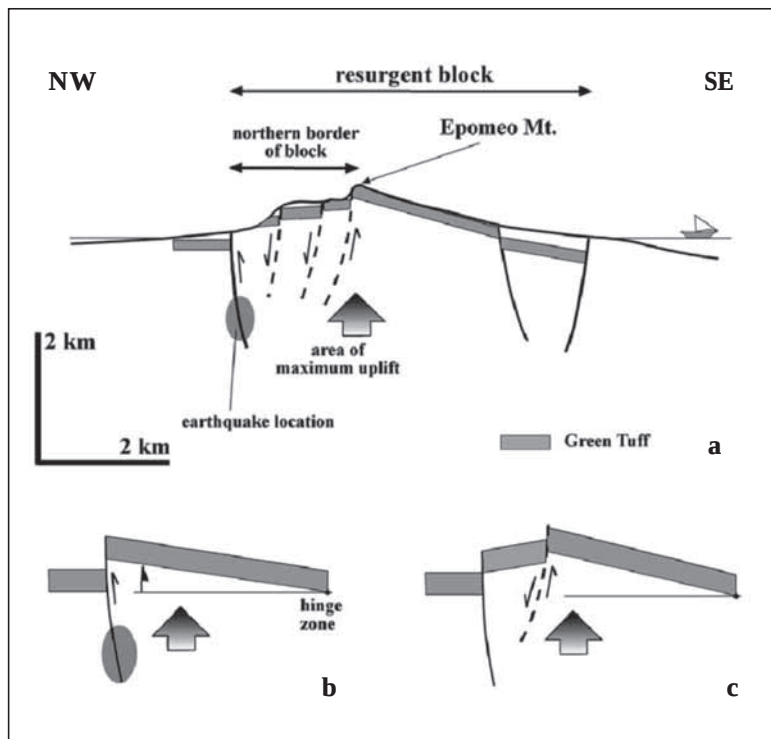


Fig. 2-4 - Block-diagram del blocco risorgente dell'Isola di Ischia, confinato da faglie regionali preesistenti.

- 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.
- modello evolutivo di una trapdoor intermittente.
- 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, 2003).

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, nonché l'apertura di numerose bocche afferenti alle fasi eruttive quattro e cinque di VEZZOLI, 1988 (Fig. 2-6).

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

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.

1.2. - IL GRABEN DI ISCHIA

E' una vasta area ribassata di forma triangolare che si estende tra il Monte Epomeo e il rilievo del 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

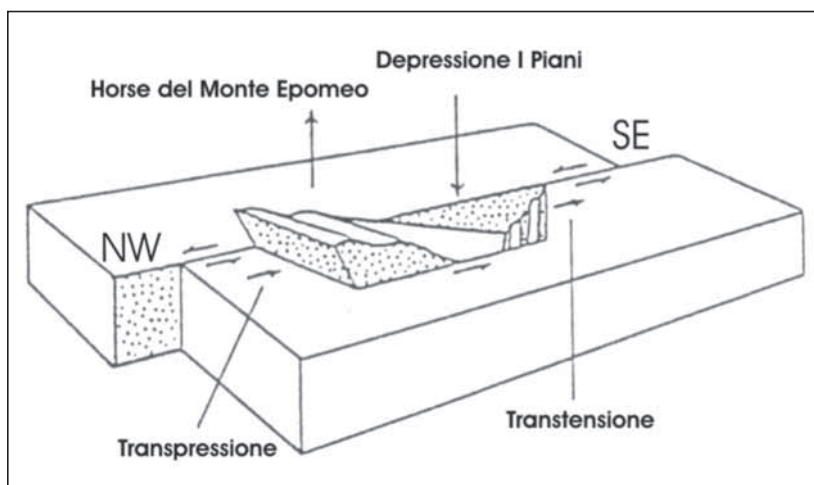


Fig. 2-5 - Assetto strutturale dell'isola di Ischia durante gli ultimi 35 ka. Tipo e senso di movimento delle faglie rinvenute ad Ischia (ZUPPETTA et alii, 1993).

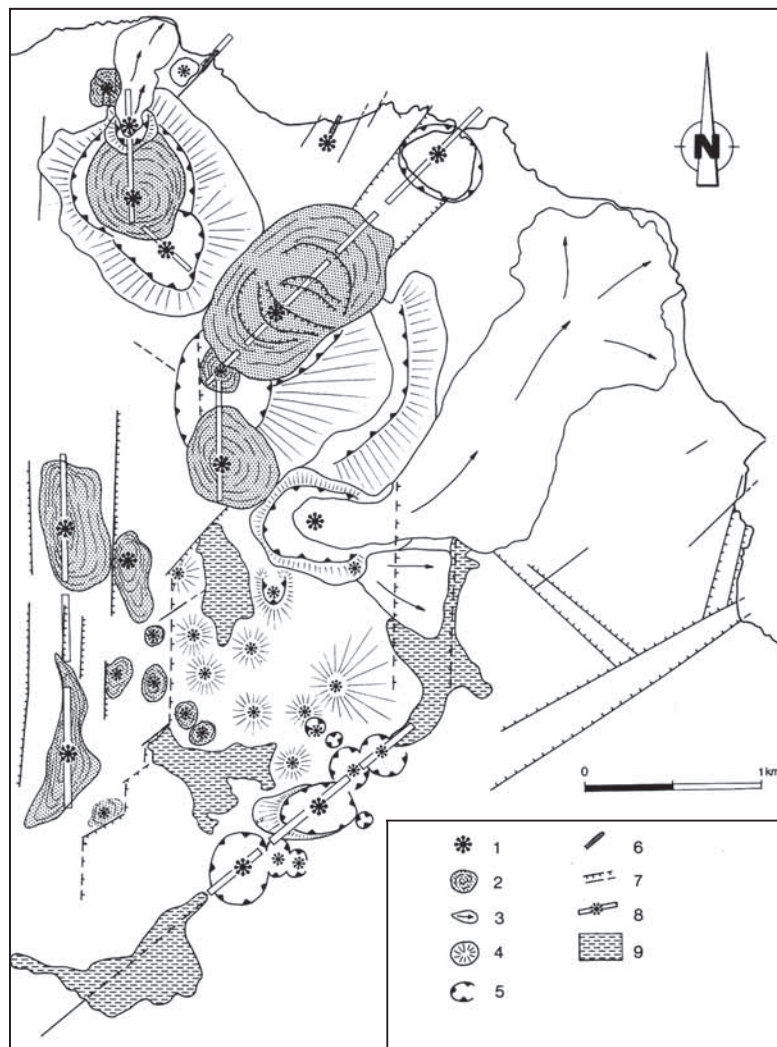


Fig. 2-6 -
Mappa strutturale del graben d'Ischia:

- | | |
|-----------------------|----------------------------|
| 1) centri eruttivi | 6) dicchi |
| 2) duomi lavici | 7) faglie |
| 3) colate laviche | 8) fratture eruttive |
| 4) conii piroclastici | 9) depressioni strutturali |
| 5) crateri | (VEZZOLI, 1988). |

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 una altitudine variabile tra 250 e 400 metri sopra il livello del mare. 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. Questa area è ciò che rimane di un complesso vulcanico precedente al Tufo Verde, poi coperto dalle unità piroclastiche successive; la frattura eruttiva si estende da NE a SO. In questa zona è particolarmente evidente attività idrotermale associata a faglie e fratture (es. Lacco Ameno) (VEZZOLI, 1988).

1.4. - CENNI STORICI SUI DEPOSITI MARINI ANTICHI

Lo studio dei depositi marini antichi, sollevati rispetto all'attuale livello del mare, ha interessato molti ricercatori anche in tempi non recenti, 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 revisione completa della malacofauna recente dell'area vulcanica napoletana riferendosi a lavori già realizzati a partire da HAMILTON (1776) e poco più tardi, da BREISLAK (1798) da 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 Calabriano. I fossili ritrovati risultano tuttora viventi nei mari del golfo con abbondanza di individui. ITALIANO (1984) 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 a un di probabile ambiente transizionale, testimoniato dai depositi limo-sabbiosi e argillosi successivi.

RITTMAN & GOTTINI (1980) descrivono le località fossilifere e i depositi di spiaggia sollevati dell'isola. Fra questi gli Autori ritengono particolarmente indicativi per della 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 del 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, raggiungendo la quota di circa 70 m sull'attuale livello del mare. Datazioni assolute con il metodo ^{14}C eseguite dagli Autori sulla fauna delle siltiti hanno fornito una 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 RITTMAN & GOTTINI (1980) individuano un deposito costituito da ciottoli arrotondati e sabbie a circa 470 m s.l.m. in località Piani di San Paolo e 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. Deposit sabbiosi di spiaggia fossiliferi intercalati a livelli piroclastici vengono segnalati, da BARRA *et alii* (1992a), in località Mezzavia Vecchia qui denominati unità di Mezzavia Vecchia (**MZV**) 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 (q. 280 m s.l.m.) in località Buttavento presenta lembi relitti di depositi ciottoloso-ghiaiosi e sabbiosi di spiaggia; in quello più basso, disposto a circa 10-15 m s.l.m., ubicato in località Maronti, prospiciente l'omonimo litorale, dove 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 stati rivisti ed ampliati gli studi stratigrafici ed analitici delle successioni sedimentarie di località Cava Leccie (**VEC**) e di 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 di Cava Leccie (**VEC**) non più antichi di 55.000 anni 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 una età di circa 6.000 anni da oggi, e 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 ed aggiornato contenuto scientifico ed informativo sono stati effettuati a partire dalla fine degli anni '90. Indagini sulla scarpata continentale meridionale dell'Isola di 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 (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 1.000 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; ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006). A partire dagli anni 2.000 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; 2003b) sulla struttura e la morfologia dei depositi di *debris avalanche* nel settore nord-occidentale dell'Isola d'Ischia e sulle 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); sulla base di considerazioni stratigrafiche, sismostratigrafiche e di datazioni ^{14}C -AMS di alcuni frammenti di piante (*Posidonia oceanica* (L.) Delile, rinvenute 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 a carattere morfostratigrafico permettono di ipotizzare una cronologia relativa. In particolare BUDILLON *et alii* (2003b) evidenzia che il *Debris avalanche* (DA) di Forio poggia su un terrazzo deposizionale sommerso (il cui *top* raggiunge le profondità di circa -70/-80 m) ed è parzialmente ricoperto dal prisma costiero progradante e che il DA inoltre presenta superfici di spianamento al tetto poste a quota -20/-30 m. Nel

settore settentrionale vengono individuati due differenti *debris avalache*: 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, marcato dalle pareti ripide degli argini, è confinato nelle aree più prossime alla costa nei dintorni di Lacco Ameno (BUDILLON *et alii*, 2003a).

La causa di innesco di tali eventi catastrofici, secondo differenti Autori, 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 avalanche* sono stati eseguiti tra il 2000 ed il 2008 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 relitti sommersi e delle intrusioni (dicchi e mega dicchi) presenti nell'area antistante all'isola di Ischia, unitamente alle analisi morfobatimetriche, secondo alcuni Autori permettono di delineare i principali lineamenti vulcanici e tettonici del settore sommerso dell'isola di 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 nei settori sud-occidentali e occidentali degli apparati vulcanici sommersi 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 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* (2003), propongono un'età successiva alla messa in posto del DA di Forio osservando che la sua base poggia su blocchi appartenenti a tale deposito.

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 morfobatimetriche 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 ne rappresenta 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; ACOCCELLA & FUNICELLO, 1999, BRUNO *et alii*, 2002). Il riempimento sedimentario delle pianure costiere consiste in depositi clastici marini e continentali, che si alternano, nella Piana Campana, ad abbondanti prodotti vulcanici con uno spessore complessivo dei sedimenti superiore a 3.000 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 sull'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 (Aquitano-Langhiano, Tortoniano, Messiniano e Pliocene inferiore; D'ARGENIO *et alii*, 1973; ORTOLANI & TORRE, 1981), che strutture post-orogeniche prodotte dalla neotettonica distensiva plio-pleistocenica.

L'attività vulcanica ha avuto un ruolo rilevante nella regione durante il Quaternario, controllando in modo significativo l'architettura stratigrafica dei bacini sedimentari. Relativamente ai numerosi studi sui vulcani affioranti in superficie, ancora frammentarie sono le conoscenze sugli apparati vulcanici sepolti nel sottosuolo 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 riscontrate dai pozzi 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 marino tirrenico campano sono caratterizzati sia da andamenti appenninici N-S 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.

Il Golfo di Napoli è il risultato di due eventi estensionali che si sono succeduti nel Pleistocene: il primo, sviluppatosi nel Pleistocene inferiore lungo faglie ad andamento NO-SE ha consentito la formazione della depressione, ad andamento parallelo alla catena, della Piana Campana; il secondo, impostato su un sistema di faglie ad andamento NE-SO, al passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, ha generato il Golfo di Napoli producendo inoltre strutture asimmetriche di tipo *semi-graben*, che caratterizzano tutto il margine campano (MILIA & TORRENTE 1999).

Particolare rilevanza è assunta anche dalla 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 1.000 km² di superficie ed è caratterizzato da decine di centri eruttivi esplosivi ed effusivi e da caldere di importanza regionale emerse e sommerse.

Ad Ischia affiorano i terreni vulcanici più antichi del DVF; questi risalgono almeno al Pleistocene

superiore, infatti le vulcaniti più antiche dell'isola hanno una età di circa 160 ka. Il CVI si estende per circa 500-600 km² (Fig. 3-1) a partire dai coni 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 dell'isola, 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, quali quella visibile ad ovest del banco di Forio, oppure 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 spesso cunei piroclastici legati ad attività di vulcani dell'*offshore* occidentale dell'isola si rinvengono nelle sequenze a terra - i tufi di Citara, le piroclastiti di Punta Imperatore, le cineriti dell'area di Monte Vico - mentre varie unità sismostratigrafiche si individuano in questo settore a testimonianza della continuità tra il campo vulcanico emerso ed il campo sottomarino.

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 distingue il grande vulcano del Banco d'Ischia (Fig. 3-1) e gli apparati minori localizzati sulla scarpata continentale, caratterizzata da strutture gravitative di arretramento molto sviluppate.

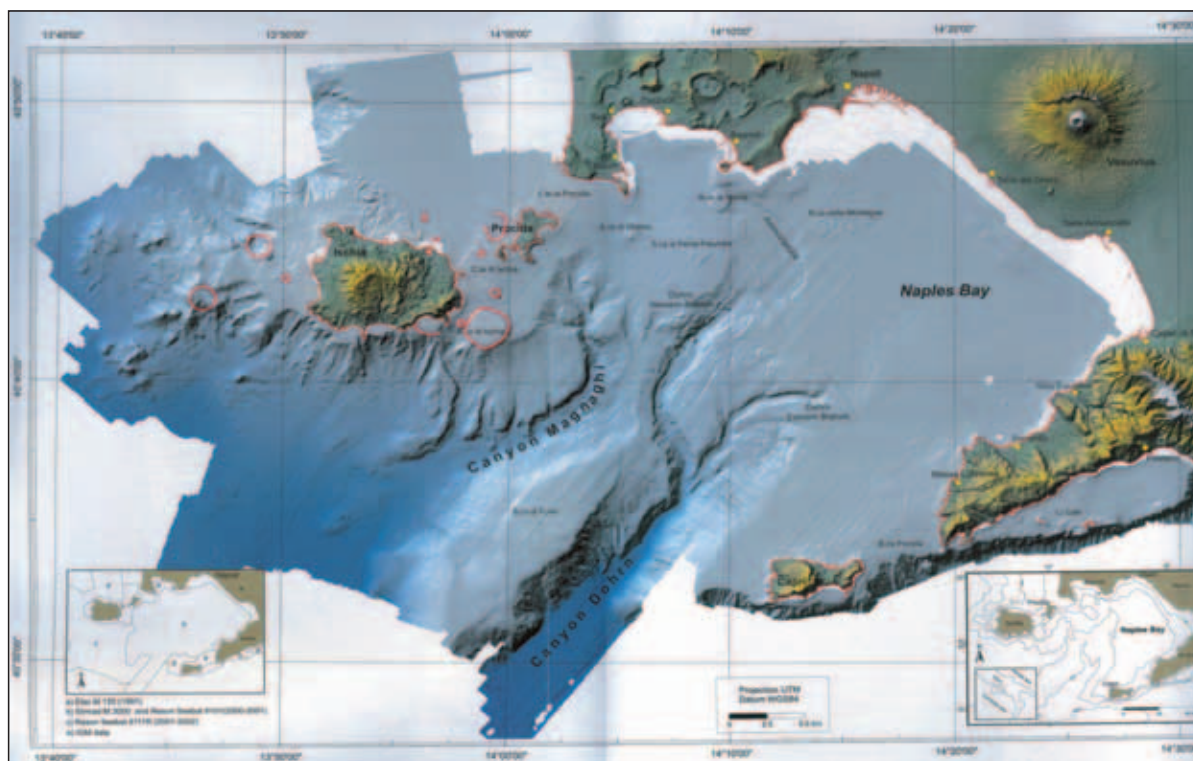


Fig. 3-1 - Campo vulcanico di Ischia.

In generale nel campo vulcanico si individuano faglie di importanza regionale e sistemi di faglie e fratture controllate da un campo di deformazioni fortemente influenzato dalla vulcano-tettonica estremamente intensa, legata all'intenso magmatismo che caratterizza l'isola. A scala regionale il CVI forma una morfostruttura grossolanamente subellittica con asse maggiore avente direzione circa est-ovest (N80O). Un sistema di faglie antiappenninico, NE-SO, di importanza crostale, molto recente (epoca romana) controlla lo sviluppo di vulcanismo latitico e basaltico-shoshonitico sull'isola, dei coni di scorie di Vatoliere, 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 nella architettura strutturale della Piana Campana viene definita anche dai dati geofisici che mettono in evidenza caratteristiche geofisiche 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. 3-2; BERRINO *et alii*, 2008) associata ad anomalie magnetiche di notevole intensità sviluppate nell'off-shore occidentale dell'isola (Fig. 3-3; PAOLETTI *et alii*, 2009). Questa anomalia gravimetrica è stata interpretata come l'effetto della risalita del basamento carbonatico in corrispondenza dell'isola; una interpretazione più plausibile può essere connessa all'intenso magmatismo che ha interessato l'isola. Questa è caratterizzata da un sistema di alimentazione molto superficiale riconducibile ad un complesso intrusivo trachitico superficiale di tipo laccolitico.

Le linee sismiche a riflessione ad alta risoluzione eseguite nell'ambito del Progetto CARG, 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.

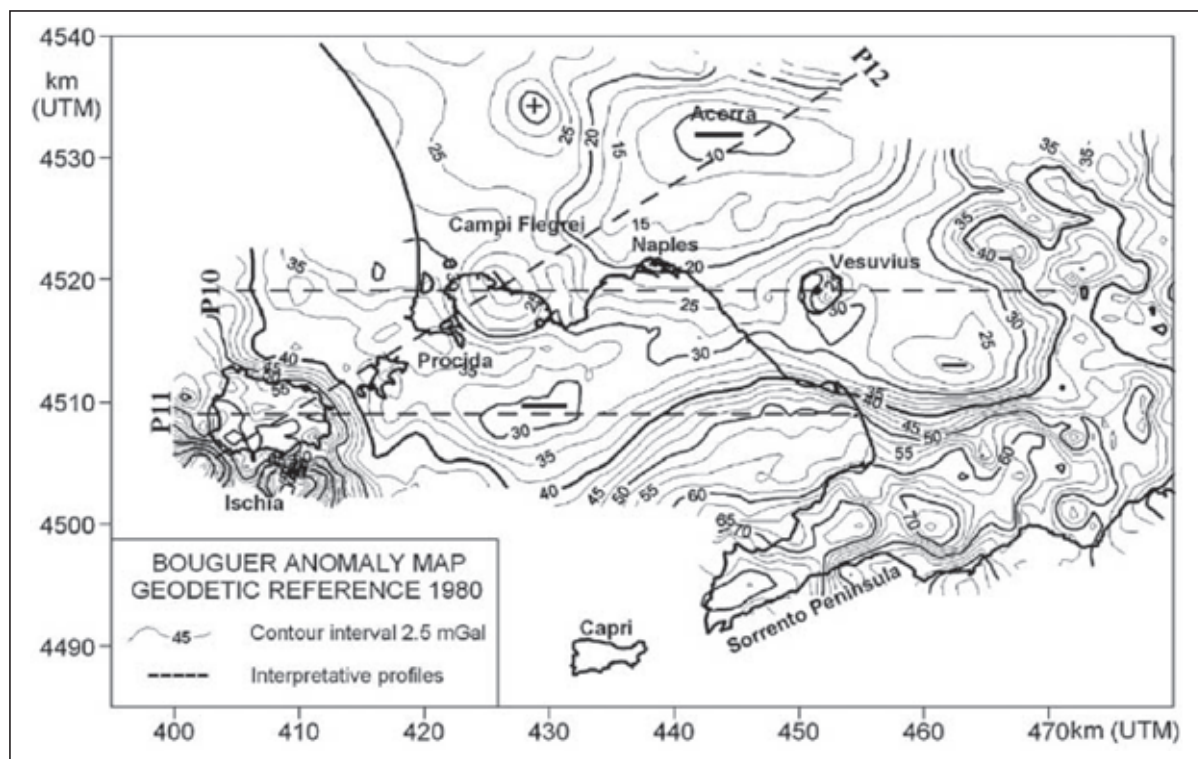


Fig. 3-2 - Anomalie gravimetriche regionali del Golfo di Napoli (BERRINO *et alii*, 2008).

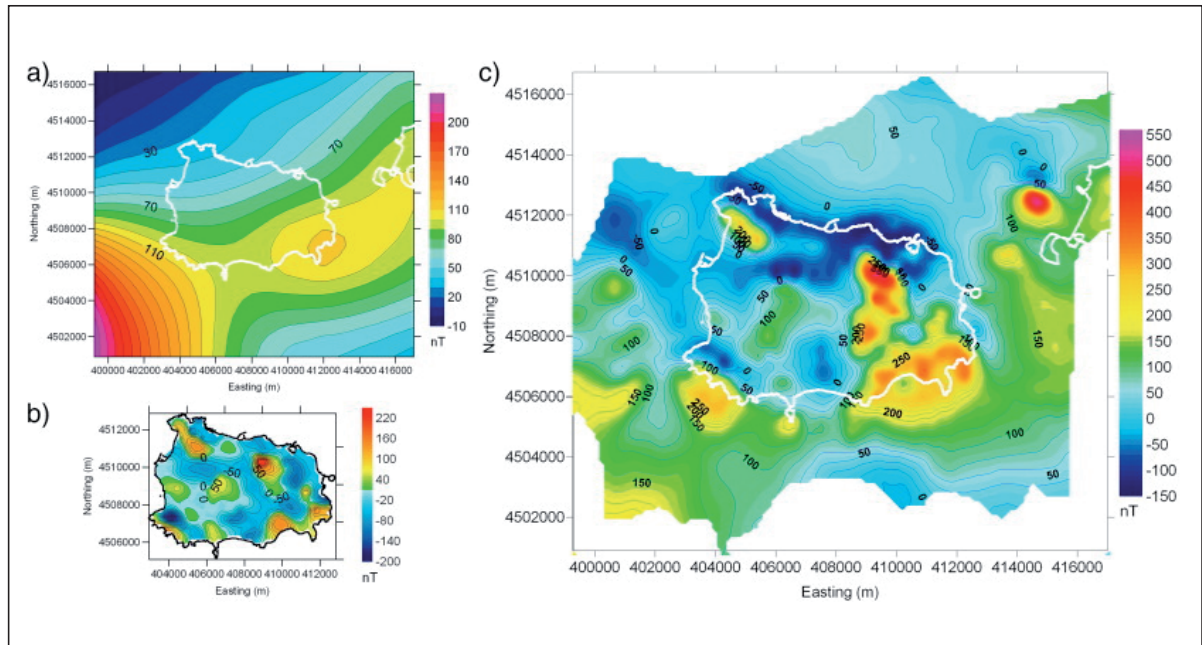


Fig. 3-3 - Anomalie magnetiche dell'Isola d'Ischia (PAOLETTI et alii, 2009).

3. - ELEMENTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

L'Isola d'Ischia si trova ad una distanza di circa 33 km in direzione OSO da Napoli e dista da Capri circa 34 km. E' 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. L'isola d'Ischia fa parte del Distretto vulcanico Flegreo che, insieme ai Campi Flegrei continentali e all'isola di Procida, rappresenta l'area vulcanica quaternaria più importante dell'intera area mediterranea. Il Distretto comprende i due grandi campi vulcanici (strutture nelle quali il vulcanismo si sviluppa arealmente attraverso numerosi centri eruttivi di vario tipo e non in un vulcano centrale classico come il Vesuvio) dei Campi Flegrei e di Ischia ed, in posizione intermedia tra i due, il campo vulcanico minore di Procida. La nascita di Ischia risale almeno al Pleistocene superiore; infatti le vulcaniti più antiche dell'isola hanno una età di circa 160 ka. 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 antica e recente dell'isola 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 intensi fenomeni erosivi dovuti alle acque dilavanti a all'alta erodibilità dei terreni prevalentemente tufacei ed argillosi, per cui è caratteristica la 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; a luoghi, 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 caratteristiche litotecniche e geomeccaniche abbastanza sfavorevoli (prevalentemente rocce deboli e/o incoerenti) e quindi predisposte al 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 controllo strutturale) quale risultato dell'azione, spesso combinata, di attività vulcanica, vulcano-tettonica e variazioni climatiche.

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 da eventi idrometeorologici. 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 gradatamente si raccordano con la linea di costa. Ripiani morfologici terrazzati, di origine strutturale e/o marina, si rinvennero, 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 differenziati. In alcuni casi sono presenti vere e proprie successioni di depositi marini fossiliferi corrispondenti ad antichi stazionamenti del livello del mare; è il caso 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 che da Lacco Ameno si sviluppa verso Ischia Porto, le ampie superfici terrazzate impostate su depositi alluvionali e detritici a cui si intercalano sedimenti marini fossiliferi, in 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 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 fossiliferi, che si trovano tra 20 e 25 m s.l.m. 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 o le forme di erosione rinvenibili, a varie quote entro i primi 10-15 metri s.l.m., sulle falesie attive rocciose come in località Zaro e nei pressi di Cava Grado, o caratteristiche morfologie sospese di ambiente continentale, sempre lungo l'attuale settore costiero (DEL PRETE & MELE, 1999). I litorali clastici a granulometria prevalentemente sabbiosa, solitamente ridotti 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 rinvennero, 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 San 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 (tuffi). In alcuni casi sporadici in corrispondenza della falesia attiva si rinvennero depositi detritici eterometrici ed eterogenei.

Una analisi più approfondita della particolare configurazione orografica dell'Isola, consente di individuare una serie di unità (settori fisiografici) fisiografiche, con caratteri peculiari distintivi, a partire dall'*horst* centrale del Monte Epomeo, quale unità principale e parzialmente comune alle altre.

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 digrada, 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 vulcanotettonica 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 di recente 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, dislocato in modo differenziato a quote più alte sull'attuale livello del mare, 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 e/o di spiaggia anche fossilifere che costituiscono morfologie relitte associate alla sequenza sedimentaria di località "Cava Leccie" e di Toccaneto 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 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. E' proprio lungo questo settore, tra la fascia pedemontana ed il crinale del Monte Epomeo, che si ubicano le famiglie di faglie subverticali legate al sollevamento vulcanotettonico del *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). E' 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, 1999; 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 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 il precedente, il reticolo idrografico si presenta poco sviluppato gerarchicamente, ma profondamente inciso con evidenze di fenomeni franosi in atto e/o potenziali. Superfici terrazzate e sollevate a più altezze, si rinvencono 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 rinvencono depositi marini, non 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, a luoghi, 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. 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 contribuiscono enormemente alla degradazione fisico-meccanica delle formazioni affioranti e/o subaffioranti, contribuendo 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 un importante carattere predisponente per l'innescò di fenomeni franosi del tipo crollo e crollo-rotolamento. Testimonianza di antichi e recenti franamenti per crollo e rotolamenti di masse litoidi lungo il versante è offerta dalla presenza di blocchi, anche di enormi dimensioni, disseminati in modo sparso fino ed oltre l'attuale linea di costa. La pericolosità di tali fenomeni è data dalle particolari caratteristiche cinematiche di questi, dalle notevoli dimensioni dei blocchi 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, si suddivide in due subsettori: il primo, sud-orientale, che da Carta Romana si sviluppa a ridosso e lungo la fascia costiera fino al Promontorio di Punta della Signora, passando per la Scarrupata di Barano; il secondo, nord-orientale, che da Carta Romana si stende verso Ischia Porto, costeggiando le propaggini orientali dell'*horst* vulcanotettonico 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, per così dire 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 riferibili alla attività olocenica antica e recente (DEL PRETE & MELE, 2006).

IV - STRATIGRAFIA

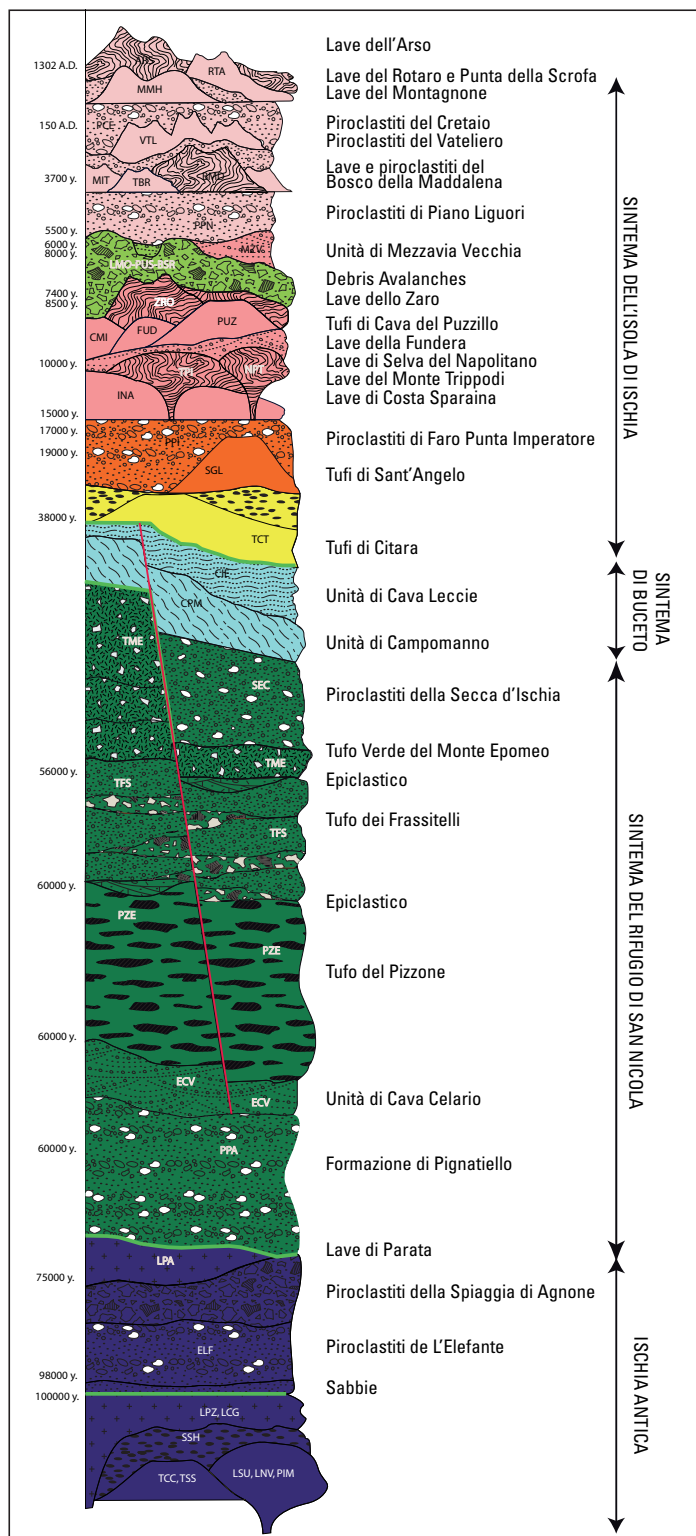
In questo capitolo vengono descritte le unità stratigrafiche presenti nel Foglio 464 "Ischia", insieme ad una introduzione riguardante la scelta della legenda adottata.

1. - ISOLA DI ISCHIA

La successione stratigrafica ricostruita per l'isola di Ischia è basata sulle sezioni stratigrafiche raccolte durante il rilevamento, sulle sezioni stratigrafiche naturali presenti 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. Cacaviello, 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. 4-1).

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 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:



- subsistema di Ischia Porto: questo 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.
- subsistema di La Rita - M. Caccaviello: 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. Trippodi e Costa Sparaina.
- subsistema di Campotese: in questo subsistema 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 subsistema è delineato

Fig. 4-1. - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità litostratigrafiche e le unità sintemiche dei depositi vulcanici ed epiclastici.

SINTEMA DELL'ISOLA DI ISCHIA

- Subsistema di Ischia Porto
- Subsistema di La Rita - Caccaviello
- Depositi di debris avalanches
- Subsistema di Campotese
- Subsistema di Fontana - Fasano

SINTEMA DI BUCETO

- Subsistema di Piani di San Paolo
- Subsistema di Fasaniello

Faglia Discordanza

a tetto dalle superfici strutturali che delimitano il blocco del Monte Epomeo, mentre alla base è delimitato da superfici corrosive sviluppate dalle unità tufacee e piroclastiche del subsintema sottostante.

- subsintema Fontana-Fasano: 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.

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 ignimbriche 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 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 ignimbriche del blocco risorgente del M. Epomeo e quella alla base, di tipo tettonico ed erosivo, presente al tetto delle unità di Ischia antica.

E' 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 nei depositi. Si è osservato che, salvo alcune rare eccezioni (piroclastiti del Cretaio e piroclastiti di Piano Liguori), le unità vulcaniche hanno una distribuzione dei prodotti 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 meglio individuare 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 la possibile ubicazione del centro eruttivo nel caso delle unità vulcaniche (Fig. 4-2).

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. 4-3a,b,c). 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. Il deposito orientale è ricoperto da depositi di frana ed appare idrotermalizzato.

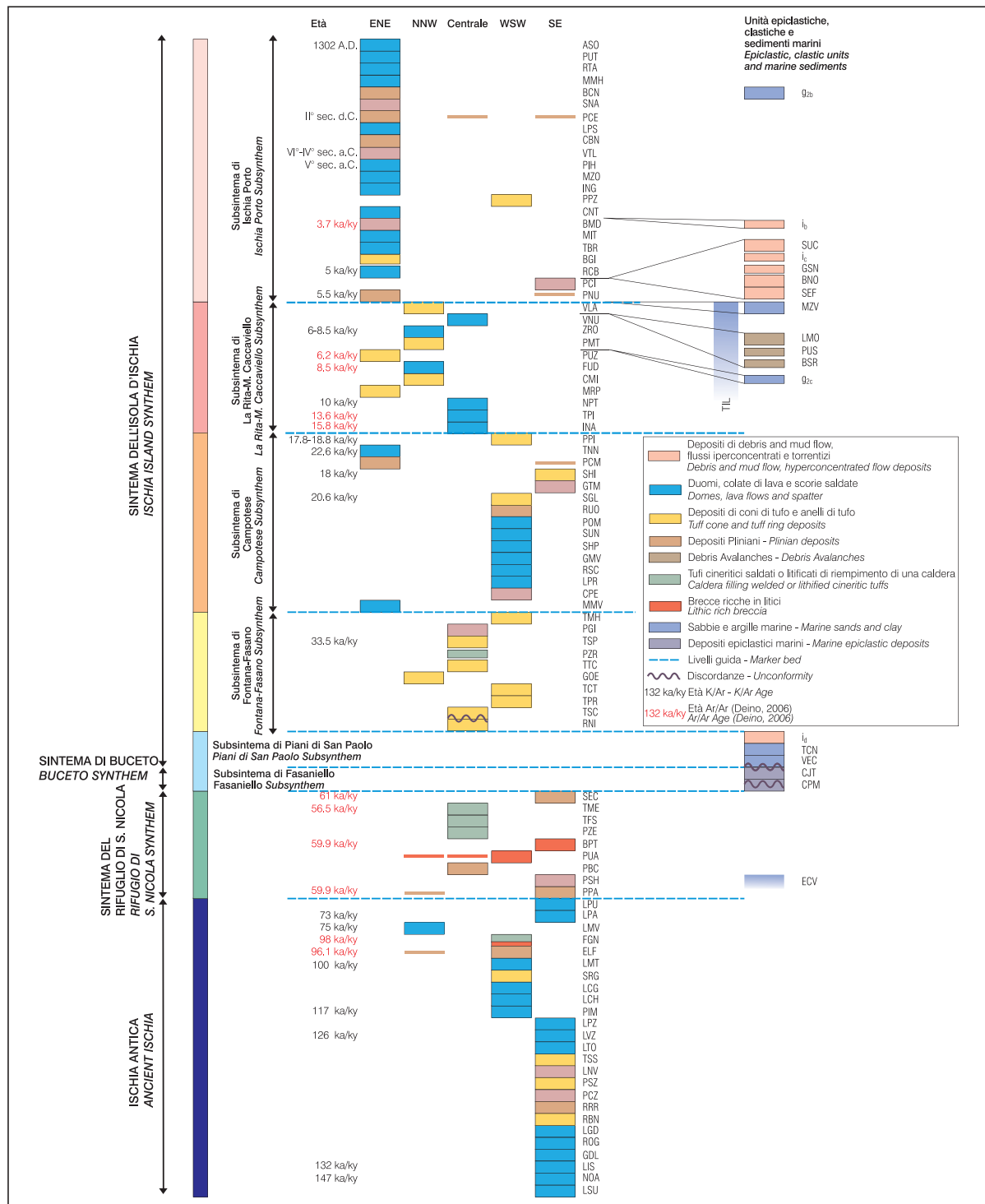


Fig. 4-2 - Schema della suddivisione dell'isola di Ischia in settori mediante la distribuzione dei depositi delle unità cartografate, la zona di provenienza e la possibile ubicazione del centro eruttivo



Fig. 4-3a - Dico 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. E' ricoperto dal detrito di falda.



Fig. 4-3b - Corpo sub-vulcanico trachitico esposto alla base della Scarrupata di Barano.
Visibile la faglia con strie.



Fig. 4-3c - Particolare del dico della Scarrupata di Barano.



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

L'unità di Punta della Signora è formata da strati metrici di scorie saldate di colore grigio scuro nerastro che affiorano lungo l'omonima falesia (Fig. 4·4a,b). La composizione delle scorie è trachitica e nel complesso il deposito si presenta grossolanamente 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 metri è legata ad 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 $\pm$ 3.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).



Fig. 4·4a - Scorie saldate di Punta della Signora.



Fig. 4·4b - Scorie saldate di Punta della Signora. In primo piano faglia diretta che disloca le scorie ricoperte dai tufi idromagmatici di Monte Cotto.

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

L'unità del Castello d'Ischia 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. La faglia diretta espone in maniera didattica la struttura del centro eruttivo. Si osserva il condotto eruttivo e la aggradazione degli strati di scorie saldate di caduta che delineano il cratere e che hanno formato il cono (Fig. 4-5a,b). 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



Fig. 4-5a - 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.



Fig. 4-5b - Particolare delle scorie saldate del Castello d'Ischia.

Castello. A tetto delle scorie saldate sul versante meridionale relativamente ben conservato sono presenti strati metrici e plurimetrici di lapilli pomicei di caduta riconducibili alla Formazione di Pignatiello con intercalati livelli di lapilli scoriacei legati all'attività dei centri eruttivi del Canale d'Ischia. L'unità del Castello d'Ischia è stata in passato erroneamente interpretata come legata ad un duomo lavico (VEZZOLI, 1988). L'età della unità ottenuta con metodo K/Ar da POLI *et alii* (1987) fornisce un valore di 132.000 ± 3.000 , 140.000 ± 3.000 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 della importante faglia NE-SO che disloca a nord le scorie saldate del Castello d'Ischia.

1.1.4. - *Lave de La Guardiola (GDL)*

Questa unità si colloca alla base della falesia sud orientale dell'isola nella zona di La Guardiola. Il deposito, dello spessore di circa 220 m, è legato all'attività esplosiva di un centro eruttivo legato ad attività di fontana di lava. 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. Non è chiaramente individuabile l'area craterica degli *spatter* della Guardiola che 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 e lave trachitiche di colore grigio nerastro che formano la punta di Capo Grosso con uno spessore complessivo di 30m. 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 idromagnetiche di apertura.

1.1.6. - *Lave di Gradone (LGD)*

In questa unità sono inseriti i depositi che formano la parte basale della falesia che si sviluppa verso sud a partire dalla Spiaggia di Carta Romana. Si tratta di banchi di scorie saldate di colore grigio, porfiriche a sanidino. Il deposito che raggiunge uno spessore di qualche decina di metri risulta essere intensamente fratturato in quanto interessato da un sistema di faglie legate alla faglia diretta principale a direzione antiappenninica che si estende dalla zona di casa Mormile fino alla spiaggia di Carta Romana.

1.1.7. - *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 e La Guardiola. I depositi sono costituiti da tufi gialli stratificati o massivi, con giacitura orizzontale o immergente di pochi gradi verso NE, legati alla attività esplosiva di più centri eruttivi - con di tufo - che formavano l'ossatura del settore sud orientale dell'isola. Nelle sequenze di tufi sono visibili superfici erosive e paleosuoli. All'interno del Cavone dei Camaldoli è stata riconosciuta una faglia diretta che taglia questi depositi e li ribassa verso SO. Tale struttura che ha una direzione NE-SO è la stessa che ha dislocato le scorie saldate del Torone. L'unità è coperta in discordanza angolare dalle piroclastiti de La Carrozza, dalle scorie saldate del M. di Vezzi e dalla formazione di Pignatiello *Auctt.*

1.1.7.1. - Membro di Barano (**RBN₁**)

In questo membro sono cartografati i depositi che si trovano nella parte bassa dell'unità. I depositi hanno spessore di circa 90 m e sono formati prevalentemente da tufi grigio-biancastri e giallastri costituiti da alternanze di livelli di tufi cineritici ricchi in lapilli pomicei porfirici a sanidino e di tufi cineritici fini e grossolani di colore grigio, massivi o localmente con formazione di laminazioni e strutture duniformi, da matrice sostenuti a clasto-sostenuti (Fig. 4-6).

Fig. 4-6 - Tufi gialli della Scarrupata di Barano. Spiaggia della Scarrupata. Porzione di tuff cone del campo vulcanico di Ischia antica.

1.1.7.2. - Membro della Scarrupata (**RBN₂**)

In questo membro sono riuniti i depositi, dello spessore di circa 50 m, che formano la parte medio alta dell'unità. Si tratta di una successione fittamente stratificata di tufi gialli fortemente litificati prevalentemente cineritici, ricchi in livelli pisolitici. I tufi sono fortemente fratturati (Fig. 4-7). Questi tufi gialli rappresentano porzioni di vari coni di tufo idromagmatici in parte distrutti dalla intensa tettonizzazione



ed in parte erosi dalla erosione marina. Questi coni di tufo formano con le piroclastiti sottostanti l'ossatura del campo vulcanico di Ischia antica. Tra questi è ancora ben ricostruibile il "tuff cone" della Scarrupata; a valle del sentiero che discende alla spiaggia della Scarrupata sono esposte in affioramento e sul fondo marino rocce trachitiche olocristalline subvulcaniche che con tutta probabilità rappresentano il condotto eruttivo del piccolo centro eruttivo.

Fig. 4-7 - Tufi gialli stratificati della Scarrupata di Barano. Il sentiero di discesa alla spiaggia attraversa un tuff cone del campo vulcanico di Ischia antica.

1.1.8. - *Piroclastiti di Carta Romana (RRR)*

I depositi afferenti a questa unità affiorano soltanto lungo il piccolo tratto di mare che da Carta Romana porta fino a Punta della Pisciazza. L'unità è suddivisa in tre membri sulla base delle caratteristiche litologiche e delle discordanze angolari presenti all'interno del deposito. Per i tre membri non è possibile individuare il centro eruttivo di provenienza.

1.1.8.1. - Membro della Spiaggia di Carta Romana (**RRR₁**)



Il deposito, che costituisce la base dell'unità, è formato da livelli di lapilli pomicei di caduta biancastri per uno spessore complessivo di circa 5 m; i singoli livelli sono clastosostenuti, da mediamente a ben classati, per lo più massivi con laminazioni per fenomeni di rimobilizzazione sul versante. Si tratta di depositi di eruzioni pliniane di un gruppo di eruzioni esplosive avvenute intorno a 100 ka nel campo vulcanico di Ischia antica (Fig. 4-8).

Fig. 4-8 - Sequenza stratigrafica dei depositi delle Piroclastiti di Carta Romana.
Depositi di pomici di caduta stratificati.

1.1.8.2. - Membro di Casa Monte (**RRR₂**)

Questo membro racchiude i depositi che si trovano nella parte mediana dell'unità, formati da livelli e banchi di lapilli pomicei di caduta da massivi a stratificati, clastosostenuti per uno spessore complessivo di circa 4 m.

1.1.8.3. - Membro di Casa Conte (**RRR₃**)

Si tratta di un deposito massivo cineritico ricco in scorie appiattite (fiamme), lentiforme, saldato, di colore nero, dello spessore variabile da 2 a 7 m. Ricopre in discordanza angolare i depositi di lapilli di caduta precedentemente descritti. E' ascrivibile alla deposizione da una corrente di densità piroclastica.

1.1.9. - *Piroclastiti de La Carrozza (PCZ)*

L'unità affiora in maniera discontinua nel settore SE dell'isola. Alcuni affioramenti si rinvencono sul lato orientale della Scarrupata di Barano al di sotto delle scorie saldate del Monte di Vezzi, 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, si presenta come un'alternanza di depositi di colore grigio-biancastro pomicei, clasto sostenuti, di caduta con intercalati 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 Monte di Vezzi. La successione è costituita da livelli di caduta in banchi massivi plurimetrici di lapilli grigiastri da medi a grossolani clasto sostenuti con subordinati litici lavici, scorie nere, ossidiane e tufi aranciati intercalati a varie altezze da cineriti grigio-nere e brune contenenti litici idrotermalizzati e tufi rossi, e da livelli discontinui di scorie saldate di colore da grigio chiaro a grigio scuro. I banchi di lapilli pomicei sono notevolmente compattati. Nella parte centrale della sequenza, per uno spessore di circa 10 metri, sono presenti alcuni livelli a granulometria maggiore costituiti prevalentemente da bombe pomicee ricchi in litici lavici neri verso la base (Fig. 4-9). La successione descritta è da ascrivere ad attività esplosiva di tipo pliniano del campo vulcanico di Ischia antica. A questa unità esplosiva potrebbero essere da correlare le unità pomicee di Carta Romana anche se la mancanza di continuità negli affioramenti impedisce una correlazione sicura.



Fig. 4-9 - Località lato est della Scarrupata di Barano. Rapporti stratigrafici tra le piroclastici de La Carrozza, le lave del M. di Vezzi, i tufi della Scarrupata di Barano e le piroclastici di Sotto la Chiesa. Nella foto si osserva il cuneo di scorie saldate del Monte di Vezzi, fortemente discordante sulle piroclastici de La Carrozza e ricoperto dalle piroclastiti di Sotto la Chiesa.

1.1.10. - 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 livelli e banchi di lapilli pomicei e scoriacei di caduta e bombe laviche, clasto sostenuti, mal classati, ricchi in litici lavici dello spessore di circa 5-6 m (Fig. 4·10).

1.1.11. - Scorie saldate de La Navicella (LNV)

L'unità comprende i depositi stratificati che formano il piccolo promontorio di Punta della Cannuccia. Si tratta di scorie fortemente saldate in facies lavica e scorie saldate di colore grigio-nerastro, a composizione trachitica, stratificate, spesse sino a 100 m. I depositi di questa unità poggiano a franapoggio in forte discordanza angolare sui tufi della Scarrupata di Barano, 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. 4·11).

Fig. 4·10 - Depositi delle Piroclastiti di Punta della Pisciazza.





Fig. 4.11 - Baia del Porticello. Scorie saldate de la Navicella.

Banchi di scorie saldate fortemente discordanti sui tufi gialli della Scarrupata di Barano.

1.1.12. - 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 una alternanza di livelli di tufi cineritici e livelli ricchi in lapilli pomicei con litici lavici e livelli di scorie, localmente con discordanze angolari interne al deposito. Si appoggiano in maniera discordante sulla sottostante unità della Scarrupata di Barano; l'affioramento della baia inoltre mostra come questi tufi siano fagliati verso mare da una struttura con direzione SO-NE

1.1.13. - Scorie saldate del Torone (LTO)

Le scorie saldate del Torone 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 è formata da 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. E' 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 della unità che forma un rilievo allungato in direzione NE-SW può suggerire attività esplosiva fissurale su fratture o faglie a direzione antiappenninica. L'unità del Torone è ribassata a NE da una faglia diretta con direzione N70-80° ed a W da una faglia circa NS. Età K/Ar 130.000+/-3.000 anni da oggi (CASSIGNOL & GILLOT, 1982).

1.1.14. - Scorie saldate del M. di Vezzi (LVZ)

I depositi di questa unità sono formati da banchi molto spessi di scorie saldate e fortemente saldate (facies laviche talora con *jointing* colonnare) a composizione trachitica derivanti dall'attività eruttiva prevalentemente esplosiva di fontana di lava su una frattura eruttiva localizzata nell'area del M. di Vezzi.

Sul versante mare alle scorie saldate grossolanamente stratificate si associa la colata o pseudo colata di lava (lava senza radici?) che ha fluìto verso sud.

Le scorie saldate ricoprono i tufi della Scarrupata di Barano, mentre sono ricoperte dalla Formazione di Pignatiello, dalle piroclastiti di Sotto la Chiesa e dalle piroclastiti di Piano Liguori (Fig. 4-9). Il centro eruttivo del Vezzi non è conservato nella sua parte settentrionale dove appare fagliato e ribassato. L'unità delle scorie del Vezzi mostra chiare analogie litologiche, composizionali e di meccanismo eruttivo con l'unità delle scorie del Torone del quale rappresenta la naturale prosecuzione a sud ovest. Le due unità testimoniano l'attività esplosiva di elevata magnitudo probabilmente fissurale che si è sviluppata intorno a 130 ka in questo settore dell'isola. Le due unità appaiono fortemente tettonizzate, la forma squadrata è legata alla azione di faglie che hanno disseccato e modellato il blocco strutturale di Carta Romana, Torone, monte di Vezzi. Età K/Ar 126.000+/-4.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

1.1.15. - Lave di Punta San Pancrazio (LPZ)

Comprende le lave che formano Punta San Pancrazio. Si tratta di lave massive di colore nero-grigiastre, trachitiche che si appoggiano con spessori superiori a 100 m sopra i depositi della unità della Scarrupata



di Barano (Fig. 4-12, 4-13). Le lave sono ricoperte dai depositi della Formazione di Pignatiello, dalle piroclastiti della Secca d'Ischia e dalle piroclastiti di Piano Liguori che negli affioramenti più meridionali poggiano direttamente sulle lave. Le lave di San Pancrazio sono tagliate da due faglie dirette ad alto angolo. Rappresentano con tutta probabilità il fronte di un duomo-colata probabilmente ubicato nell'*off-shore* della Scarrupata di Barano collassato verso mare.

Fig. 4-12 - Lava di Punta San Pancrazio.

Fig. 4-13 - Lava di Punta San Pancrazio. Si osserva un cuneo strutturale delimitato da faglie, ad alto angolo che dislocano la colata. L'unità lavica è ricoperta dalle piroclastici di Pignatiello e della Secca d'Ischia del sintema del rifugio di San Nicola.



1.1.16. - Lave di Punta Imperatore (PIM)

Le lave affiorano presso Punta Imperatore dove costituiscono la parte bassa della falesia. Le lave sono di colore grigio, massive o debolmente stratificate a composizione trachitica, a tratti si riconoscono *joint* verticali; lo spessore varia da 5 a 30 m. La parte alta della unità è modellata da una superficie di abrasione marina (Fig. 4-14), con associate piccole lenti di sedimenti sabbiosi. A tetto delle lave sono presenti cineriti e livelli di pomici con paleosuoli dell'unità dell'Elefante (ELF). 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).



Fig. 4-14 - Lave di Punta Imperatore. Le lave, alla base della falesia, sono interessate da una superficie di abrasione e ricoperte da sabbie in lenti e depositi piroclastici, strati di pomici con paleosuoli intercalati (ELF) seguiti da breccie co-ignimbritiche legate ad eruzioni parossistiche di Ischia antica.

1.1.17. - 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 (Fig. 4-15) dove sono ricoperte dai tufi di Sant'Angelo. Appaiono intensamente fratturate e rappresentano solo una piccola parte del duomo che probabilmente le ha originate, in parte eroso dall'azione del mare ed in parte smantellato dall'attività tettonica. Le lave sono troncate a nord da una faglia. 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.



Fig. 4-15 - Lave di Punta Chiarito.

1.1.18. - Lave di Capo Negro di Ischia (LCG)

In questa unità sono cartografate le lave che formano il promontorio di Capo Negro. Si tratta di lave compatte con pasta di fondo grigia e fenocristalli di sanidino e biotite, a composizione trachitica. Le lave che formano una struttura domiforme sono fratturate in blocchi ed intensamente fumarolizzate. Al tetto sono ricoperte dalle unità piroclastiche della breccia del Porticello, dei tufi di Sorgeto (Fig. 4-16) 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 verso nord-est.

1.1.19. - Tufi di Sorgeto (SRG)

Si tratta di una fitta alternanza stratificata 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. Lo spessore è compreso tra 2 e 50 m. L'unità rappresenta il resto di un cono di tufo idromagmatico locale di cui oggi non è più ricostruibile l'edificio. I depositi afferenti a questa unità affiorano esclusivamente in località Sorgeto dove si appoggiano sopra le lave di Capo Negro di Ischia. Al tetto invece questi tufi sono coperti dalle piroclastiti di Cava Pelara.

La successione dei tufi è fagliata verso sud da una faglia diretta che delimita il bacino strutturale di Succhivo. Il piano di faglia, chiaramente visibile, è sigillato dalle piroclastiti e dai tufi della unità di Sant'Angelo (SGL) (Fig. 4-17). In corrispondenza di questa importante struttura tettonica emerge la sorgente ipertermale di Sorgeto (80° C) caratterizzata da acque clorurato alcaline.

Fig. 4-16 - A sinistra le lave trachitiche del duomo di Capo Negro di Ischia ricoperte dai tufi gialli stratificati di Sorgeto e dalle piroclastiti dello Scarrupo di Panza. I tufi di Sorgeto sono tagliati da una faglia diretta, in rosso in figura e ribassati verso est. A destra le lave fratturate del duomo di Punta Chiarito. I tufi di Sant'Angelo, stratificati e di colore grigio chiaro si appoggiano sul piano di faglia e ricoprono il rilievo di Capo Negro.





Fig. 4.17 - 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.



1.1.20. - Lave di Monte Sant'Angelo di Ischia (LMT)

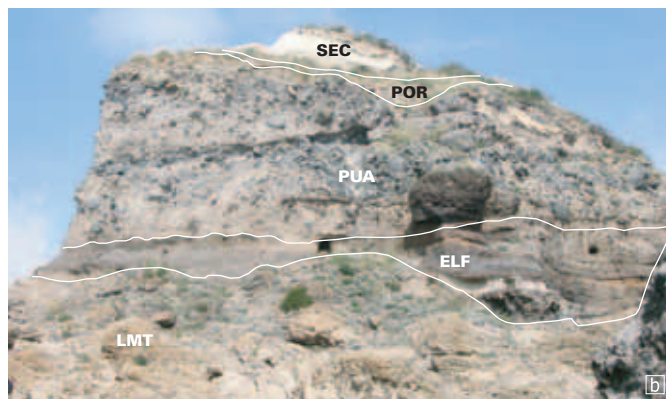
Le lave di Monte Sant'Angelo di Ischia formano l'ossatura del promontorio omonimo (Fig. 4-18 a, b). Le lave di composizione trachitica e fortemente porfiriche a sanidino appaiono massive, di colore grigio sul versante nord, scoriacee grigio avana sul versante sud. Lo spessore è >50m. Rappresentano il resto di un duomo che formava il campo vulcanico di Ischia antica. Il corpo lavico è fagliato a nord. Il piano di faglia è in parte sigillato dai più recenti depositi tufacei di Sant'Angelo (SGL). L'erosione espone a nord, alle spalle della banchina del porticciolo, una faglia diretta verticale parallela alla faglia che ribassa a nord il duomo lavico che ha svolto funzione di condotto esplosivo. Si osserva un camino craterico riempito da brecce 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 i livelli di piroclastici pomicee e cineritiche de L'Elefante (ELF). Questa situazione è simile a quella osservata a tetto delle lave di Punta Imperatore. Età K/Ar 95.000+/-3.000, 100.000+/-9.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).



Fig. 4-18 - a) Sant'Angelo. Alla base lave del duomo omonimo. Seguono verso l'alto le piroclastiti dell'Elefante, depositi di pomici di caduta con intercalati depositi di PDC cineritici saldati. Seguono brecce del sistema del Rifugio di San Nicola (PUA), le piroclastiti della Secca d'Ischia ed i tufi di San Michele. Discordanti in copertura i tufi di Sant'Angelo. b) Particolare.

1.1.21. - Piroclastiti de l'Elefante (ELF)

Si tratta di una successione di depositi di lapilli pomicei da decimetrici a metrici clasto sostenuti, ben classati con interposte cineriti e paleosuoli. Questi depositi ascrivibili ad eruzioni esplosive di tipo pliniano affiorano a Punta Imperatore ed a Sant'Angelo; in entrambi i casi ricoprono la superficie di abrasione marina che si sviluppa su lave. Nella prima località raggiungono uno spessore che varia da 0,7 a 3 m, e sono costituiti da una sequenza di strati da medi



a spessi di lapilli pomicei poco porfirici a sanidino, ben classati, clasto sostenuti, massivi, separati da paleosuoli. A Punta Sant'Angelo invece il deposito ha uno spessore che varia da 1 a 5 m, ed è costituito da 3 livelli di lapilli pomicei di caduta alternati a tre livelli medi o spessi di ceneri fini indurite con scorie di colore grigio-nerastro, anche collassate in fiamme, che tendono a saldare dove il deposito ha spessore maggiore (Fig. 4-18). Età Ar/Ar 96.700+/-9.00 anni da oggi.

1.1.22. - 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 compresi tra due discordanze erosive ben definite: la inferiore è rappresentata dalla superficie di abrasione marina che interessa le lave di Punta Imperatore mantellate da livelli metrici di pomice e ceneri parzialmente erose; quella superiore è rappresentata da una superficie erosiva incisa nelle stesse piroclastiti e da una discordanza tettonica (Fig. 4-19). L'unità è stata suddivisa in due membri sulla base non solo di caratteristiche litologiche ben distinte ma anche per la presenza di una superficie erosiva, di limitata entità, fra i due depositi. Queste piroclastiti erano state attribuite da VEZZOLI (1988) alla eruzione del Tufo Verde dell'Epomeo; i dati radiometrici escludono questa attribuzione.



Fig. 4-19 - Successione di Punta Imperatore. Dalla base: lave di Punta Imperatore; piroclastiti della Spiaggia di Agnone; tufi di Citara; piroclastiti dello Scarrupo di Panza.

1.1.22.1. - Membro di Punta Imperatore (FGN₁)

Il membro inferiore è costituito da una potente successione di brecce piroclastiche impoverite in fini per uno spessore totale di circa 15 m. Le brecce piroclastiche sono formate da lapilli pomicei e bombe di composizione trachitica, fortemente porfirici a sanidino e biotite, blocchi lavici, lave idrotermalizzate varicolori, tufi e abbondanti sieniti; il deposito, da massivo a grossolanamente stratificato con strutture incrociate (megadune) è impoverito in matrice cineritica. Alla base delle brecce si rinvengono lenti di lapilli e bombe pomicee di colore grigio, porfiriche a sanidino; queste poggiano su un paleosuolo sviluppato su livelli di pomice trachitiche e ceneri appartenenti all'unità de l'Elefante (ELF). Le caratteristiche sedimentologiche fanno interpretare queste piroclastiti grossolane arricchite in litici come depositi di corrente di densità piroclastica prossimale di una eruzione di elevata magnitudo di tipo pliniano-ignimbritico. I depositi di questo membro affiorano esclusivamente lungo la falesia di P.ta Imperatore (Fig. 4-20a,b). Età Ar/Ar 96.700+/-900-98.000+/-700 anni da oggi.

1.1.22.2. - Tufi di Pietra Nera (FGN₂)

Il deposito con uno spessore complessivo di circa 40 m è costituito da una sequenza complessa 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 inoltre alcuni livelli discontinui più scuri formati da scorie saldate (Fig. 4-20c).



Fig. 4-20a. - Particolare del membro di Punta Imperatore. Breccia co-ignimbritica.



Fig. 4-20b. - Punta Imperatore. Particolare della breccia co-ignimbritica. Sono presenti più unità di flusso per uno spessore totale di circa 20m.



Fig. 4-20c - Punta Imperatore, membro di Pietra Nera.

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 attività esplosiva di elevata magnitudo. L'assenza di altri affioramenti ne rende problematica una interpretazione genetica chiara anche se la associazione con il membro sottostante formato da breccie piroclastiche prossimali evidenzia l'avvenimento ad Ischia, intorno a 100 ka fa, di grandi eruzioni esplosive di tipo pliniano-ignimbrico.

1.1.23. - *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. E' formato da lave legate alla attività di un duomo ubicato nella zona di Santa Restituta-Lacco Ameno ribassato da faglie nelle sue parti sud-occidentale e sud-orientale. Nella porzione NO della collina le lave sono da massive a grossolanamente stratificate di colore grigio ed immergono di diversi gradi a N-NO. Il lato sud-orientale è invece formato da lave brecciate e fumarolizzate fortemente tettonizzate. La restituzione cartografica è stata effettuata attraverso la istituzione di due litofacies.

1.1.23.1. - Litofacies di Santa Restituta (LMV_a)

Comprende lave di colore grigio scuro con abbondanti fenocristalli di sanidino, queste si presentano massive nelle parti interne mentre verso l'esterno tendono a divenire più vescicolate e con una superficie a blocchi. I depositi di questa litofacies affiorano lungo la falesia che va da Grotta dello Spuntatore fino alla baia di San Montano.

Le lave riferibili alla attività effusiva del duomo di Monte Vico (Fig. 4-21a) hanno uno spessore variabile da 10 a 80 m e sono ricoperte dalle pomici della Formazione di Pignatiello, separate da un paleo suolo visibile presso il cimitero di Lacco Ameno, mentre mediante un contatto laterale visibile nella baia di Grotta dello Spuntatore, sono ricoperte da depositi cineritici di colata di ceneri e da breccie correlabili con depositi subaerei delle successioni ignimbriche del sintema del Rifugio di San Nicola. Età K/Ar 75.000+/-1.700 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).



Fig. 4-21a - Duomo di Monte Vico.

1.1.23.2. - Litofacies di San Montano (**LMV_b**)

Il deposito che si presenta in parte fumarolizzato è costituito da lave trachitiche di colore nero-rossicce che localmente assumono un aspetto a blocchi ed appaiono fortemente tettonizzate (Fig. 4-21b). Buone esposizioni affiorano sul lato meridionale del Monte Vico, lungo la strada che dalla piazza di Santa Restituta porta sul Monte Vico.



Fig. 4-21b - Monte Vico, falesia settentrionale. Alla base lave del duomo di Monte Vico fagliate e ricoperte dalle unità piroclastiche del sistema di Rifugio di San Nicola (Breccia del Porticello) e dai tufi gialli stratificati di Grotta dello Spuntatore, attività dai centri eruttivi off-shore di Forio.

1.1.24. - 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 di Parata (Fig. 4-22). Il deposito dello spessore che varia da 9 a 50 m, è formato dalla sovrapposizione di più colate di lava a blocchi di colore grigio-nerastre, composizione trachitica, vescicolate, 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 dai depositi della Formazione di Pignatiello. Età K/Ar 73.000 ± 2.500 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.1.25. - Lave di Punta del Lume (**LPU**)

A punta del Lume è stata riconosciuta una lava di colore grigio-nerastra, massiva, che si appoggia in maniera discordante sulle lave di Parata e che forma l'omonima punta. Le lave probabilmente facevano parte di un edificio vulcanico ubicato nell'immediato off-shore ed ormai eroso.

1.2. - SISTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (**SNL**)

Viene di seguito presentata una sintesi delle diverse formazioni ed unità che formano il sistema per facilitare la lettura e 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 sistema 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 ignimbrico, anche se come già visto nei paragrafi precedenti il campo vulcanico ischitano anche nel periodo più antico di attività è stato più volte interessato da eruzioni esplosive di elevata magnitudo ed intensità. In particolare il sistema contiene le piroclastiti pomicee della Formazione di Pignatiello con i depositi di almeno 10 eruzioni di tipo pliniano e sub-pliniano di cui alcune disperse sui Campi Flegrei continentali e sull'isola di Procida ed i depositi di quattro eruzioni pliniane ed ignimbriche. 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 Auctt.")

che depositi di eruzioni parossistiche del vulcano della Secca d'Ischia ubicato nell'*off-shore* sud-orientale 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 state messe in posto tra circa 75 e 60 ka per la formazione inferiore del sintema (Formazione di Pignatiello) 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 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 dell'Epomeo, 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 (Fig. 4-23).

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 plurimetrici 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



Fig. 4-22 - Lave di Parata. 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.

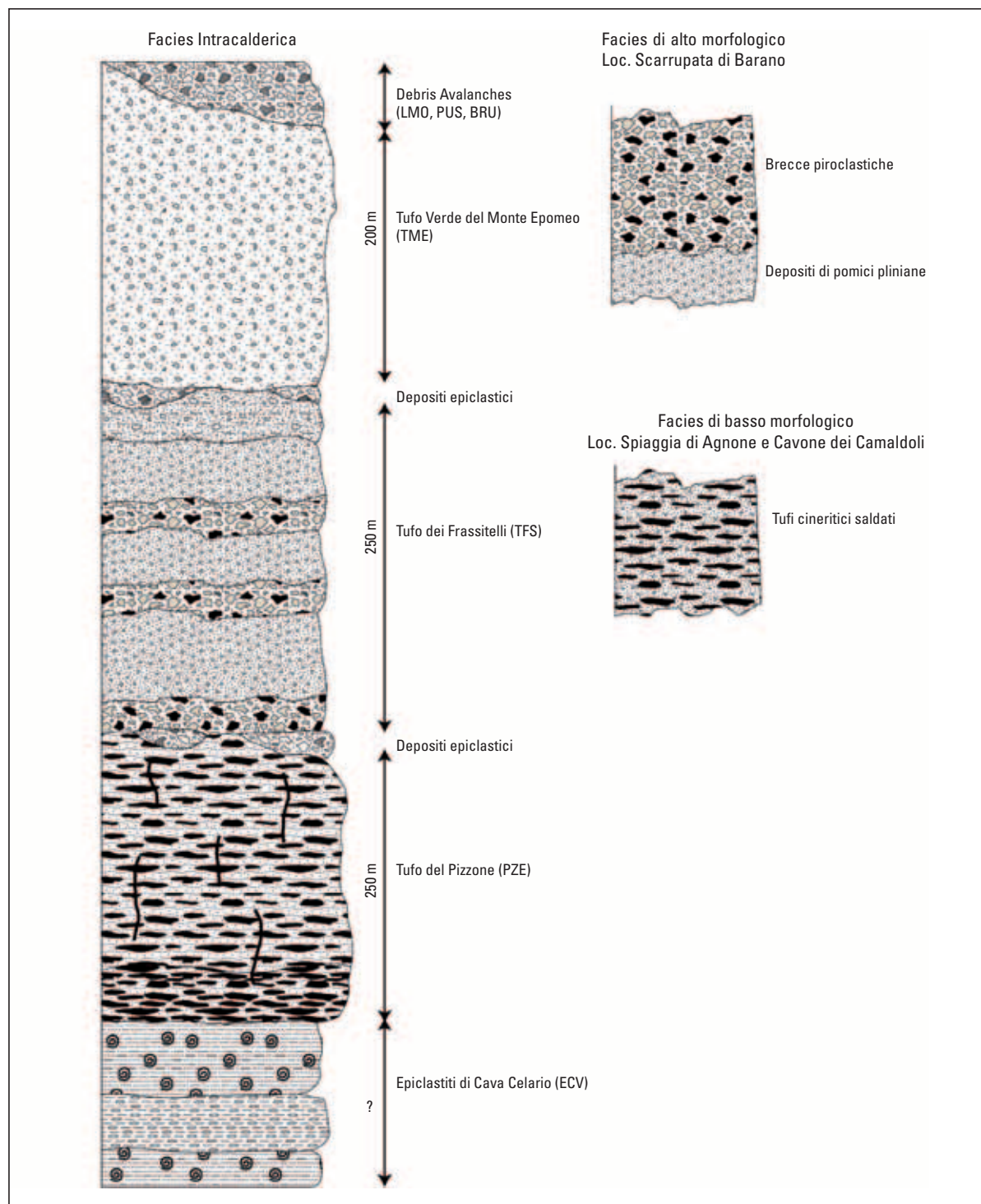


Fig. 4-23 - Facies delle eruzioni ignimbriche del sistema del Rifugio di San Nicola. tufo del Pizzone, tufo dei Frassitelli, Tufo Verde del Monte Epomeo.

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 preesistente ulteriormente collassata in condizioni sineruttive. A questa facies appartengono le formazioni del Tufo Verde dell'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. Deposit analoghi, dal punto di vista litologico, petrografico e geochimico, sono stati individuati in aree distali nei Campi Flegrei continentali, Monte di Procida e sono rappresentati dalle ignimbriti dell'isolotto di San Martino e della falesia di Torre Gaveta, San Martino. 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 paragrafo VIII geofisica).

Facies grossolane, breccie impoverite in fini di alto morfologico.

La terza facies è rappresentata da depositi metrici di breccie piroclastiche ricche in litici (in genere rocce idrotermalizzate, sieniti, lave e tufi) ed impoverite in cenere con alla base uno strato di pomice di caduta esposti in numerosi affioramenti, M. Vico, Capo Negro, Sant'Angelo, Porticello, Grotta di Terra. Breccie analoghe si rinvennero 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, del tufo di Frassitelli e del tufo del Pizzone. Infine stratigraficamente a tetto delle breccie sopra descritte e quindi in chiusura del sintema si collocano i depositi piroclastici del vulcano della Secca d'Ischia. Questi hanno una 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 pomice 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 è stata istituita da VEZZOLI (1988) e studiata in dettaglio da ROSI *et alii*, (1988). Per fini cartografici nella formazione sono stati inseriti sia depositi piroclastici che lavici affioranti principalmente nel settore SE dell'Isola di Ischia. Sono inoltre stati inseriti in questa unità alcuni depositi di caduta rinvenuti al di sopra delle lave del Monte Vico.

1.2.1.1. - Membro della Baia del Porticello (PPA₁)

Questo membro comprende depositi piroclastici relativi ad almeno 4 eruzioni diverse. 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 pomiceo 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 pomiceo in matrice cineritica legati a flussi piroclastici. I singoli livelli pomiceo di

caduta si presentano ben classati (Fig. 4-24a,b,c). Alcuni livelli mostrano gradazione inversa per processi di rimaneggiamento sul pendio. La frazione juvenile è costituita da pomici bianche e nocciola con vari gradi di vescicolazione, 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 del Monte di Vezi con uno spessore di qualche metro. In località Punta San Pancrazio e Cavone dei Camaldoli hanno lo spessore massimo di circa 60 m; procedendo verso est, fino ad arrivare a Punta della Pisciazza, mantellano il versante con spessore costante di circa 5-10 m. Gli unici affioramenti ritrovati sul lato nord del Il 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 le piroclastiti di Pignatiello poggiano sulle scorie saldate del Torone, sulle piroclastiti de La Carrozza, e sulle lave di Parata. Al tetto sono sormontate dalla breccia de Il Porticello e dalle piroclastiti della Secca d'Ischia, localmente dalle Piroclastiti di Sotto la Chiesa e dalle piroclastiti di Piano Liguori. Al momento non è stato possibile definire con certezza il centro di provenienza di questi depositi. Età: è compresa tra i 73.000 anni da oggi (età della lava di Parata) ed i 59.900 $\pm$ 1.000 anni da oggi. Quest'ultima età (metodo Ar/Ar, Deino 2007, questo lavoro) è riferita al livello di pomici superiore della formazione in località Baia del Porticello.

Fig. 4-24a - Piroclastiti di Pignatiello (PPA₁) al Porticello.





Fig. 4-24b - Pomici della Formazione di Pignatiello. Cavone dei Camaldoli.

Fig. 4-24c - Formazione di Pignatiello: pomici ben classate. Grotta di Terra.



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. I depositi di questo centro si intercalano ai banchi di pomici pliniane di Pignatiello e derivano da una fase eruttiva di tipo esplosivo durante la quale si è formato un piccolo cono di scorie e pomici e da una 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.

1.2.1.2.1. - *Cono di scorie (a)*

Questa litofacies comprende i depositi emessi durante la prima fase dell'eruzione che ha portato alla formazione di un cono di scorie. Il deposito, per uno spessore complessivo affiorante superiore a 10 m, è costituito da banchi e livelli di lapilli e bombe pomicee di colore grigio chiaro, lapilli scoriacei leggermente appiattiti, 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.

1.2.1.2.2. - *Colata di lava (b)*

Questa litofacies comprende la colata di lava emessa nella seconda fase dell'eruzione. La colata ha una 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. In prossimità della bocca eruttiva si osservano dei *joint* verticali o leggermente divergenti verso l'esterno che indicano il movimento di fuoriuscita del magma che ha fluito verso mare (Fig. 4-25). Lungo la falesia è possibile vedere sotto la colata una breccia costituita da lapilli e bombe scoriacee di colore nero di autobrecciatura della lava.

1.2.2. - *Piroclastiti di Sotto la Chiesa (PSH)*

Il deposito ha uno spessore di circa 30 m ed è suddiviso in banchi di pomici di caduta dello spessore di circa 5 metri separati da livelli di scorie nere (70-90 cm) che immergono verso SE (N150/75). I banchi di pomici si presentano mal classati, massivi o con una stratificazione accennata; sono costituiti principalmente da lapilli e bombe pomicee di colore grigio, debolmente porfiriche a sanidino e qualche femico, ricchi in clasti litici costituiti da lave grigie, clasti idrotermalizzati e frammenti di scorie saldate. Il deposito è clastosostenuto con una matrice fine di cristalli, litici e piccole pomici.

I depositi di questa eruzione hanno un'estensione areale molto ridotta e limitata, alle pendici sudoccidentali del M. di Vezzi (Fig. 4-26). I depositi ricoprono la Formazione di Pignatiello (PPA) con una netta discordanza angolare marcata dalla presenza di ceneri e pomici (1 m di spessore) parzialmente litificate con impronte d'impatto.

La posizione dei depositi esposti sulla sommità meridionale del Monte di Vezzi e le impronte d'impatto potrebbero suggerire l'emissione da un centro eruttivo locale ubicato a mare.



Fig. 4-25 - *Membro di Grotta di Terra - litofacies b - Colate di lava del centro di emissione di Grotta di Terra.*



Fig. 4-26 - *Piroclastiti di Sotto la Chiesa. Versante sud di Monte di Vezzi.*

1.2.3. - 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, ed 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. 4-27a,b). 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 nord il blocco dell'Epomeo in sollevamento ed in parte sono coinvolte esse stesse dalla fagliazione. Si ricostruisce localmente 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, dai tufi ignimbrici saldati afferenti

Fig. 4-27a. - Siltiti epiclastiche di Cava Celario.
Si notano vene e microfratture riempite da minerali argillosi.



Fig. 4-27b - Epiclastiti di Cava Celario.
Si nota l'intensa fratturazione.



all'unità del tufo del Pizzone che rappresenta l'unità piroclastica inferiore del Monte Epomeo. Anche la giacitura di questi tufi è a reggipoggio con una immersione verso sud. Sulla base dei rapporti stratigrafici con i tufi del Pizzone, l'età risulta maggiore di 61.000 anni.

1.2.4. - *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 *eutaxitica* ed ha uno spessore di 5-7 metri (Fig. 4-28).

Si tratta del deposito saldato di una corrente di densità piroclastica.

Il deposito del Cavone dei Camaldoli (Fig. 4-29) è costituito alla base, da un banco di circa 2-3m di lapilli e bombe pomicee di colore marrone, molto porfiriche a sanidino, 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 *eutaxitica* con subordinati clasti litici lavici e sieniti.

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 ignimbritiche che ora formano il blocco del Monte Epomeo. L'alterazione idrotermale subita dalle unità intracalderiche non consente una attribuzione sicura ad una delle tre unità che formano la successione dell'Epomeo. La 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 ignimbritico sottomarino che circonda l'isola individuato dalle prospezioni sismiche ad alta risoluzione, vedi titolo VIII, e con i depositi ignimbritici saldati che si intercalano nelle successioni continentali dei Campi Flegrei a Monte di Procida.

Fig. 4-28 - *Ignimbriti di Pietra Bianca, Spiaggia di Agnone.*



Fig. 4-29 - *Ignimbriti di Pietra Bianca, Cavone dei Camaldoli.*



1.2.5. - Breccia di Punta Sant'Angelo (PUA)

Questa unità è costituita da breccie 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 variabili 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 pomice e scorie grigio scure (Fig. 4-30a,b,c).

I prodotti di questa unità affiorano soltanto sui lati ovest, sud ed est 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 ignimbritiche che formano il blocco risorgente dell'Epomeo. Età K/Ar 57.900+/-500 anni da oggi.



Fig. 4-30a - Vista del promontorio di Sant'Angelo. La breccia ricopre le piroclastiti di flusso e di caduta dell'Elefante.



Fig. 4-30b - Particolare della breccia. E' formata in grande prevalenza da blocchi lavici trachitici ma contiene anche clasti di tufi saldati analoghi al tufo del Pizzone contenuti in matrice cineritica grossolana. Si osservano due unità di flusso con alla base lenti di pomice di caduta.



Fig. 4-30c - Particolare da ovest della breccia di Sant'Angelo.

1.2.6. - Breccia de Il Porticello (**BPT**)

E' rappresentata da una breccia piroclastica eterometrica, massiva, ricca in litici costituiti da lave idrotermalizzate, abbondanti sieniti, tufi; la matrice contiene abbondanti lapilli pomicei trachitici, porfirici a sanidino ed è impoverita in fini (Fig. 4-31a,b,c); lo spessore dell'unità varia da meno di un metro a 3-4 metri. Nella località tipo sono presenti impronte di impatto (Fig. 4-31c) determinate da blocchi lavici plurimetrici sviluppate nei sottostanti livelli pomicei della Formazione di Pignatiello.

I depositi compresi in questa unità si trovano distribuiti lungo le falesie di Punta di Grotta di Terra; altri affioramenti di piccole dimensioni si trovano sul Monte Vico, dove ricoprono le piroclastiti di Pignatiello, a Capo Negro, a Punta Sant'Angelo dove ricoprono la breccia di Punta Sant'Angelo ed alla Scarrupata di Barano (Fig. 4-31c).

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 dello spessore di due metri di lapilli pomicei ben classati di tipo pliniano di colore biancastro, porfirici a sanidino. Età Ar/Ar 59.900+/-1.000 anni da oggi (A. DEINO, questo lavoro).



Fig. 4-31a - Località Porticello. Breccia del Porticello nella sequenza del sistema di San Nicola.

1.2.7. - tufo del Pizzone (**PZE**)

Si tratta di tufi da fortemente saldati a saldati a tessitura eutaxitica, massivi, di colore grigio chiaro-verdastro chiari costituiti da fiamme e lapilli pomicei collassati ricchissimi in cristalli di sanidino e biotite, clasti litici minuti in matrice cineritica (Fig. 4-32); 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 ignimbrica che costituisce la successione



Fig. 4-31b - Particolare della Breccia. Si osservano zone impoverite in matrice fine.



Fig. 4-31c - Breccia del Porticello alla Scarrupata di Barano. Si osserva il blocco balistico e la relativa impronta di caduta.



Fig. 4-32 - Tufo saldato del Pizzone. Il tufo presenta fiamme laviche ed appare profondamente idrotermalizzato.

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, 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 dell'unità di Cava Celario. La giacitura dei depositi ignimbrici saldati è a reggipoggio con immersione verso sud. L'ignimbrite saldata appare fortemente idrotermalizzata; il massimo di alterazione idrotermale si raggiunge nella zona di Corbaro dove il tufo è completamente idrotermalizzato in facies a strati-misti clorite/smectite, adularia, albite, calcite, monazite, pirite, (vedi § 9.4.2. Età Ar/Ar 61.000+/- 1.000 anni da oggi (A.Deino questo lavoro).

1.2.8. - 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 che segnalano la messa in posto in più unità di flusso. Nelle zone di massima alterazione idrotermale assumono un colore verde piuttosto omogeneo che non permette una chiara distinzione tra le varie unità. Nelle zone in cui l'alterazione è meno pervasiva il colore passa da biancastro-verde chiaro a giallo chiaro a bianco-giallastro dal basso verso l'alto del deposito (Fig. 4-33, 4-34, 4-35, 4-36, 4-37).

La breccia presente alla base della successione è quella con lo spessore maggiore, fino a 30-40 m (località Rione Bocca): si tratta di una breccia di colore verde scuro ricca in clasti lavici, litici idrotermalizzati,

Fig. 4-33 - Tufo dei Frassitelli, facies verde e facies gialla superiore.





Fig. 4-34 - Tufo dei Frassitelli, facies gialla superiore.



Fig. 4-35 - Tufo dei Frassitelli, particolare della facies gialla.



Fig. 4-36 - Tufo dei Frassitelli, breccie intercalate nei depositi di PDC.

Fig. 4-37 - Breccia ricca in litici, parte inferiore dell'unità (Rione Bocca).

sieniti, tufi epiclastici cineritici biancastri e rari clasti juvenili pomicei tubulari di colore verdastro.

Il tufo dei Frassitelli affiora nella successione del blocco del Monte Epomeo, tra 250 e 500 m s.l.m. e raggiunge uno spessore di circa 300 m. In maniera continua si trova a partire da Punta Spinazzola (N) e Capo dell'Uomo (NO) dove ha uno spessore di circa 50-70 m, si ritrova poi in località Rione Bocca (O) dove raggiunge uno spessore di circa 300 m fino ad arrivare a Pietra Martone. Questo deposito ignimbritico 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 ignimbritiche siano sedimentate in ambiente sottomarino dove si sono fortemente ispessiti con conseguente riempimento di una struttura calderica probabilmente in sprofondamento nel corso dell'eruzione stessa. Età Ar/Ar 62.000+/-1.000 anni da oggi (DEINO questo lavoro).



1.2.9. - Tufo Verde del Monte Epomeo Auctt. (pro parte) (TME)

L'unità del Tufo Verde del Monte Epomeo 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) descritte precedentemente.

Il deposito ignimbrico del TME ha uno spessore massimo di circa 200 metri ed è costituito da tufi pomicei e tufi cineritici massivi più o meno litificati anche in dipendenza del tipo e del grado di alterazione idrotermale che li ha interessati. Il colore del deposito varia dal verde smeraldo intenso al verde chiaro, al verde-bianchiccio fino al giallastro passando dalle parti basse a quelle più alte, ma presenta 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 generalmente non è saldato; i livelli ben saldati si osservano solo alla base (Falanga). A luoghi nella parte bassa alcuni clasti juvenili presentano un accenno della caratteristica forma a fiamma. Il tufo la cui frazione iuvenile è ricchissima in megacristalli di sanidino e subordinata biotite è fortemente 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 a luoghi 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.

I prodotti di questa eruzione affiorano esclusivamente nella parte centrale del blocco risorgente del

Fig. 4-38 - Monte Epomeo, Tufo Verde dell'Epomeo Auctt.





Fig. 4-39 - Vetta del Monte Epomeo, Tuffa Verde dell'Epomeo; particolare di superficie di distacco.



Fig 4-40a - Tuffa Verde del Monte Epomeo, Pietra Martone. A sinistra parete strutturale, a destra in alto contatto tra Tuffa Verde del Monte Epomeo in posto e deposito della debris avalanche di Bocca di Serra.

Fig. 4-40b - Panoramica del Tuffa Verde del Monte Epomeo e del sottostante Tuffa dei Frassitelli.





Fig. 4-41 - Tufo Verde, particolare a Pietra Martone.



Fig. 4-42 - Particolare del Tufo Verde dell'Epomeo. Pomice idrotermalizzate di colore giallastro-verde in matrice ricca in megacristalli di sanidino. Il tufo è cementato da minerali idrotermali.

Monte Epomeo e ne costituiscono la parte apicale. Con spessori variabili tra i 100 e i 200 m si estendono da Punta Jetto fino a Pietra Martone (Figg. 4-38, 4-39, 4-40a,b, 4-41, 4-42).

I rapporti con l'unità ignimbratica sottostante non ben esposti, avvengono attraverso una discordanza. Il passaggio al sottostante Tufo di Frassitelli avviene attraverso 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 sineruttiva o preesistente probabilmente in rapida subsidenza nel corso dell'eruzione. Età Ar/Ar 56.500+/-3.000 anni da oggi (DEINO questo lavoro).

1.2.10. - Piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC)

L'unità comprende sia depositi di caduta che di flusso piroclastico sciolti, litificati o saldati che sono stati emessi dal centro eruttivo della Secca d'Ischia ubicato nell'immediato *off-shore* sud-orientale dell'isola e ben visibile nelle carte batimetriche.

I prodotti vulcanici compresi in questa unità si trovano distribuiti prevalentemente nella zona SE dell'isola di Ischia tra La Guardiola e Punta della Pisciazza.

1.2.10.1. - Piroclastiti di caduta e di flusso (SEC_a)

In questa litofacies sono stati raggruppati depositi di caduta e flusso piroclastico che, per ragioni di scala, non potevano essere cartografati separatamente. I depositi in questione presentano una stratigrafia complessa ricostruita tenendo presenti le sezioni stratigrafiche disponibili. La parte basale è formata da un livello di circa 35 cm di colore grigio, costituito da ceneri grossolane sciolte con immerse pomice e litici, che passa verso l'alto ad un livello di lapilli pomicei di caduta di colore bianco, clastosostenuto, massivo dello spessore di 25 cm. Si passa poi ad un livello di circa 20-25 cm di colore arancio (Figg. 4-43a,b) costituito da tre livelli di lapilli pomicei, litici lavici, clasti idrotermalizzati arrossati in matrice cineritica che localmente formano strutture duniformi. Al di sopra è presente un banco dello spessore variabile da 2



Fig. 4-43a - Piroclastiti della Secca d'Ischia. Particolare dei depositi idromagmatici, ceneri vescicolate.

più scure e scoriacee fino ad assumere un colore nerastro.

La parte alta della sequenza è formata da spessi depositi di flusso piroclastico di colore da bianco a giallo (spessore massimo di circa 40 m). Tale spessore si raggiunge negli affioramenti in prossimità della costa e tende ad assottigliarsi progressivamente andando verso l'interno fino a raggiungere uno spessore minimo di circa 50 cm per poi scomparire del tutto. I depositi (Fig. 4-44) sono da massivi a stratificati e localmente presentano strutture lentiformi e duniformi (dune e antidune); sono costituiti da lapilli pomicei di colore bianco con inclusi mafici, subordinati litici lavici immersi in una matrice cineritica di colore grigio-biancastro vescicolata. (Fig. 4-45, 4-46). Negli affioramenti della Scarrupata di Barano questi depositi che raggiungono

Fig. 4-43b - Piroclastiti della Secca d'Ischia. Parte basale prossimale della successione. Fallout pliniano e depositi di flusso idromagmatico.



spessori di oltre 30 m sono litificati e formati da tufi cineritici e pomicei massivi di colore giallo nella parte inferiore biancastri a tetto. Sono costituiti da lapilli e bombe pomicee porfiriche a sanidino, litici lavici e sieniti in matrice cineritica. (Fig. 4-47).

Buone esposizioni di questi affioramenti si trovano in tutto il settore sud-orientale 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 ben esposti si trovano a NO presso la falesia di Grotta dello Spuntatore (M. Vico) dove si appoggiano alle lave del M. Vico. Età Ar/Ar 61.000 $\pm$ 1.900 anni da oggi.

Fig. 4-44 - Piroclastiti della Secca d'Ischia. Cuneo piroclastico formato da depositi di surges piroclastico al Porticello; sezione prossimale al vulcano sottomarino.





Fig. 4-45 - Stratificazione incrociata, dune, nelle piroclastiti della Secca d'Ischia al Porticello.



Fig. 4-46 - Piroclastiti della Secca d'Ischia. Parte basale della successione. Fallout e surges.

1.2.10.2. - Ignimbrite saldata (SEC_b)

Questo litofacies comprende il deposito che si trova lungo la Scarrupata di Barano ad una quota di circa 140 m s.l.m.. Il deposito si intercala alla base dei depositi descritti nel paragrafo precedente. Si tratta di un deposito ossidianaceo porfirico di colore grigio-nerastro, dello spessore di circa 1-2 m, formato da ceneri e lapilli pomicei fortemente saldati. Deposito ignimbritico saldato.

Fig. 4-47 - Piroclastiti della Secca d'Ischia. Tufi gialli e biancastri idromagmatici a tetto della successione. Scarrupata di Barano.



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, frane, delle sequenze piroclastiche idrotermalizzate del blocco in sollevamento del Monte Epomeo. Le unità inferiori (unità di Campomanno e di Colle Jetto) 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 depositi epiclastici, formati da frammenti di ignimbriti idrotermalizzati, cristalli primari, feldspati e biotite, cristalli neogenici idrotermali, suggeriscono che le unità sedimentarie a prevalente componente vulcanica derivano dal disfacimento e sedimentazione in ambiente marino (sono frequenti sequenze di tipo torbido) 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 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 stratificate immergenti a nord (vedi sezione terra-mare in carta e capitolo geofisica). Le unità sono state riferite a due subsintemi per la presenza di una significativa discordanza angolare.

1.3.1. - *Subsintema di Fasaniello* (UCE₁)

1.3.1.1. - Unità di Campomanno (CPM)

I depositi dell'unità di Campomanno affiorano prevalentemente nella zona 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 di circa 60-70°. Sporadici affioramenti si rinvengono anche in località Ferreri e Toccaneto. 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 (vedi capitolo VIII). L'unità sull'isola e nelle aree marine immediatamente adiacenti all'isola appare fortemente strutturata e coinvolta nelle fasi di risorgenza del campo vulcanico avvenute tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Sono state differenziate due facies.

1.3.1.1.1. - *Litofacies di Ervaniello (a)*

I depositi di questa litofacies hanno uno spessore di circa 90-100 m; sono costituiti da materiale epiclastico da debolmente a mediamente litificato di colore giallastro o verdastro, da massivo a stratificato, composto da ceneri fini e grossolane, blocchi di lave e tufi che spesso raggiungono vari metri di diametro in matrice fine argillosa di colore dal verdastro al giallo. 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.

1.3.1.1.2. - *Litofacies di via Ombrasco (b)*

È rappresentata da depositi epiclastici litificati di ceneri fini e grossolane di colore giallastro, da massivi a debolmente laminati. Spesso sono soggetti ad una intensa fatturazione che porta ad una disgregazione del deposito, caratteristica quest'ultima che facilita l'azione di rimaneggiamento del deposito con formazione di depositi tipo *debris flow* (Fig. 4-48).

Questi depositi affiorano in maniera discontinua nella zona di Campomanno.



Fig. 4-48 - *Epiclastiti di via Ombrasco.*

1.3.1.2. - Unità di Colle Jetto *Auctt. (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 tufi (Fig. 4-49). I depositi inseriti in questa unità affiorano in località Colle Jetto a quote intorno ai 460 m s.l.m., dove in sporadiche sezioni, affiorano al di sotto delle argille e sabbie 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 da erosione dei tufi del sintema del Rifugio di San Nicola e sedimentazione in ambiente marino di materiale epiclastico e di vulcaniti, ceneri e pomici. Anche questa unità è coinvolta nei movimenti verticali di risorgenza dell'isola.

Fig. 4-49 - *Epiclastiti di Colle Jetto. Piani di San Paolo.*



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

1.3.2.1. - Unità di Cava Leccie (VEC)

È rappresentata 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 si rinvencono livelli di sabbie giallo-rossicce da medio-fini a grossolane con componente quarzosa che localmente siluppano strutture da *ripple mark*. Tali livelli diventano sempre più prevalenti fino a chiudere la sequenza dell'unità sedimentaria marina. Lo spessore varia fra 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 contaminazioni 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 fa 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 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 di Campomanno. L'età di questa unità è stata attribuita al tardo Pleistocene superiore da BARRA *et alii* (1992b). 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 pomicette; le sabbie sono ricche in macrofossili (echinidi, lamellibranchi e gasteropodi). Una caratteristica peculiare di questi depositi è il fatto che contengano noduli sferici, subsferici e discoidali a composizione prevalentemente carbonatica di dimensioni comprese tra i 6 e 10 cm di diametro. Questi noduli sono probabilmente indicativi di una situazione climatica specifica in ambiente litoraneo oppure della presenza di sorgenti termali nell'area di sedimentazione. 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 e sono state coinvolte nei processi di risorgenza del blocco centrale dell'isola.

1.3.2.3. - Depositi 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 del deposito 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 di risorgenza che ha portato le sabbie di Toccaneto a quote superiori a 500 m.

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

1.4.1. - Subsintema di Fontana-Fasano (IIH₁)

1.4.1.1. - Tufi gialli dei Maronti (RNI)

Si tratta di tufi gialli stratificati ricchi in lapilli pomicei contenuti in matrice cineritica vescicolata, massivi o con strutture duniformi alternati a livelli di tufi ricchi in lapilli pomicei mal classati e litici lavici (Fig. 4-50).

I depositi affiorano alla base della paleo falesia dei Maronti in località Testaccio, dove costituiscono l'unità stratigraficamente più bassa. Altri affioramenti correlati a questa unità si trovano al di sopra delle lave di Punta della Signora dove una netta discordanza angolare li separa dai tufi del Testaccio; altri affioramenti sono presenti al di sotto delle unità detritiche in località Fasano. Si tratta di livelli di caduta e di *surge* piroclastici che derivano da eruzioni di tipo idromagmatico legati alla attività di *coni di tufo*.



Fig. 4-50 - Tufi Gialli dei Maronti.

1.4.1.2. - Tufi del Testaccio (TSC)

Sono depositi di colore giallo costituiti da strati di tufi gialli a lapilli pomicei trachitici in matrice cineritica vescicolata, massivi o con strutture duniformi, alternati a livelli tufacei di lapilli pomicei trachitici e litici lavici. Lo spessore è intorno ai 60 m. La successione evidenzia forti discordanze angolari e paleovalli a "U" a testimoniare la deposizione in più eventi eruttivi (Fig. 4-51).

Gli unici affioramenti si trovano nell'omonima località del Testaccio, lungo la strada che porta alla spiaggia dei Maronti. Si tratta di depositi di caduta alternati a depositi di flusso e *surge* piroclastici correlati all'attività di *tuff-cone* idromagmatici ubicati nell'area del Testaccio.

Fig. 4-51 - Tufi del Testaccio.



1.4.1.3. - Tufi di Punta delle Pietre Rosse (TPR)

Si tratta di tufi di colore marrone-bruno, massivi costituiti da lapilli di colore grigio, porfirici a sandino, subordinati litici lavici in abbondante matrice cineritica litificata humificata al tetto. La natura del deposito fa ritenere che si tratti di una o più unità di colata piroclastica. Lo spessore è > 3 m. Al tetto si rinviene un orizzonte cineritico pedogenizzato di circa 20-30 cm al passaggio verso l'alto con i depositi dell'unità tufi di Citara. Il deposito è visibile in pochi affioramenti che si trovano alla base della falesia della spiaggia di Citara e alla base di Punta delle Pietre Rosse.

1.4.1.4. - 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. Alla base della falesia di Citara in alcuni punti si sviluppano spettacolari *slumping* plurimetrici (Fig. 4-52); inoltre si osservano 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 fasi (Fig. 4-53).

I depositi cartografati in questa unità affiorano, principalmente lungo la spiaggia di Citara, dove formano la falesia omonima, e si seguono con continuità anche con spessori ridotti fino a Punta Imperatore; depositi correlabili con questi sono stati inoltre 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 ma-



Fig. 4-52 - Tufi di Citara, *slumping*.

rino, 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 della 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* di Punta del Soccorso formati da *mega-boulders* di tufi del sintema del 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 in questa area dai rilievi di sismica ad alta risoluzione, cfr Capitolo VIII.

A Punta Imperatore i depositi dei tufi di Citara ricoprono i depositi di PBC e FGN, in località M. Vico si appoggiano alle lave del duomo omonimo. A Citara sono ricoperti dalle piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Età K/Ar 42.000-45.000 +/- 1.100 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.1.5. - Tufi di Grotta dello Spuntatore (GOE)

Il deposito, dello spessore complessivo di circa 20 m, è costituito da tufi stratificati di colore giallo-arancio formati da strati o livelli di ceneri grossolane e lapilli pomicei alternati a livelli tufacei ricchi in lapilli pomicei. Gli unici affioramenti di questa unità si trovano nella parte alta della falesia di Grotta dello Spuntatore, sul lato N del Monte Vico. Sono interpretabili come depositi idromagmatici legati alla attività di un cono di tufo probabilmente localizzato nell'*off-shore* occidentale dell'isola.

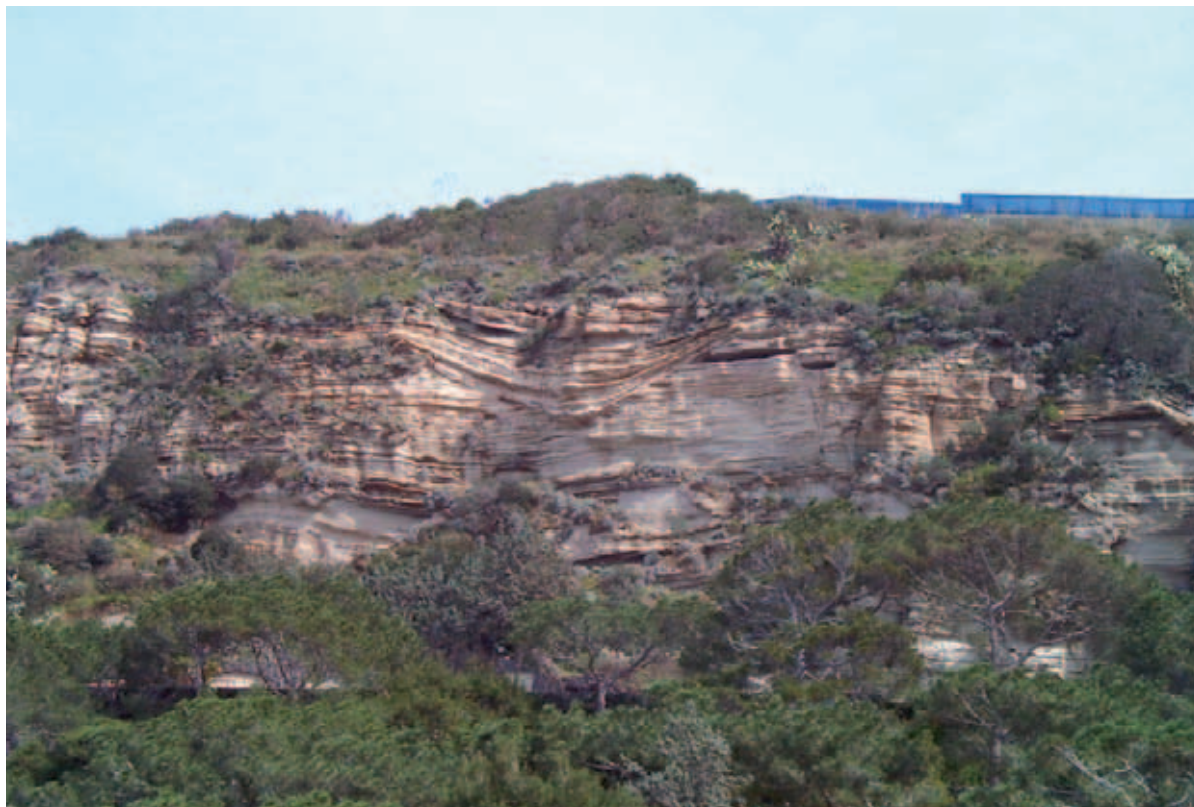


Fig. 4-53 - Tufi di Citara. Paleofaleisia. Si osservano paleovalli riempite.

1.4.1.6. - 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 lapilli accrezionali, 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 della Secca d'Ischia (Fig. 4-54). 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; nella 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, con 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).



Fig. 4-54 - Tufi di Monte Cotto. Tufi fittamente stratificati legati ad un centro eruttivo probabilmente localizzato a mare, nel tratto antistante Punta della Signora.

1.4.1.7. - Tufi dei Pizzi Bianchi (**PZR**)

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 alla intensità della 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. La intensa argillificazione si esprime in impronte di disseccamento superficiali delle pareti di tufo ed in una erosione caratteristica a pinnacoli delle masse tufacee (Fig. 4-55, 4-56, 4-57). I tufi dei Pizzi Bianchi affiorano, nel bacino di Serrara-Fontana, all'interno di Cava Scura e sul lato occidentale



di Cava Acquara dove sono ricoperti dai depositi di *debris avalanche* di Bocca di Serra. La copertura effettuata dai depositi di *debris avalanche* e *debris flow* messi in posto a tetto della unità impedisce di riconoscere i condotti eruttivi o le fratture eruttive di queste piroclastiti ubicate in corrispondenza della faglia diretta principale che delimita a sud il blocco risorgente del Monte Epomeo.

Fig. 4-55 - Pizzi Bianchi, bombe a crosta di pane nel deposito intensamente argillificato.



Fig. 4-56 - *Pizzi Bianchi, panorama.*

Fig. 4-57 - *Caratteristiche forme erosive a pinnacolo nei tufi dei Pizzi Bianchi.*



1.4.1.8. - Tufi di Serrara - Cava Petrella (**TSP**)

I depositi cartografati in questa unità affiorano sul lato sud-occidentale del blocco risorgente del Monte Epomeo, tra Pietra Martone e Cava Petrella. Queste piroclastiti sono state eruttate da centri vulcanici, con di tufo e con di scorie allineati lungo le faglie dirette a direzione NE-SO e NO SE che limitano il fianco meridionale del blocco risorgente del M. Epomeo. Il centro eruttivo di Cava Petrella è ben visibile a monte di Sant'Angelo mentre il cratere di Serrara è ubicato nella zona di Rufano. I tufi di questa unità sigillano le faglie bordiere del Monte Epomeo e quindi in parte datano un momento della risorgenza; si deve comunque notare che ne sono in parte anche coinvolti. L'unità è stata suddivisa in due litofacies che rappresentano due momenti dell'attività vulcanica di questi centri eruttivi: la litofacies **a** comprende i prodotti emessi durante la fase idromagmatica avvenuta nelle fasi iniziali e finale dell'eruzione mentre la litofacies **b** rappresenta la fase magmatica probabilmente legata ad un parziale isolamento del centro eruttivo dal mare. Età K/Ar 32.500-33.500 +/- 1.300 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.1.8.1. - Cono di tufo. Litofacies di Serrara (**a**)

È rappresentata da 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 ed sono localmente associati a depositi di breccie prossimali che portano ad ubicare il cratere del cono di tufo in questa zona.

1.4.1.8.2. - Cono di tufo. Litofacies di Cava Petrella (**b**)

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. 4-58). 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 al 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. I tufi sono strutturati ed interessati da *megaslumping* legati allo scivolamento sul versante molto acclive di materiale coesivo plastico legato ad esplosioni idromagmatiche (Fig. 4-59). 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 (Fig. 4-60). Questi depositi erano stati riconosciuti per la prima volta da RITTMAN (1980) e definiti come breccie plagioclastiche.



Fig. 4-58 - Cratere di Cava Petrella.



Fig. 4-59 - Tufi di Serrara. Cava Petrella.
Slumping nei tufi idromagmatici di base.



Fig. 4-60 - Tufi di Serrara. Cava Petrella
Scorie dell'attività finale magmatica del vulcano di Cava Petrella.

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

1.4.1.9. - Piroclastiti di Ciglio (**PGI**)

Il deposito piroclastico, ben visibile all'interno di una cava di pozzolana abbandonata, è costituito da banchi di lapilli e bombe scoriacee di caduta a composizione trachitica, di colore grigio-violaceo e bruno, clasto-sostenuto, da massivo a stratificato. Questa unità raggruppa i prodotti emessi dai due coni di scorie di località la Cesa, oggi ricoperti da depositi detritici tipo *debris-flow*. La formazione di questi centri eruttivi è messa in relazione con la struttura diretta a direzione NO-SE legata alla risorgenza del Monte Epomeo, la stessa che ha guidato la formazione dei coni di tufo/coni di scorie di Serrara-Cava Petrella.

1.4.1.10. - Tufi di San Michele di Ischia (**TMH**)

Si tratta di un'alternanza spessa circa 10 m di livelli di tufi breccia molto litificati, giallo-ocra, marroni, cineritici ricchi in lapilli accezionari e di livelli di tufi arricchiti in lapilli, bombe pomicee e blocchi lavici con stratificazione piano parallela e strutture duniformi; sono presenti numerose impronte di impatto (Fig. 4-61). Sono interpretabili come depositi di attività esplosiva idromagmatica di caduta, *surge* e 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 stratificati di Sant'Angelo (Fig. 4-62). I tufi di San Michele in parte ricoprono il duomo di lava di Monte S. Angelo. Età compresa tra circa 60.000 anni (età dei depositi del sintema del Rifugio di San Nicola) e circa 20.000 (età dei tufi di Sant'Angelo).

1.4.2. - Subsintema di Campotese (**IIH₂**)

1.4.2.1. - Lave di 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.



Fig. 4-61 - Tufi di San Michele di Ischia, spiaggia dei Maronti. Impronta di impatto.



Fig. 4-62 - Tufi di San Michele di Ischia. Paleovalli.

L'unica esposizione di queste lave si trova sul fianco ovest del M. di Vezzi nella località omonima di Madonna di Montevergine; lo spessore è di 10-15 m.

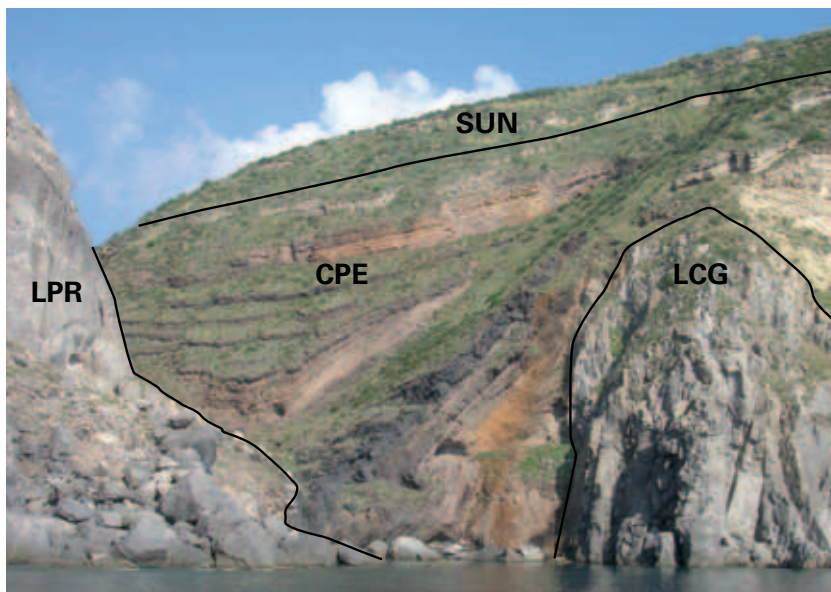
La formazione di questo duomo è messa in relazione a strutture distensive che ribassano verso nord; queste hanno dislocato il Monte di Vezzi ed hanno agito da via preferenziale per la risalita del magma.

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

1.4.2.2. - Piroclastiti di Cava Pelara (CPE)

L'unità, spessa 25-30 metri, è costituita dal basso da alternanze di strati molto spessi, plurimetrici, 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 andando 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. Buone esposizioni di questi depositi si trovano nel tratto finale di Cava Pelara dove si appoggiano alle lave di Capo Negro di Ischia (LCG); nella stessa area è possibile osservare che le piroclastiti immergono al di sotto delle lave del Pilaro (LPR) (Fig. 4-63). 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 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. 4-63 - Scorie saldate e tufi di Cava Pelara.



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 vulcanico.

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

Tra Grotta del Mavone e il Pilaro affiora il residuo di una colata di lava di colore grigio-nerastro; questa ricopre un piano di faglia che ribassa verso NO le lave del Pilaro. Le lave del Rosicariello sono poi a loro volta ribassate verso NO da una faglia diretta. Queste lave (RSC) a composizione trachitica di colore grigio sono state emesse da un piccolo duomo che forma l'alto morfologico del Rosicariello ricoperto dalle piroclastici delle eruzioni più giovani. Le lave del Rosicariello hanno a tetto le lave del Mavone e le 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; sono caratterizzate da inclusi cristallini subsferici formati da sanidino e biotite. Le lave di Grotta del Mavone formano la parte bassa della falesia in località Chianare di Stadera. Stratigraficamente si appoggiano alle lave del Rosicariello (RSC) mentre sono coperte dalle piroclastiti dello Scarrupo di Panza (Fig. 4-64). Spessore circa 50 m. Età K/Ar 29.000 $\pm$ 2.000 anni da oggi (GILLOT *et alii*, 1982).

Fig. 4-64 - Lava di Grotta del Mavone.



1.4.2.6. - Scorie saldate della Schiappa (SHP)

Si tratta di un deposito piroclastico grossolano, dello spessore di circa 25 m, costituito da scorie saldate di colore nero alle quali si alternano e/o passano lateralmente livelli di breccie formate 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. 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 consente di interpretare questi depositi come depositi di attività prevalente di fontana di lava connessa a sistemi di fratture eruttive lineari. Età K/Ar 21700+/-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 dell'unità dello Scarrupo di Panza emessi da un centro eruttivo localizzato a Punta della Nave, e localizzato 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 Citrunia 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.

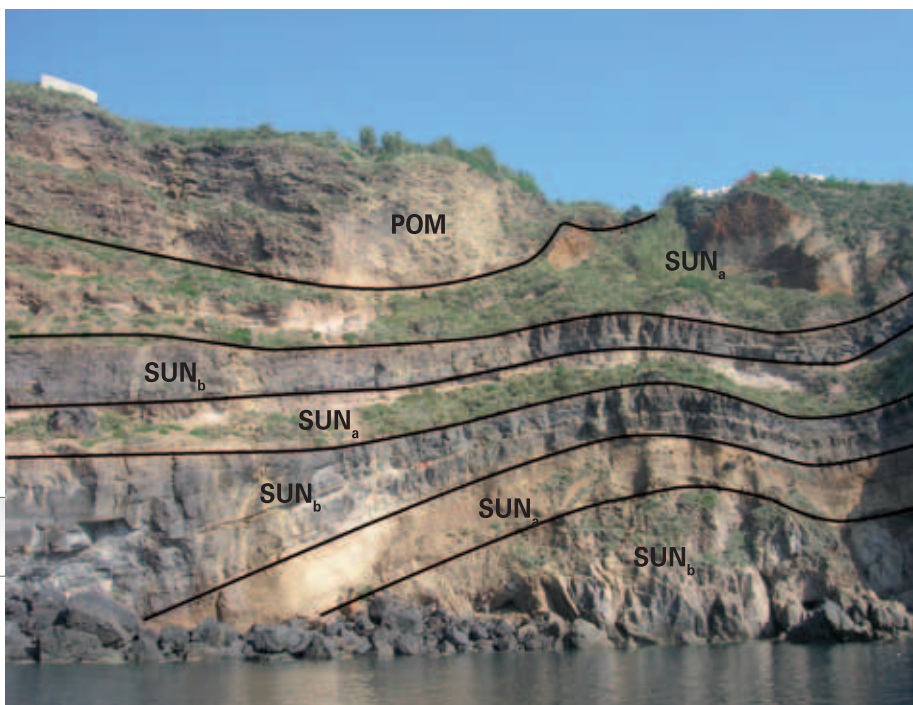
Le piroclastiti sono formate da banchi di scorie saldate trachitiche (facies laviche) ricchi in litici spesso subvulcanici, sieniti, e lave; questi raggiungono spessori maggiori di 100 metri in corrispondenza del centro di emissione e si assottigliano progressivamente diventando più sottili e diminuendo di numero. Si interdigitano a banchi di breccie piroclastiche scoriacee di caduta, sciolte, allontanandosi dal centro eruttivo (frattura?) di La Nave 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, sostenuta, probabilmente di tipo fissurale.

1.4.2.7.1. - Breccie pomicee (a)

Si tratta di banchi o livelli di breccie di colore dal grigio nero al rossastro formate da bombe scoriacee e pomicee trachitiche e lapilli pomicee, 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. 4-65).

Fig. 4-65 - Piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Banchi di scorie e pomici (SUNa) e scorie saldate (SUNb).



1.4.2.7.2. - Scorie saldate (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. 4-66, 4-67, 4-68).

1.4.2.8. - Lave del Pomicione (POM)

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

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

1.4.2.9. - Piroclastiti di Russo (RUO)

In questa unità sono cartografati depositi stratificati formati da strati di lapilli pomicei trachitici biancastri, debolmente porfirici a sanidino, clasto-sostenuti, di caduta con intercalati paleosuoli, depositi rimaneggiati e talora con intercalate cineriti.

Il deposito della prima eruzione che costituisce la base di questa unità, presenta alla base 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. Segue verso l'alto 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



Fig. 4-66 - Piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Facies saldate, bordo del cratere di La Nave.



Fig. 4-67 - Piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Cuneo piroclastico appoggiato ai depositi antichi della Spiaggia di Agnone, formato da alternanze di banchi di pomici, di scorie arrossate e scorie saldate, spatter. E' ricoperto dalle piroclastiti di Punta Imperatore.

Fig. 4-68 - Piroclastiti dello Scarrupo di Panza. Facies intermedia, alternanza di banchi di scorie saldate e banchi di pomici e scorie arrossate.





Fig. 4-69 - Piroclastiti di Russo, pomici di caduta pliniane alla base della sequenza.



Fig. 4-70 - Pomici pliniane delle piroclastiti di Russo. Attività dei centri eruttivi dell'off-shore occidentale ischitano.

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 subordinati litici lavici, massivo, clasto-sostenuto di caduta, ben classato, legato ad attività esplosiva pliniana. Alla base ed al tetto di questo deposito 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 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, di caduta pliniano (Fig. 4-69, 4-70).

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 rinvengono a tetto dei tufi dell'unità 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, con, e negative, caldere, che potrebbero essere correlate ad eruzioni di questo tipo.

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 (SRG).

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; 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 consolidato 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. 4-71, 4-72, 4-73, 4-74). I Tufi di Sant'Angelo sviluppano il massimo spessore in corrispondenza della falesia di Cava Grado, P.ta Chiarito, si immergono verso est nel bacino strutturale di Succhivo e ricoprono con un mantello piroclastico discordante il rilievo del duomo di Sant'Angelo. Nel bacino di Succhivo 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. Questa 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 alla 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)



Fig. 4-71 - Tufi di Sant'Angelo, falesia tra Cava Grado e Punta Chiarito. Valli e solco di battente sospesi evidenziano il sollevamento recente di questo settore.



Fig. 4-72 - Tufi di Sant'Angelo a baia di Sorgeto. Facies semilitoide non zeolitizzata.



4-73 - Tufi di Sant'Angelo, Punta Chiarito. Aggradazione dei tufi sulle lave di Punta Chiarito (LCH).

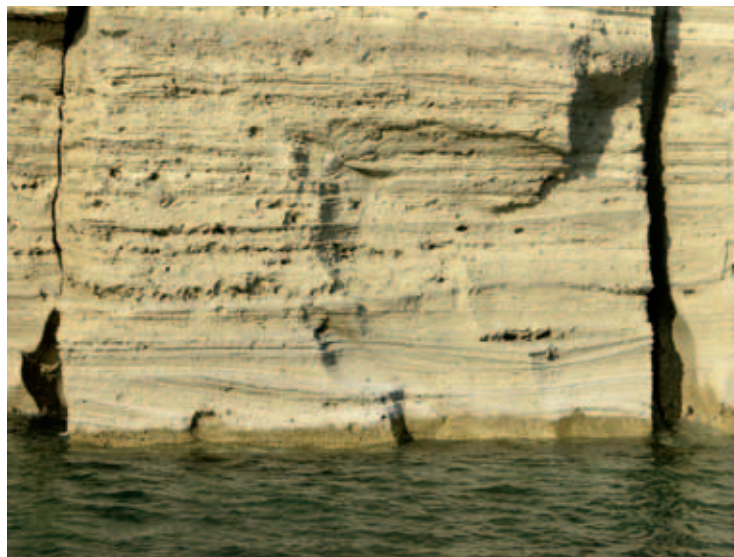


Fig. 4-74 - Tufi di Sant'Angelo. Cava Grado. Struttura a duna e impronte di caduta.

1.4.2.11. - Scorie di Grotta del Mago (GTM)

L'unità è costituita dai depositi di un piccolo cono di scorie shoshonitico ubicato sulla punta del promontorio di Grotta di Terra. I depositi della 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 shoshonitico che formano il piccolo cono di scorie e dalle scorie e lapilli di caduta di colore nero 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 (LPA) 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. 4-75). Età K/Ar 22.800 +/- 5.200 - 33.300 +/- 5.700 (POLI *et alii*, 1987).



Fig. 4-75 - Scorie e dicco di alimentazione del baluardo di scorie di Grotta del Mago.

1.4.2.12. - Tufo di Solchiaro (**SHI**)

(cfr. Foglio 465 "Isola di Procida")

L'unità comprende livelli di cineriti grigio-nerastre e giallastre, fittamente stratificate o laminate con stratificazione da piano parallela a incrociata, ricche in pisoliti, 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 (Fig. 4-76). Il deposito ha uno spessore di circa 4 m. Si tratta di depositi piroclastici distali, di caduta e di *surge* piroclastico, legati alla attività esplosiva idromagmatica del *tuff-cone* di Solchiaro attivo sull'isola di Procida. Composizione trachibasaltica.

Questa unità ricopre la Formazione di Pignatiello (PPA), le piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC) e le scorie di Grotta del Mago (GTM). Al tetto invece è sormontato dalle lave di Sant'Anna e dalle piroclastiti di Casa Mormile e di Piano Liguori.

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

1.4.2.13. - Piroclastiti di Casa Mormile (**PCM**)

Sono formate da strati di breccie piroclastiche formate da lapilli e bombe pomicee e scoriacee a composizione trachitica, 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. 4-77).

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

Fig. 4-76 - Piroclastiti idromagmatiche shoshonitiche, tufo di Solchiaro. I depositi distali sono costituiti da livelli di *surges* a laminazione incrociata e da livelli di ceneri ricche in lapilli accrezionari.



Fig. 4-77 - Piroclastiti di Casa Mormile.



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 di Pignatiello (PPA), in alcuni casi con una discordanza netta, sia sopra le piroclastiti della Secca d'Ischia (SEC). Al tetto l'unità è sempre coperta dalle piroclastiti di Piano Liguori (PNU), dalle quali è separata da un paleosuolo.

1.4.2.14. - Lave di Sant'Anna (TNN)

Si tratta di lave scoriacee di colore grigio-nerastro, 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 S. Anna (Fig. 4-78) si sviluppa nella zona denominata Campagnano-San Michele, nel settore est d'Ischia, ed è ben visibile lungo la costa di Carta Romana dove ricopre dei tufi stratificati di colore arancione e le cineriti distali dell'anello di tufo di Solchiaro (SHI), lo spessore è di circa 40 m, la base non è esposta.

Dalle morfologie presenti in questa zona e dalla forma della colata di lava ancora 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.

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 andando 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 caratteristiche del deposito, fanno tuttavia 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).

Fig. 4-78 - Lave di Sant'Anna.



1.4.3. - *Subsintema di La Rita-M. Caccaviello (IIH₃)*

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 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 rimaneggiano lapilli pomicei di eruzioni più recenti, in particolare delle piroclastiti del Cretaio. Età Ar/Ar 15.800+/-1.400 anni da oggi (A. Deino questo lavoro).

1.4.3.2. - Lave del M. 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. Trippodi.

Il duomo del M. 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. 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.

1.4.3.3. - Lave di Selva del Napolitano (**NPT**)

Lave di colore grigio scuro, molto porfiriche a sanidino, massive a composizione trachitica 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. - Tufi di Marecoppo (**MRP**)

Tufi di colore giallo ben strutturati costituiti da lapilli pomicei immersi in matrice cineritica, subordinati litici lavici anche di grosse dimensioni, riconducibili a correnti di densità piroclastiche dense o diluite derivanti da un cono di tufo, probabilmente posizionato nelle zone vicine a questi affioramenti, ormai non più visibile. Gli unici affioramenti visibili sono quelli che si trovano nella zona omonima del Marecoppo dove coprono le lave di Selva del Napolitano (NPT). Spessore 2-5 m.

1.4.3.5. - 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 (Fig. 4-79). 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 (Fig. 4-79). 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. 4-80).

La datazione effettuata 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* (1992) 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

Fig. 4-79 - Sabbie conchigliari dell'unità di Castiglione.



Fig. 4-80 - Unità di Castiglione (Cafieri Auctt.) lungo la falesia omonima.



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 (N310). Inoltre l'intero deposito è interessato da una serie di faglie a direzione circa N110-65° che tendono a ribassare la successione verso NO. 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 Mortito (MIT).

Età ^{14}C 5.964-9.840 anni da oggi.

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 alla evoluzione del vulcanismo ed in particolare alla riattivazione del sistema di alimentazione delle due caldere risorgenti (ISAIA *et alii* 2009).

Età 9840 da oggi, VIII secolo a.C.

1.4.3.6. - Tufi di Casamicciola (**CMI**)

Questa unità comprende 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 prevalentemente smantellate dall'erosione marina e dall'attività vulcano-tettonica sono esposti lungo la strada costiera che da Piazza Marina conduce a Lacco Ameno e sono ricoperti da depositi detritici.

1.4.3.7. - Lave della Fundera (**FUD**)

Si tratta di lave di colore grigio, porfiriche 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 (GSN). Età Ar/Ar 8.500+/-2.800 anni da oggi.

1.4.3.8. - 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.

1.4.3.8.1. - *Lava* (a)

Questa litofacies comprende le lave, spesse circa 40 m, di colore grigio, molto porfiriche a sanidino, massive a composizione trachitica, che affiorano in località San Pasquale ed afferenti ad un duomo vulcanico ormai quasi completamente obliterato.

1.4.3.8.2. - *Tufo* (b)

I tufi (b) sono formati da livelli con spessore variabile da 50 cm 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. 4-81), in alcuni casi ricchi in litici lavici con gradazione diretta, o fittamente laminati localmente con strutture duniformi ben sviluppate (Fig. 4-82). 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 *unconformity* nella successione dei tufi potrebbe indicare diverse zone sorgente. Questi tufi ricoprono in discordanza angolare i depositi epiclastici della unità di Campomanno (CPM); sono ricoperti dalle lave dell'unità del Bosco della Maddalena (BMD). Età Ar/Ar 6.200+/-700 anni da oggi (A. DEINO questo lavoro).



Fig. 4-81 - Deposito dell'unità dei tufi di Cava del Puzzillo (litofacies b). Località Perrone.

Fig. 4-82 - Strutture duniformi nei tufi di Cava del Puzzillo (litofacies b).



1.4.3.9. - Deposito di spiaggia (**g_{2c}**)

È caratterizzato da sabbie a granulometria medio-fine e grossolane 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. Si tratta di 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 (PCE); ricoprono in discordanza i tufi di Cava del Puzzillo.

1.4.3.10. - Piroclastiti di San Montano (**PMT**)

Si tratta di 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 *surges* piroclastici provenienti da un centro eruttivo non più riconoscibile. Ricoprono, con continuità, la parte alta del promontorio del Monte Vico per uno spessore di circa 2-3 m.

1.4.3.11. - Lave de lo 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 di Sciavica, e da un passaggio poi ad una fase di tipo effusivo durante la quale si vanno a formare i duomi di Marecocco, Caccaviello e la colata di lava dello Zaro.

1.4.3.11.1. - *Membro de la Sciavica* (**ZRO₁**)

Si tratta di depositi piroclastici grossolani massivi, costituita da breccie ricche in matrice cineritica contenenti scorie dense porfiriche a sanidino contenenti inclusi mafici, e lapilli pomicei del tutto simili ai prodotti della fase effusiva (**ZRO₂**) (Fig. 4-83). Composizione trachitica. Lo spessore è di circa 20-25 m. Depositati 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. 4-83 - Unità delle lave dello Zaro; membro della Sciavica. Breccie dell'attività esplosiva iniziale del Marecocco-Zaro.

1.4.3.11.2. - *Membro di Punta Caruso (ZRO₂)*

Lave a blocchi di colore nero, a composizione trachitica; contengono abbondanti inclusi mafici shoshonitici (Fig. 4-84). Questo membro comprende la colata lavica dello Zaro che ha una lunghezza di circa 1500 m, larghezza di 800-1.000 m e spessore di circa 80-100 e che, partendo dalla località Marecocco, arriva fino a mare andando a formare la Punta Caruso proseguendo nelle aree marine. Età K/Ar 6.000+/- 2.200 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

Sono inoltre inseriti in questo membro una serie di cupole vulcaniche denominate di Marecocco e Caccaviello, formate da lave trachitiche di colore grigio-nerastro. I duomi sono intensamente fratturati e fagliati. Età K/Ar 7.400-8.500+/- 2.000 anni da oggi (POLI *et alii*, 1987).

1.4.3.12 - 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. 4-85a,b,c).

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



Fig. 4-84 - Unità di Zaro, membro di Punta Caruso.

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 subvulcanici stessi. L'area intrusa coincide con l'area più sollevata e deformata del blocco centrale risorgente della caldera ischitana ed anche con l'area di massimo sviluppo della alterazione idrotermale a carico delle unità ignimbritiche intracalderiche. Inoltre sulla verticale dell'area iniettata dai corpi subvulcanici si sviluppano 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 manifestazioni idrotermali diffuse e di un flusso di calore molto elevato; un recente lavoro di CHIODINI *et alii*, 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 alla azione di denudamento operata dal distacco della *debris avalanche* di Forio. E' possibile che la causa della destabilizzazione del versante occidentale del blocco risorgente e della formazione della valanga di detriti sia da ricercare proprio nella 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 ad impiegare metodi di datazione radiometrica su rocce così profondamente idrotermalizzate.



Fig. 4-85a - Spine con associate breccie ed alterazione idrotermale diffusa. Le spine intrudono e sollevano il Tufo dei Frassitelli che appare fagliato ed inarcato. Le zone di colore rossastro sono le aree di degassamento diffuso ed appaiono prive di vegetazione.



Fig. 4-85b - Spina principale di Rione Bocca con associate breccie ricche in sieniti profondamente idrotermalizzate.

Fig. 4-85c - Spina di Rione Bocca, particolare della parte superiore con breccie.



1.4.3.13. - 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. 4-86 a,b). 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 risorgente della caldera ischitana. In particolare non è riconoscibile nel bacino di Serrara la caratteristica morfologia ad *hummocks* delle *debris avalanche*; 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 avalanche*; 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, 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 avalanche* e le unità in posto; il più significativo è visibile a Bocca di Serra dove l'unità ricopre in discordanza il Tufo Verde 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

Fig. 4-86a - *Debris avalanche* di Bocca di Serra. Cava Acquara. Il deposito avente spessore maggiore di 50 m è formato da megaboulders.

Fig. 4-86b - *Debris avalanche* di Bocca di Serra. Cava Scura.



(PZR); in varie esposizioni ricopre i tufi di Serrara-Cava Petrella (TSP). A tetto della *debris avalanche* di Bocca di Serra sono presenti nell'area di Noia, 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 megablocchi, che rappresentano *hummock* della *debris avalanche* 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) una 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 al Neolitico sulla base della datazione ^{14}C di matita di Posidonia carotata nella parte alta della *debris avalanche*. 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 una età radiometrica Ar/Ar di 15800 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 5000-5500 anni da oggi (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006)

1.4.3.14. - Unità di Punta del Soccorso (PUS)

E' costituita da depositi clastici grossolani, formati da blocchi e megablocchi plurimetrici prevalentemente delle unità del sintema del Rifugio di San Nicola (TME, TFS, PZE), immersi in matrice grossolana derivante dalla disaggregazione degli stessi tufi; la struttura dei depositi è massiva. I megablocchi generalmente conservano la struttura originaria delle unità e sono interessati da fratture di tipo *jigsaw*. Sono presenti localmente anche depositi ricchi in matrice che deriva dal disfacimento e fratturazione di blocchi e megablocchi. Strutture ad *hummock* 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* (Figg. 4-87a,b,c).

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 intorno ai 400 m. Deposit correlabili a questa unità inoltre sono stati individuati nel sottofondo marino del settore a mare occidentale dell'isola di fronte alla spiaggia di Citara, a Punta delle Pietre Rosse e Forio fino a distanze di oltre 4 Km dalla costa, in continuità con gli affioramenti a terra (vedi capitolo Geologia Marina). In questa area le linee sismiche ad alta risoluzione mostrano il corpo della *debris avalanche* subaffiorante con una sottile copertura di sedimenti. Ancora riconoscibili numerose *hummock* 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 dalla 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 in esposizioni didattiche lungo il tratto di costa compreso tra Cava dell'Isola e Punta del Soccorso. Nella città di Forio costruita sul *fan* della valanga di detriti, blocchi ciclopici rappresentanti *hummock* 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 dei depositi di *debris avalanche* su sabbie marine che ricoprono a loro volta i tufi gialli della unità di Citara. A monte della stessa zona la *debris avalanche* è ricoperta da depositi sedimentari correlabili con quelli di Mezzavia Vecchia (MZV) (5.850+/-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* 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 Pietra Martone, 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.

1.4.3.15. - 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* e *rampe* (Figg. 4-88 a,b), I blocchi sono immersi in una matrice grossolana costituita da clasti, ciottoli e blocchi di tufo e di epiclastiti litificate biancastre,



Fig. 4-87a - 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.



Fig. 4-87b - Depositi della *debris avalanche* di Forio a Cava dell'Isola. I blocchi biancastri sono siltiti fossilifere, i blocchi verdi sono correlabili alle brecce di base dei tufi di Frassitelli.

Fig. 4-87c - *Debris avalanche* di Forio. Blocco con siltiti fossilifere.



queste ultime 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 Mezzavia-Casamicciola-Cafieri - all'interfaccia terra-mare ed a mare. La presenza al tetto di sedimenti fossiliferi dell'unità di Mezzavia Vecchia (MZV) 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 (vedi capitolo Geologia Marina).

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 capitolo 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 questo lavoro). L'età di formazione della *debris avalanche* si colloca quindi in questo intervallo di tempo.



Fig. 4-88a - *Debris avalanche* di Lacco Ameno.



Fig.4-88b - *Debris avalanche* di Lacco Ameno.
Il fungo è un megaboulder della *debris avalanche*.

1.4.3.16. - 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).

1.4.3.17. - 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 terreni detritici caotici) intercalati a livelli piroclastici pomicei, scoriacei e cineritici, e ad un deposito di spiaggia fossilifero, disposto, quest'ultimo, ad una quota di circa 55-60 metri s.l.m. (BUCHNER *et alii*, 1996).

I depositi marini, a cui sono associati lembi di sabbie ritrovate in aree limitrofe, sono stati datati (*gusci di bivalvi*) mediante il metodo ^{14}C che ha fornito una età di 5.750 - 5.970+/-250 anni da oggi. (BUCHNER *et alii*, 1996). Poco più ad oriente, in località Costone Sud Perrone, gli stessi Autori hanno datato un livello fossilifero a *Cladocora coespitosa* (L.) attribuibile alla stessa unità, non cartografabile per ragioni di scala, associata ad un evidente terrazzo che da quel settore di costa si sviluppa verso località Cafieri; in questo caso il metodo ha fornito una età di 8.350 - 8.770+/-340 anni da oggi.

1.4.4. - Subsistema di Ischia Porto (III₄)

1.4.4.1. - Piroclastiti di Piano Liguori (PNU)

Le piroclastiti di Piano Liguori sono formate da livelli di cineriti fini massive a stratificazione piano parallela. Le cineriti sono spesso vescicolate, pisolitiche, di colore grigio biancastro leggermente indurite; presentano intercalazioni di livelletti centimetrici di lapilli pomicei grigi, poco vescicolati, porfirici a sanidino e subordinati femici, clastosostenuti (Fig. 4-89) di composizione trachitica. Nei livelli pomicei sono presenti anche clasti 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 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 duni-formi con lunghezza d'onda di 2 m, la forma delle dune è asimmetrica e sono evidenti strutture erosive a basso angolo (15-20°) (Fig. 4-90). La propagazione delle creste delle dune indica 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 di 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 cineritici della unità 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.



Fig. 4-89 - Piroclastiti di Piano Liguori, località Corbaro. Ceneri di caduta idromagmatiche con intercalati lapilli trachitici.



Fig. 4-90 - Piroclastiti di Piano Liguori. Madonna di Montevergine. Depositi a interstratificazione incrociata con strutture a duna di surges piroclastici.

1.4.4.2. - Scorie di Punta de La 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. 4-91). Questo piccolo centro eruttivo, che si colloca dopo l'attività delle Piroclastiti di Piano Liguori, si è originato in seguito alla apertura di una frattura eruttiva con direzione NE-SO nel settore sudorientale dell'isola. Si colloca nella stessa posizione stratigrafica delle piroclastiti di Vatoliere, membro di Molara e testimonia l'esistenza di una fase distensiva importante che ha interessato Ischia a metà dell'Olocene. Questa 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 dalla attivazione di una importante fase eruttiva nei settori orientale e settentrionale del campo vulcanico ischitano. Età post 5.807 da oggi.



Fig. 4-91 - Scorie di Punta della Cannuccia. Baluardo di scorie ed imbuto craterico.

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, aventi 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 Lecce (CIE) e di Campomanno (CPM). Si tratta di depositi di *debris flow* legati a processi di erosione accelerata successivi alla messa in posto della *debris avalanche* 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 Lecce (CIE); sono presenti subordinati clasti di tufi verdi e di lave di varie dimensioni, compresi *boulder* di dimensioni metriche probabilmente della unità 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 (PNU), mentre in località Rosato è chiaramente visibile il contatto con le sovrastanti piroclastiti del Vatoliere (VTL). 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 del 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, ricoprendo il duomo della Fundera con spessori consistenti, di circa 5-6 metri. L'età di questa unità detritica è successiva a 8.000 anni fa (età del duomo della Fundera); stratigraficamente l'unità si colloca a tetto della unità di *debris avalanche* 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. - Depositi di origine mista: debris - flow e/o torrentizi (**i**)

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 delle unità di Campomanno (CPM) e Colle Jetto (CJT) e di tufi del sintema del Rifugio di San Nicola.

Questi depositi affiorano in località Pera di Basso, nel settore nord-occidentale dell'isola, dove formano un 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**)

E' 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 alla associazione litologica e compositiva; 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 fussi 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 particolari e favorevoli condizioni climatiche e/o a fasi di sollevamento accelerate del blocco risorgente dell'Epomeo.

I depositi detritici che formano l'unità hanno colmato progressivamente la depressione strutturale di Succhivo; questa, a forma rettangolare 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 della intera successione indicano che i depositi erano raccordati e/o compatibili con un livello di base diverso dall'attuale, a confermare i recenti sollevamenti che hanno coinvolto, anche settorialmente, l'Isola d'Ischia (tardo Pleistocene superiore - Olocene antico e recente).

In appoggio discordante sui tufi di Sant'Angelo sono presenti alcuni metri di tefra cineritici e pomicei con paleosuolo intercalato avente una età ^{14}C di 5690 ± 60 anni da oggi (TIBALDI & VEZZOLI, 2004). L'unità di Succhivo è quindi in parte 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 la zona ha subito nell'Olocene recente.

1.4.4.7.1. - *Litofacies di Cava Rufano (a)*

La litofacies è costituita dalla sovrapposizione di colate tipo *debris-flow*, matrice sostenute, di colore prevalentemente verde scuro e verde chiaro grigiastro, composte prevalentemente di 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, alcune volte anche embriciati, afferenti alla formazione del Tufo Verde del Monte Epomeo e legati a fenomeni di trasporto di tipo torrentizio. Età ^{14}C 8590 ± 110 anni da oggi (TIBALDI & VEZZOLI, 2004).

1.4.4.7.2. - *Litofacies di Cava Grado (b)*

Il deposito è costituito dalla sovrapposizione di più colate fangose tipo *debris-flow* da matrice a clasto sostenute, costituite solitamente da clasti generalmente squadrati, da centimentrici a metrici provenienti dallo smantellamento delle successioni piroclastiche e tufacee dei tufi di Serrara - Cava Petrella. Molto spesso, 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. L'area sorgente corrisponde alle aree del versante strutturale sud-occidentale del Monte Epomeo, e l'innescò risulta collegato a fasi di risalita vulcano-tettonica; a tale proposito in alcuni casi si rilevano lembi relitti delle colate detritiche lungo il versante o pedimonte.

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. È possibile osservare nel taglio della cava 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, ed hanno una forma allungata con un lato tagliato in modo netto dovuto alla 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. - Piroclastiti di Bagnetielli (**BGI**)

Il deposito è costituito 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 sottostante anche questo deposito piroclastico è coinvolto nella fase deformativa che ha portato al sollevamento di tutta questa zona. Si tratta di depositi di caduta e *surge* piroclastici legati ad un centro eruttivo probabilmente ubicato nell'immediato *off-shore*.

Gli unici affioramenti, dello spessore di 10-15 m, si trovano al di sopra del deposito di spiaggia del Cafieri, in concordanza stratigrafica con questi ultimi. Il passaggio tra la spiaggia antica e questa eruzione è marcato da un deposito di spiaggia che rimaneggia le pomici del deposito superiore. Questo induce a pensare che durante le prime fasi dell'eruzione, le prime pomici che si sono deposte sulla spiaggia sono state rimaneggiate in ambiente marino.

RIITMANN & GOTTINI (1980) hanno rinvenuto al tetto di questo deposito 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 RITTMANN & GOTTINI (1980) e sposta l'età dei reperti alla prima metà dell'VIII sec a.C.. La presenza di questa spiaggia è testimoniata anche da un lavoro di BARRA *et alii* (1992) nel quale viene studiata la serie marina olocenica presente lungo la falesia del Cafieri.

1.4.4.10. - Lave del M. 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. Le lave hanno a tetto in alcuni punti 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 Monte 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.

1.4.4.11. - Lave del Mortito (**MIT**)

L'unità è costituita da lave viscosi di colore grigio scuro, molto dense e compatte, poco vescicolate, porfiriche a sanidino, a composizione trachitica. Queste lave affiorano nella zona del Castiglione e sono state emesse dal duomo del Mortito, localizzato a est di Punta della Scrofa.

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

1.4.4.12. - Lave e piroclastiti del Bosco della Maddalena (**BMD**)

Il Centro eruttivo del Bosco della Maddalena (BMD) insieme al Rotaro (RTA) e al centro eruttivo di Punta della Scrofa (PSR) costituiscono quello che in letteratura è conosciuto come il complesso eruttivo

del Monte Rotaro (VEZZOLI, 1988). Il 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. Ancora oggi è visibile la bocca del vulcano chiamata Fondo d'Oglio nel quale secondo RITTMANN & GOTTINI (1980) si è formato un deposito lacustre e in seguito è stato utilizzato come discarica e parzialmente riempito con inerti e rifiuti solidi urbani (BUCHNER, 1986).

1.4.4.12.1. - *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 alta di Cava del Puzzillo dove poggiano in discordanza angolare sui tufi di Cava del Puzzillo (Fig. 4-92).

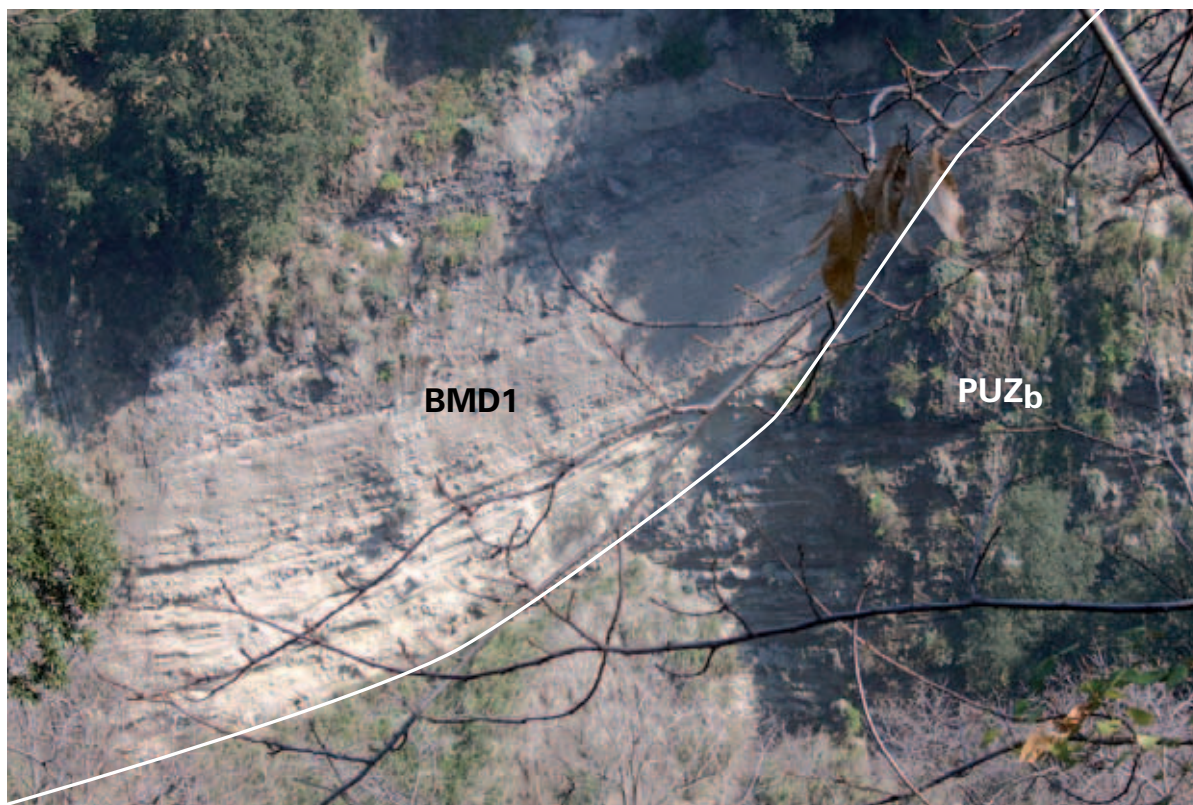


Fig. 4-92 - Tufi di Cava del Puzzillo (PUZ_b). Membro di Cognolo (BMD₁); località Cava del Puzzillo.

1.4.4.12.2. - *Membro del Fondo d'Oglio (BMD₂)*

Questo membro comprende sia depositi effusivi sia esplosivi suddivisi in due litofacies.

1.4.4.12.2.1. - DUOMO DI LAVA (a)

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; raggiungono i 30 m in affioramento. Le lave 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 (A. DEINO questo lavoro).

1.4.4.12.2.2. - CONO DI SCORIE (b)

Il cono di scorie del Fondo d'Oglio è 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 metri di spessore) si trovano lungo la strada che conduce all'interno del Fondo d'Oglio (Fig. 4-93). Ricoprono le litofacies a.



Fig. 4-93 - *Membro del Fondo d'Oglio (complesso del Rotaro Auctt.: litofacies b).*

1.4.4.12.3. - *Membro de Le Querce (BMD₃)*

Si tratta di livelli di caduta pomicee 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, con subordinati litici lavici con alternati livelli cineritici grigi. Si passa verso l'alto ad un deposito a granulometria più fine costituito prevalentemente da lapilli pomicee e ceneri grigie che si alternano in livelli sottili.

I depositi ricoprono con continuità l'intero edifi cio vulcanico del Bosco della Maddalena; alcuni sporadici affi oramenti si rinvencono anche in località Castiglione.

1.4.4.13. - Depositi di origine mista: debris - flow e/o torrentizi (i_b)

Depositi di colore verdastro da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti costituiti da clasti di tufi ed epiclastiti litoidi spesso in matrice formata dagli stessi componenti, sabbiosa; 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 P.ta 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* di Bocca di Serra (BSR) e più antichi delle pomici del Cretaio (150 d. C.). Nel bacino di Casamicciola-Lacco Ameno ricoprono il *debris avalanche* di Lacco Ameno (LMO) e i sedimenti di Mezzavia (MZV).

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 depositi molto più recenti giungono sino al V sec. a. C. come testimoniano i depositi di *debris flow* che ricoprono il sito archeologico di P.ta Chiarito.

1.4.4.14. - 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 rinvenivano nell'area di Piedimonte, alla quale 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 una altezza di circa 50 m.

1.4.4.15. - Piroclastiti di Panza (PPZ)

Il deposito è formato da livelli di cineriti stratificate da fini a grossolane con stratificazione da piano parallela a 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; ricoprono le piroclastiti di Russo (RUO).

1.4.4.16. - Scorie della Spiaggia degli Inglesi (ING)

Si tratta principalmente di scorie saldate e lave di colore grigio scuro, compatte, porfiriche a biotite, pirosseno e plagioclasio, a composizione trachitica (Fig. 4-94). Il deposito dello spessore di oltre 50 m, affiora esclusivamente lungo il promontorio ovest della spiaggia degli Inglesi, ed è stato messo in relazione ad un centro eruttivo localizzato nella zona a mare prospiciente la spiaggia degli Inglesi, oggi non più visibile.



Fig. 4-94 - Scorie della Spiaggia degli Inglesi.

1.4.4.17. - Lave di Mezzocammino (**MZO**)

Il deposito è costituito alla base da tufi di colore giallo formati da lapilli pomicei e ceneri che passano a scorie saldate, lave a cuscino e lave massive di colore grigio scuro, compatte porfiriche a biotite, pirosseno e plagioclasio (Fig. 4-95). La natura dei depositi e la sequenza stratigrafica permettono di affermare che l'eruzione, probabilmente avvenuta in ambiente litorale, inizialmente è stata di tipo idromagmatico con formazione dei tufi gialli e che in seguito si è evoluta ad effusiva con emissione di lave a cuscino e scorie saldate. I depositi affiorano soltanto lungo la parte est del tratto di costa di Cafieri. Età post VIII sec. a. C. (BUCHNER, 1986).



Fig. 4-95 - Lave di Mezzocammino.

1.4.4.18. - Scorie saldate del Porto d' Ischia (**PIH**)

L'unità del Porto d'Ischia comprende i prodotti lavici e le scorie saldate che affiorano nella zona di Ischia Porto. 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 delle lave massive di colore grigio, porfiriche a sanidino; queste sono ricoperte da un deposito di scorie saldate con immersione quaquaversale. Si tratta di depositi emessi dal centro eruttivo del Porto d'Ischia, legati ad attività effusiva e ad attività 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 che originariamente era occupato da un lago costiero; nel 1854 il baluardo settentrionale del cratere fu scavato e aperto per realizzare il porto. RITTMANN & GOTTINI (1980) hanno rinvenuto tra le lave e le scorie saldate sulla collina di S. Pietro, 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 quindi fa ritenere che inizialmente in questa posizione si fosse formato un duomo 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. Su questa superficie si appoggiano almeno tre depositi piroclastici cineritici di flusso di tipo *block and ash flow*, che potrebbero essere imputabili ad un collasso di duomo.

1.4.4.19. - Piroclastiti del Vatoliere (**VTL**)

In questa unità sono inseriti i depositi di caduta legati all'attività esplosiva dei centri eruttivi del Vatoliere, Molara e Cava Nocelle e le lave che affiorano alla base di questi centri eruttivi.

1.4.4.19.1. - *Membro di Molara di Ischia* (**VTL₁**)

È costituito da lave di colore grigio scuro, massive, porfiriche a sanidino, di aspetto vacuolare, a composizione latitica. Lo spessore è di 1-2 m. Queste lave sono visibili all'interno del cratere di Molara 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 Molara; oggi di queste lave rimangono solo pochi affioramenti sparsi tra gli edifici.

1.4.4.19.2. - *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. 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 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 del Monte di Vezzi dal così detto *graben* di Ischia. Lungo questa struttura si contano almeno 7 centri eruttivi, tra i quali Vatoliere, Molara e Cava Nocelle sono i più grandi. A causa della somiglianza dei prodotti emessi, della estrema vicinanza dei centri eruttivi e per 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 Vatoliere 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 preesistente. I bordi interni sono ricoperti da detrito di versante costituito da pomici di varia natura, con fenomeni di *grain-flow* e 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 (PNU).

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 al M. di Vezzi. Oltre ai sopra menzionati, ci sono altri crateri di dimensioni inferiori; due in particolare si riconoscono bene ad est del centro eruttivo del Vatoliere.

Alla base dei prodotti dell'unità delle piroclastiti del Vatoliere, sono sempre presenti le piroclastiti di Piano Liguori (PNU), (Fig. 4-96). 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 Vatoliere ricoprono il deposito dell'unità di Barano (BNO). Superiormente i depositi di questo membro sono ricoperti dalle piroclastiti del Cretaio (PCE); le due unità sono separate da un paleosuolo di circa 30-40 cm di colore marrone. Età post VI-IV sec a. C. (BUCHNER, 1986).



Fig. 4-96 - Piroclastiti di Vatoliere. Membro di Casa Balestrieri. Scorie latitiche del cono di scorie di Vatoliere; alla base le piroclastiti di Piano Liguori.

1.4.4.20. - 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 vesciolate, porfiriche a sanidino (1 cm), 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. 4-97). 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 e un aumento dello spessore dei livelli pomicei che passano a circa 1 m. I lapilli pomicei sono di colore marrone, bianco 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 alla attività esplosiva di un cono di scorie morfologicamente non più visibile ubicato in questa zona.

Questi depositi sono coperti dalle piroclastiti del Cretaio (PCE). Fra le due eruzioni nella zona di Fondo Ferraio si intercalano i depositi legati ad una eruzione denominata di Fondo Ferraio e inserita nelle lave di Posta Lubrano (LPS). Età IV sec. a. C. (CIVETTA *et alii*, 1999).

Fig. 4-97 - Piroclastiti di Cava Bianca. Depositi di caduta del cono di pomici omonimo.



1.4.4.21. - 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 di lava di Posta Lubrano.

Buone esposizioni si trovano sul lato nord del duomo di Posta Lubrano che ha la tipica forma a cupola del diametro di circa 500 m e un'altezza di 100 m. Le lave sono ricoperte dalle piroclastiti di Bosco dei Conti.

L'unità comprende anche i depositi piroclastici denominati delle Cineriti 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 marrone con immersi lapilli pomicei di spessore variabile tra 6 e 7 cm, alternati a livelli formati da lapilli 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 del Posta Lubrano, le piroclastiti di Cava Bianca e sono coperte dalla piroclastiti del Cretaio.

1.4.4.22. - Piroclastiti del Cretaio (PCE)

Il deposito delle piroclastiti del Cretaio (Fig. 4-98) ha uno spessore variabile da 280 cm a 30 cm e si presenta stratificato. Nelle zone prossimali al centro eruttivo la base del deposito è costituita, per uno spessore di 25 cm, da livelli di colore grigio di lapilli pomicei e ceneri stratificate, matrice sostenuti; segue un livello di 15 cm di lapilli pomicei di colore rosa, porfirici a sanidino. Il livello successivo formato da pomici è quello che 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 subordinati livelli di *surge* piroclastico, sono da ascrivere ad una eruzione di tipo subpliniana (ORSI *et alii*, 1996).

I depositi si estendono nel settore sud-est d'Ischia, in particolare nella zona omonima del Cretaio, mantellano il Monte 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 una età 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.



Fig. 4-98 - Piroclastiti del Cretaio.
Pomici di caduta, attività esplosiva subpliniana.

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 raggiunge lunghezze di oltre 1 cm (composizione latitica); 3) pomici mescolate: sono pomici grigio chiare con bandature scure. Sono depositi di caduta e *surge* piroclastici emessi da una eruzione di tipo vulcaniano. Le Piroclastiti di Fiaiano appoggiano sui depositi dell'eruzione del Cretaio tramite un sottile paleosuolo centimetrico. Età 790-960 d.C. (ORSI *et alii*, 1996).

1.4.4.23. - Piroclastiti e lave di Sant '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 bianche stratificate con strutture incrociate in parte rimaneggiate ed esposte in pochi affioramenti. Il membro inferiore è costituito da lava trachitica grigio-chiara, fortemente fratturata, 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 di Cafieri (Unità di Castiglione) ed è a sua volta ricoperta da livelletti di sabbie marine.

1.4.4.23.1. - *Membro di Foce* (**SNA₁**)

Il deposito è costituito da lave trachitiche a blocchi di colore grigio chiaro, massive, con una superficie scoriacea.

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 - SEGRE (1955), riporta in questa zona un affioramento di lava trachitica oggi non più visibile e riconducibile alla colata di lava di Foce.

1.4.4.23.2. - *Membro di La Quercia* (**SNA₂**)

E' costituito da lapilli e bombe pomicee 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 pomicei grigio-chiari, di forma arrotondata o subarrotondata, immersi in una matrice cineritica biancastra. Si tratta di depositi di caduta alternati a depositi di *surge* piroclastici.

I depositi affiorano soltanto nell'area di S. Alessandro dove morfologicamente formano una zona pianeggiante che arriva fino alla falesia.

1.4.4.24. - 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 una estensione areale 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 540 anni d.C., ricoprono le piroclastiti del Cretaio.

1.4.4.24.1. - *Litofacies di Casa Arcamone (a)*

È costituita da lave massive scoriacee 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 Aricamone e sono probabilmente legati ad una fase iniziale dell'eruzione con formazione di un duomo lavico.

1.4.4.24.2. - *Litofacies di Sacchetta (b)*

È costituita da livelli di spessore metrico di bombe e lapilli pomicei, mal classati, clastosostenuti, 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 (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. Inoltre verso il tetto si osserva anche una diminuzione della granulometria e un miglioramento della classazione, infatti il deposito è costituito prevalentemente da lapilli pomicei e ceneri grossolane.

I prodotti in esame affiorano nella località del Bosco dei Conti e poggiano sopra un paleosuolo datato mediante il metodo ^{14}C (età calibrata) a 540 anni d. C. (ORSI *et alii*, 1996) che si è formato al di sopra delle piroclastiti del Cretaio.

1.4.4.25. - Deposito di spiaggia ($\mathbf{g_{2b}}$)

Da alcuni metri fino a qualche decina di metri al di sopra dell'attuale livello di base, lungo il tratto costiero dell'isola, si rinvengono sporadicamente 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).

1.4.4.26. - Lave del Montagnone ($\mathbf{MMH}$)

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

1.4.4.26.1. - *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.

1.4.4.26.2. - *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.

1.4.4.26.3. - *Membro del Montagnone superiore* (**MMH₃**)

Il deposito che ha uno spessore di circa 2-5 m è costituito alla base prevalentemente da scorie nere o rosse, dense e blocchi di lava, alla quale segue una breccia mal classata, clasto-sostenuta, formata da bombe e lapilli scoriacei. Nella parte alta del deposito si riconoscono due tipi di frazione juvenile scoriacea: il primo tipo è formato da scorie esternamente di colore giallo, mentre 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 dell'attività esplosiva vulcaniana del duomo del Montagnone.

1.4.4.27. - *Lave del Rotaro* (**RTA**)

Il centro eruttivo del Rotaro, o Rotaro II come lo definisce RITTMANN & GOTTINI (1980), è il secondo centro eruttivo che costituisce il complesso eruttivo del Rotaro (VEZZOLI, 1986). Il deposito è rappresentato da lave scoriacee di colore grigio scuro, vescicolate a composizione trachitica derivanti da attività di duomo di lava che ha formato una vasta cupola di ristagno di lava di forma sub-circolare con un'altezza di circa 87 m.

Sui lati del duomo in alcuni affioramenti è stato rinvenuto un deposito di brecce scoriacee e laviche clasto-sostenute, mal classate e sciolte. 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 fino ad arrivare ad alcuni clasti di 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).

1.4.4.28. - *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 (RITTMANN & GOTTINI 1980), localizzato alla base del duomo del M. Rotaro. I depositi derivano da una eruzione iniziata con una fase esplosiva che ha portato alla formazione di un baluardo di scorie (membro di Pietra Vono) a cui è seguita una fase prettamente effusiva con emissione di una colata di lava (membro di Perrone).

1.4.4.28.1. - *Membro di Pietra Vono (PUT₁)*

Il deposito è costituito da strati di lapilli e bombe pomicee e scoriacee nere, abbondanti litici lavici, mal classati, clastosostenuti, massivo o debolmente stratificato, a composizione trachitica. In questo membro vengono cartografati i prodotti emessi nella prima fase dell'eruzione del centro eruttivo di Punta della Scrofa che formano un piccolo baluardo alto circa 20-30 m di scorie nere e blocchi lavici a forma di mezzaluna visibile sul fianco nord del duomo del Rotaro (RTA).

1.4.4.28.2. - *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) (Fig. 4-99). Spessore 5-15 m.

Nella sezione di Punta della Scrofa è possibile vedere al di sopra e al di sotto della lava le brecce scoriacee di letto e di tetto della colata. Al di sopra di questa colata è stata cartografata una seconda colata che parte dal piccolo duomo di Pietra Vona.

Tale colata di lava era già stata segnalata da RITTMANN & GOTTONI, 1980 e VEZZOLI 1986, 1988.



Fig. 4-99 - Lava di Punta della Scrofa, complesso del Rotaro.

1.4.4.29. - *Lave dell'Arso (ASO)*

Questa unità comprende i depositi dell'eruzione storica dell'Arso (Figg. 4-100a,b,c,d), l'ultima eruzione avvenuta sull'isola di Ischia 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.



Fig. 4-100a - Arso, Bosco d'Argento. Ramparts di scorie saldate.



Fig. 4-100b - Arso, Bosco d'Argento. Scorie saldate ASO₂ con litico subvulcanico sienitico.



Fig. 4-100c - Arso, Piroclastiti di base ASO₁, attività esplosiva vulcaniana.



Fig. 4-100d - Lava dell'Arso ASO₃, Bosco d'Argento.

1.4.4.29.1. - *Membro di Fasolara (ASO₁)*

Si tratta di brecce piroclastiche costituite da lapilli e bombe pomicee e scoriacee di colore grigio, con tessiture di mescolamento, inoltre sono presenti abbondanti bombe laviche di colore grigio; a tratti si alternano 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 ormai ci sono pochi affioramenti nei quali è possibile scorgerele, tutti in prossimità del centro eruttivo; lo spessore è di 3-4 m. L'attività piroclastica nella 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.

1.4.4.29.2. - *Membro del Bosco di Spalatriello (ASO₂)*

Il deposito è formato da banchi di lapilli e bombe scoriacee sciolte o saldate di colore nero, ben vescicolate a composizione latitica. 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.

1.4.4.29.3. - *Membro del Bosco d'Argento (ASO₃)*

E' formato da blocchi di colore grigio scuro, 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 coperta complessivamente di 1,57 km². Lo spessore di 15-20 m è quasi costante per tutta la sua lunghezza tranne nella parte finale, dove ha uno spessore di 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 oggi sia intensamente urbanizzata, cosa che impedisce di osservare chiaramente sul terreno la morfologia della lava, le foto aeree disponibili per questa zona hanno evidenziato che è costituita da più lingue laviche sovrapposte, almeno 5. La lava ha uno spessore relativamente basso per le lave trachitiche tipiche ischitane e si è messa in posto in una 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.

1.5. - DEPOSITI EPICLASTICI CONTINENTALI E MARINI

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, ecc.). 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.

1.5.1. - *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 sabbiosa-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 mc, 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 rinvenivano a quote di 690 m s.l.m. sulla cresta della Falanga. Età: Olocene.

1.5.2. - 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 classificati, 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 Epomeo 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 coni di deiezione e/o piccole conoidi alluvionali, inattivi 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, a Forio in località terme Castaldi. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.5.3. - Deposito di spiaggia attuale e recente (**g₂**)

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 della 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. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.5.4. - *Coltre eluvio-colluviale (b₂)*

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 a 1 m e poco oltre (suoli bruni). Questi terreni derivano dalla degradazione in posto, chimico-fisica, delle unità geologiche affioranti e 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 costituiti prevalentemente, da clasti eterometrici, molto spesso grossolani, immersi in matrice limo-sabbiosa. Il substrato a prevalente componente argillosa (depositi marini, prodotti della alterazione idrotermale, depositi di frana) giustifica la presenza, al tetto di questi depositi (**b₂**), 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, raggiungendo estensioni e spessori maggiori in corrispondenza di vallecole a fondo piatto, fondovali riparati e piccoli bacini, a carattere endoreico, che si trovano ai piedi dei versanti, come in località 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 fumarizzazione; tali processi causano una spinta argillificazione dei terreni e/o unità attraversate con conseguente degradazione delle caratteristiche fisico-meccaniche. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.5.5 - *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 fondovali 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. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.5.6. - *Detrito di falda (a₃)*

Sono depositi eterogenei ed eterometrici accumulati per gravità o ad opera delle 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. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.5.7. - *Deposito di frana (a_{1a})*

Comprendono l'insieme dei corpi detritici messi in posto mediante meccanismi dovuti alla gravità, secondo fenomenologie franose (frane stabilizzate, quiescenti e attive) inquadrate 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 clastosostenuti a matrice-sostenuti con granulometria argillosa-sabbiosa. Processi erosivi e/o concentrati a carattere morfoselettivo rendono evidenti e talora affioranti grossi monoliti del sintema del Rifugio di San Nicola, qualora cartografabili, rappresentati con la sigla **(bl)**. I depositi di frana cartografati hanno evidenziato, all'atto delle attività di rilevamento, elementi morfologici riconducibili a movimenti in atto e/o di recente individuazione. Età: Olocene superiore-Attuale

1.5.8. - *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 (**a_a**) è costituita da depositi eterometrici, sciolti e/o debolmente addensati, a granulometria da minuta a grossolana in matrice prevalentemente sabbioso-limosa e argillosa, o clastosostenuti. A luoghi è presente una copertura di debole spessore pedogenizzata. La seconda è rappresentata da depositi di versante a grossi blocchi (**a_b**) 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. Età: Olocene superiore - Attuale

1.5.9. - *Opere di difesa costiera e strutture portuali (h₃)*

L'urbanizzazione del territorio ischitano, dal dopoguerra ad oggi, ha fortemente modificato il paesaggio naturale al punto da non consentire, in alcuni casi, l'osservazione e la caratterizzazione delle unità geologiche presenti. Lungo i tratti costieri, gli interventi si sono principalmente concretizzati nella realizzazione di strutture portuali e di opere e manufatti destinati alla difesa costiera. Le opere di difesa costiera, da soffolte a emergenti, sono disposte poco a largo e parallelamente alla linea di costa, o disposte in aderenza, a protezione anche di opere strutturali di contenimento. Esse sono costituite da blocchi e massi eterometrici fino a dimensione di qualche metro cubo, di natura lavica, calcarea e raramente tufacea, di provenienza sia locale che alloctona. In qualche caso particolare, i massi, anche ciclopici, provengono da siti locali rinvenibili lungo la costa (detrito di versante, depositi di piede di falesia e depositi di debris avalanche).

1.5.10. - *Discariche (h₁)*

Sul territorio ischitano sono state rilevate alcune aree destinate in passato a discariche. In corrispondenza del tratto di costa sudoccidentale dell'isola è presente un'area destinata in passato a discarica, le cui opere di bonifica, attualmente, risultano parzialmente smantellate a seguito della eccezionale mareggiata dell'inverno del 1999.

1.6. - DEPOSITI DELL'AREA MARINA

Nel presente paragrafo vengono descritte le caratteristiche salienti dei sedimenti legati ai fondali mobili dell'Isola d'Ischia, suddivisi per ambienti deposizionali, a partire dalla costa verso il largo.

1.6.1. - *Ambiente litorale*

1.6.1.1. - Depositi di piede di falesia

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 (**fbc**). 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 (**fgs**). Tali depositi costituiscono talora i termini di passaggio laterale e verso il largo di **fbc**. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.6.1.2. - Depositi di spiaggia sommersa

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 (**sgs**). 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 meteomarinari di particolare intensità, 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 fondali maggiori i sedimenti mobilizzati. Anche in questo caso, si nota una 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 (**ssg**). In questo caso cambia la granulometria ma le considerazioni morfodinamiche espresse in precedenza interessano anche questi sedimenti. Età: Olocene superiore-Attuale.

1.6.2. - *Ambiente di piattaforma interna*

1.6.2.1. - Depositi di ghiaie e sabbie relitte (**pal**)

I depositi relitti sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose a prevalente composizione piroclastica (pomici, litici e scorie) e di origine lavica e tufacea 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/-15 m; nel settore occidentale a largo della località di Forio, alla profondità di circa -30 m. Questi depositi sono inoltre associati ad evidenze morfologiche di antiche linee di riva. Età: Pleistocene superiore-Olocene inferiore (?)

1.6.2.2. - Depositi di piattaforma interna prossimale

L'area di piattaforma interna rilevata è costituita da diverse associazioni litologiche in relazione ai differenti processi; si ritrovano blocchi e ciottoli eterometrici (**bc**) prevalentemente rappresentati da litologie appartenenti al sintema del Rifugio di S. Nicola, in prevalenza da clasti e blocchi di **TME** provenienti dalla parziale rielaborazione, recente e attuale, dei depositi di *debris flow* e *debris avalanche* adiacenti dell'unità di **PUS** e **GSN**. 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 e sabbie ciottolose bioclastiche.

La rimanente porzione della piattaforma rilevata risulta coperta da depositi di sabbie pelitiche, sabbie e ghiaie lito - bioclastiche. Si rinvencono in particolare tre 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 (**psg**). Localmente è presente anche una componente bioclastica.

La seconda associazione è costituita da sabbie da medie a fini, bio-litoclastiche, in scarsa matrice pelitica (**pss**). Talora 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 ultimi costituiti prevalentemente da molluschi, e talora da materiale fitile a spigoli smussati.

La terza associazione è costituita da peliti sabbiose e limose (**pss**) di cui la frazione sabbiosa è formata da vulcaniti e da bioclasti (sia interi che in frammenti). Età: Olocene-Attuale.

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* (L.) Delile (Fig. 4-101), e in misura minore da prati formati da altre due specie di piante di dimensioni più piccole quali *Cymodocea*

Fig. 4-101 - Macchia di *Posidonia oceanica* (Castello Aragonese, -3 m)
(staff ecologia benthos-SZN).

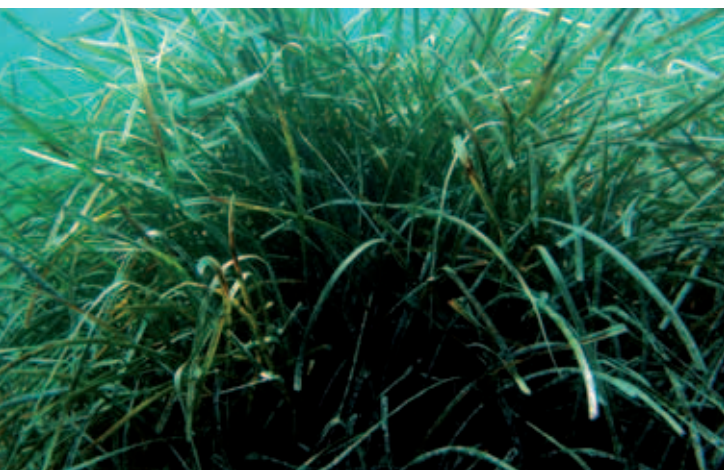
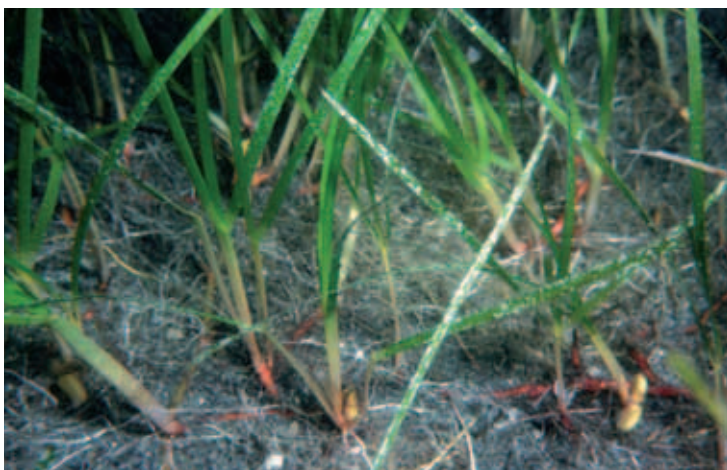


Fig. 4-102 - *Cymodocea nodosa* (-5 m S. Pietro)
(staff ecologia benthos-SZN).



nodosa (Ucria) Asch. (Fig. 4-102) e *Nanozostera noltii* (Hornema) (Fig. 4-103). Queste piante marine formano sistemi che sono equivalenti a vere e proprie foreste, e posseggono una valenza multifunzionale per l'ecosistema marino: quale 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 fanerogame marine 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. E' 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 si presentano attorno ad Ischia con una notevole varietà di tipologie in base ad estensione, struttura, substrato di impianto, densità e stato ambientale.

La maggior parte delle praterie è insediato su sabbia, più rare sono le formazioni su roccia (Fig. 4-104), in genere limitate a gradi macchie sopra o attorno alle secche rocciose così comuni attorno alle coste dell'isola d'Ischia. La variabilità geomorfologica della linea di costa e la diversa esposizione ai movimenti idrodinamici spiegano la tipologia dei limiti che caratterizzano le diverse praterie attorno ad Ischia. Infatti, mentre lungo il versante settentrionale è possibile trovarle fino a 0,5 metri di profondità (es. Lacco Ameno, Castello Aragonese), lungo i versanti orientale, occidentale e meridionale le praterie iniziano soltanto intorno ai 10-15 metri di profondità, in genere con una struttura a macchie (es. Cava dell'Isola, S. Francesco, Scarrupata di Barano, etc.) per poi estendersi in modo più continuo e regolare (Fig. 4-105) e raggiungere anche i quasi



Fig. 4-103 - *Nanozostera noltii* al Castello Aragonese (-1 m) (staff ecologia benthos-SZN).

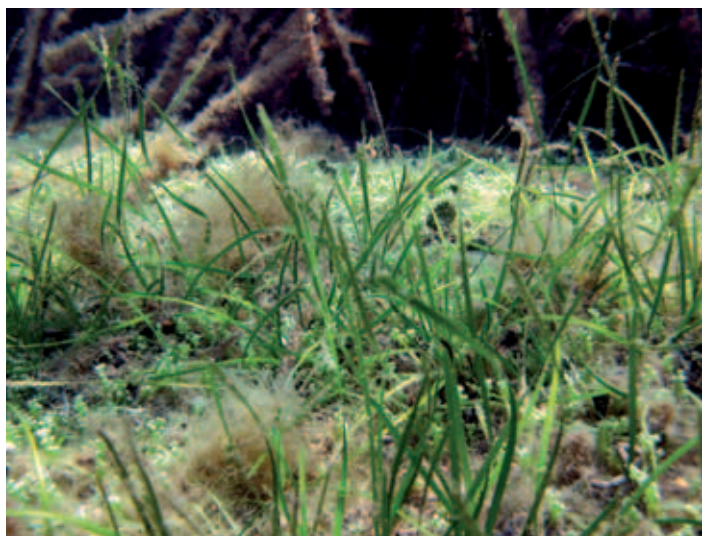


Fig. 4-104 - Formazioni di *Posidonia* su roccia al Castello Aragonese (-2 m) (staff ecologia benthos-SZN).

Fig. 4-105 - Prateria continua di *Posidonia* al Castello Aragonese (-3 m) (staff ecologia benthos-SZN).



40 m di profondità come fuori la secca della Linea. La densità di queste praterie (intesa come numero di fasci fogliari per unità di superficie colonizzata, per convenzione riportata al metro quadro) diminuisce generalmente con l'aumentare della profondità per la minore disponibilità di energia luminosa, ma anche per condizioni di torbidità sia naturale che antropica. Si osservano praterie ancora in condizioni pristine e dense a Cava dell'Isola, nella zona superficiale del Castello Aragonese ed alla Scarrupata; praterie più degradate e sottoposte ad impatto antropico sono invece quelle di Lacco Ameno-Casamicciola, o quelle del canale tra Ischia e Procida ove 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.

V - GEOLOGIA DELLE AREE MARINE

1. - METODOLOGIE DI INDAGINE

Le ricerche sui fondali antistanti l'isola di Ischia sono state eseguite con differenti metodologie di indagine; in particolare 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 per la realizzazione della carta geologica della fascia costiera sommersa dell'isola.

1.1. - DATI BATIMETRICI ED ECOGRAFICI

Una serie di rilievi batimetrici di tipo *Multibeam* e *Side scan sonar* lungo tutto l'*offshore* dell'isola di Ischia è stata realizzata nel corso di varie crociere oceanografiche effettuate dal CNR-IAMC di Napoli (Tab. 5.1).

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 Elips (in dotazione al CNR-IAMC di Napoli).

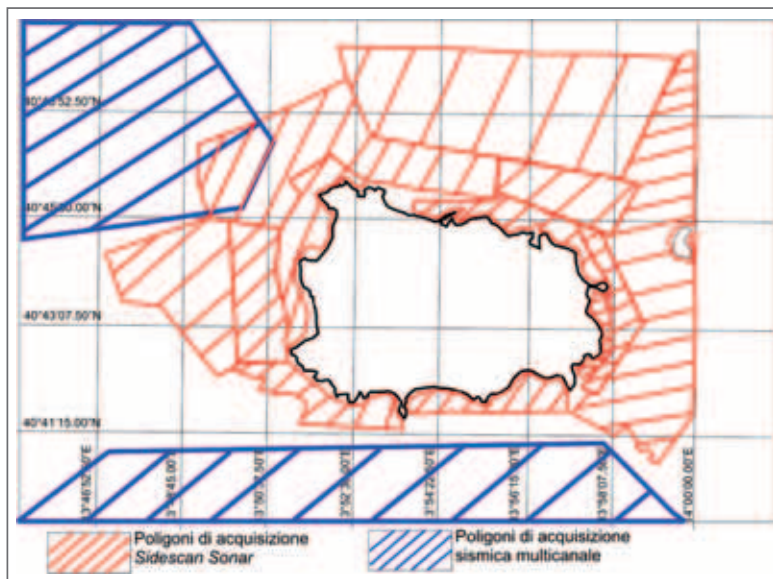
Nome campagna	Data e giorni dedicati a Ischia	Mezzo navale	Progetto, Ente finanziatore	Istituzioni organizzatrici	Capo missione
T.I.V.oll.	Ottobre 1998, 5 gg.	Urania, CNR	UE, "European Access SEAs.	DST, Roma IAMC-CNR, Napoli	F.L. Chiocci
GMS00_04	12-17/06/2000	Thetis, CNR	Istituzione Parchi Marini Ministero dell'Ambiente	IAMC-CNR, Napoli SZN, Napoli	C. Violante M. De Lauro
MARONTI2000	26-01/18-02 2000	Imbarcazione a nolo, REDFISH (Teknomar) Vettoria (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 Nazionale	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis
VULCAN.IT (2° LEG)	5-10 Agosto 2002	Urania, CNR	GNV	IAMC-CNR, Napoli	G. de Alteriis

Tab. 5-1 - Crociere oceanografiche di acquisizione dati realizzate nell'offshore di Ischia.

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

La mappa generale, dove si riportano le tracce dei rilievi batimetrici e acustici e eseguiti, è riportata in Figura. 5-1.; per il tipo di strumentazione utilizzata si rimanda alla Tabella 5-2

Fig. 5-1 - Mappa della ubicazione dei rilievi di geofisica marina (sismica, *sidescan sonar*) acquisiti intorno ad Ischia nell'ambito del progetto CARG.



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

Tab. 5-2 - Tabella riportante le fasi di acquisizione dei dati batimetrici Multibeam.

1.2. - METODI DI RILEVAMENTO DIRETTO IN IMMERSIONE

La cartografia geologica dei fondali marini pericostieri (da 0 a -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.-CNR. Sulla base delle interpretazioni preliminari e delle conoscenze bibliografiche pregresse è stata programmata la campagna di rilevamento subacqueo, nella quale sono state effettuate immersioni lungo transetti ubicati perpendicolarmente alla costa con un intervallo di circa 200-300 metri lineari. 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 state comunque privilegiati ed oggetto di approfondimento, tutti gli elementi ed aspetti morfostratigrafici con preciso riferimento alla geologia e geomorfologia dei settori costieri emersi e, quindi, agli aspetti morfoevolutivi complessivi dei tratti di costa investigati connessi alle variazioni quaternarie del livello del mare.

L'attività di rilevamento ha consentito il campionamento mirato (Fig. 5-2), 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 delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche, con una 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 morfostratigrafici opportunamente ubicati. In alcuni casi, per l'articolato contesto geologico e geomorfologico, con gli schemi sono stati sintetizzati tutti gli elementi morfostratigrafici rilevati arealmente lungo settori di costa significativi; è stato inoltre eseguito un dettagliato *report* fotografico.

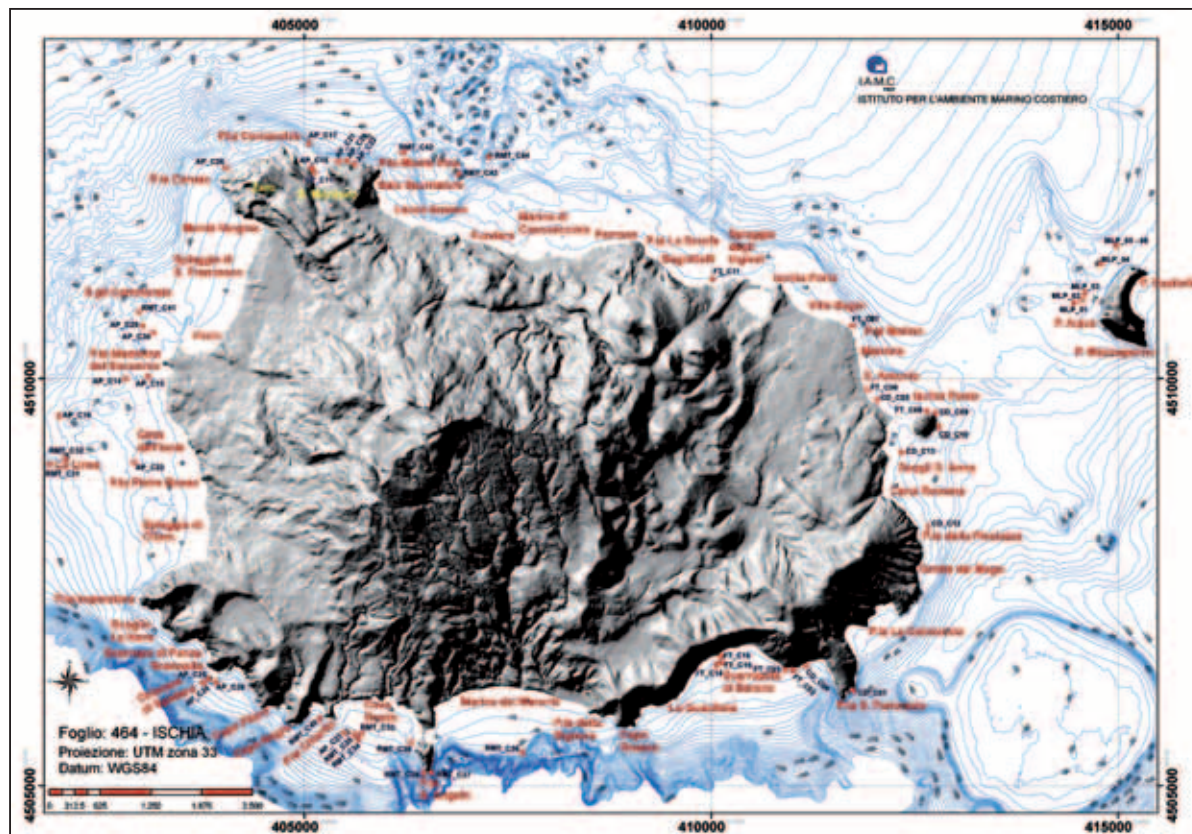


Fig. 5-2 - Mappa delle campionature eseguite durante i rilievi geologi subacquei (DTM dell'isola di Ischia).

Tutte le operazioni in immersione hanno osservato le prescrizioni dettate dalle “Linee Guida al rilevamento geologico subacqueo” della Regione Campania (MONTI *et alii*, 2003). L'unità operativa per l'espletamento delle attività di rilevamento è stata composta da un Geologo munito di brevetto per attività subacquee, con qualifica di “Rilevatore”, accompagnato da un Operatore Tecnico Subacqueo, con qualifica di Responsabile della Sicurezza. In Figura 5-3 vengono riportate le aree rilevate dai rispettivi geologi subacquei; un vivo e sincero ringraziamento va agli amici OTS, Responsabili della Sicurezza, Vittorio Guarracino e Vincenzo Morgera, e agli OTS Mario Guarracino e Valerio Lattanzi, per l'estrema professionalità dimostrata e l'amichevole disponibilità offerta.

2. - INQUADRAMENTO MORFOLOGICO 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. Esse nel complesso 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 ed il Golfo di Napoli, caratterizzato da profondità più elevate (AIELLO e *et alii*, 2001; DE ALTERIIS E 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.

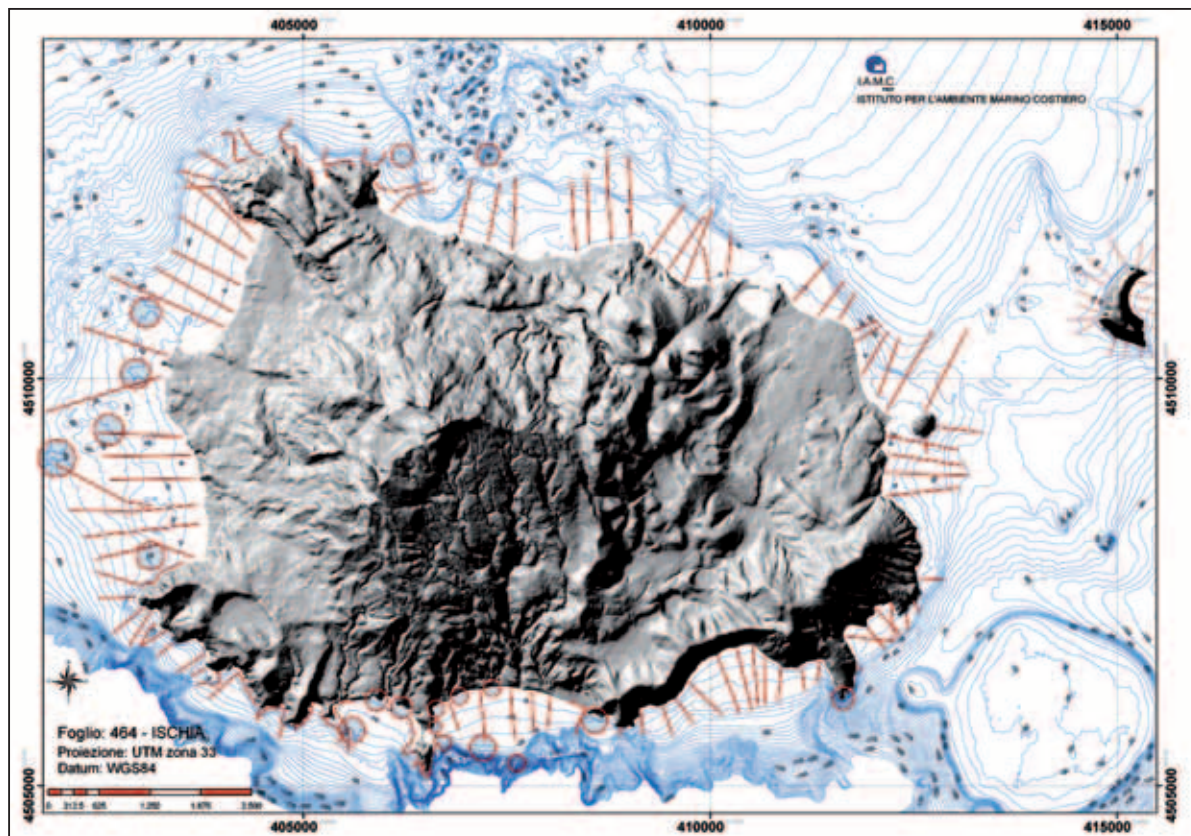


Fig. 5-3 - Mappa delle aree rilevate dai geologi subacquei.

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, la cui estensione è molto variabile, dalla linea di costa raggiunge talora la profondità di circa -15 m
- una *piattaforma continentale*, la cui estensione è variabile ed 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 e raggiunge le profondità di oltre 1000 m

Gli ambiti deposizionali del foglio, sono fortemente caratterizzati da 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 le valanghe di detrito (*debris avalanche*) (cfr. Par. 3.1.3).

In particolare il raccordo tra le aree di piattaforma e di scarpata è rappresentato dai grandi *canyon* sottomarini, estesamente presenti nelle aree circostanti l'isola d'Ischia. A tali *canyon* principali si aggiungono numerosi canali tributari (*gully*), che li alimentano lateralmente. I sistemi dei *canyon* rappresentano le vie principali di trasporto di sedimenti lungo la scarpata.

La fisiografia e la morfobatimetria e i principali elementi morfologici delle aree marine comprese all'interno del foglio n. 464 "Ischia" sono osservabili in Figura 5-4.

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*) e aree con pendenze molto basse indicative di nastri di depositi sabbiosi di spiaggia.

La piattaforma continentale è caratterizzata da pendenze medie molto basse comprese tra 3° e 1° e da orli deposizionali attestati a profondità di -170 m presenti escusivamente a largo di Punta Caruso (settore nord occidentale), tale ciglio risula 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 la testata di Punta Cornacchia).

Nel settore meridionale dell'isola la piattaforma continentale risulta molto ridotta o addirittura assente (Fig. 5-4). 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. Pertanto il ciglio presenta quote più superficiali nell'area centrale dei Maronti, mentre nelle aree adiacenti raggiunge profondità variabili comprese tra -45/-85 m. Nelle rimanenti aree del settore meridionale il ciglio raggiunge le 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 m fino a -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. Complessivamente l'assetto morfobatimetrico di questo settore evidenzia che l'area centrale dei Maronti è caratterizzata dal ciglio della piattaforma fortemente arretrato e da aree di scarpata molto scoscese, in cui 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). L'assetto attuale, secondo alcuni Autori, 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).

Va sottolineato che l'andamento preferenziale NE-SO dei *canyon* tra Punta Imperatore e Punta S. Angelo (Fig 5-4) 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* presentano forme lobate (quelli presenti al largo dei Maronti, Capo Grosso e Barano e a Ovest di P.ta Imperatore) e forme lineari (quelli al largo di Cava Grado e Punta S. Pancrazio).

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.

Alti strutturali relativi (edifici vulcanici relitti) sono stati cartografati in dettaglio a sud, sud-ovest ed a ovest di Ischia (BRUNO *et alii*, 2002; PASSARO, 2005); di questi 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, allineate NE-SO, costituite dal Banco G. Buchnere e dal Banco di Forio. Nell'altra dorsale, allineata E-O, è presente il Banco Mazzella (Fig. 5-4) e, a Sud nella scarpata continentale, il Banco di Libeccio, che presenta un andamento NE-SO ed è probabilmente controllato da allineamenti strutturali anti-appenninici, e, nella piattaforma continentale, 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*) (Fig. 5-4).

Relativamente alla prima categoria vengono ricordate le valanghe di detrito. Allo stato attuale è possibile distinguere varie lingue di blocchi:

- 1) un *debris avalanche* meridionale, di gran lunga il più esteso e profondo (il già citato IDA); 40 km di estensione e fondali superiori ai 1000 m di profondità (CHIOCCI *et alii*, 1998; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006);
- 2) un *debris avalanche* occidentale, esteso 4-5 km e presente ad ovest di Forio fino a circa 150 m di profondità (DE ALTERIIS, *et alii*, 2001; BUDILLON *et alii*, 2003a);
- 3) un *debris avalanche* analogo a quello occidentale, 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, 2003b; VIOLANTE *et alii*, 2003).

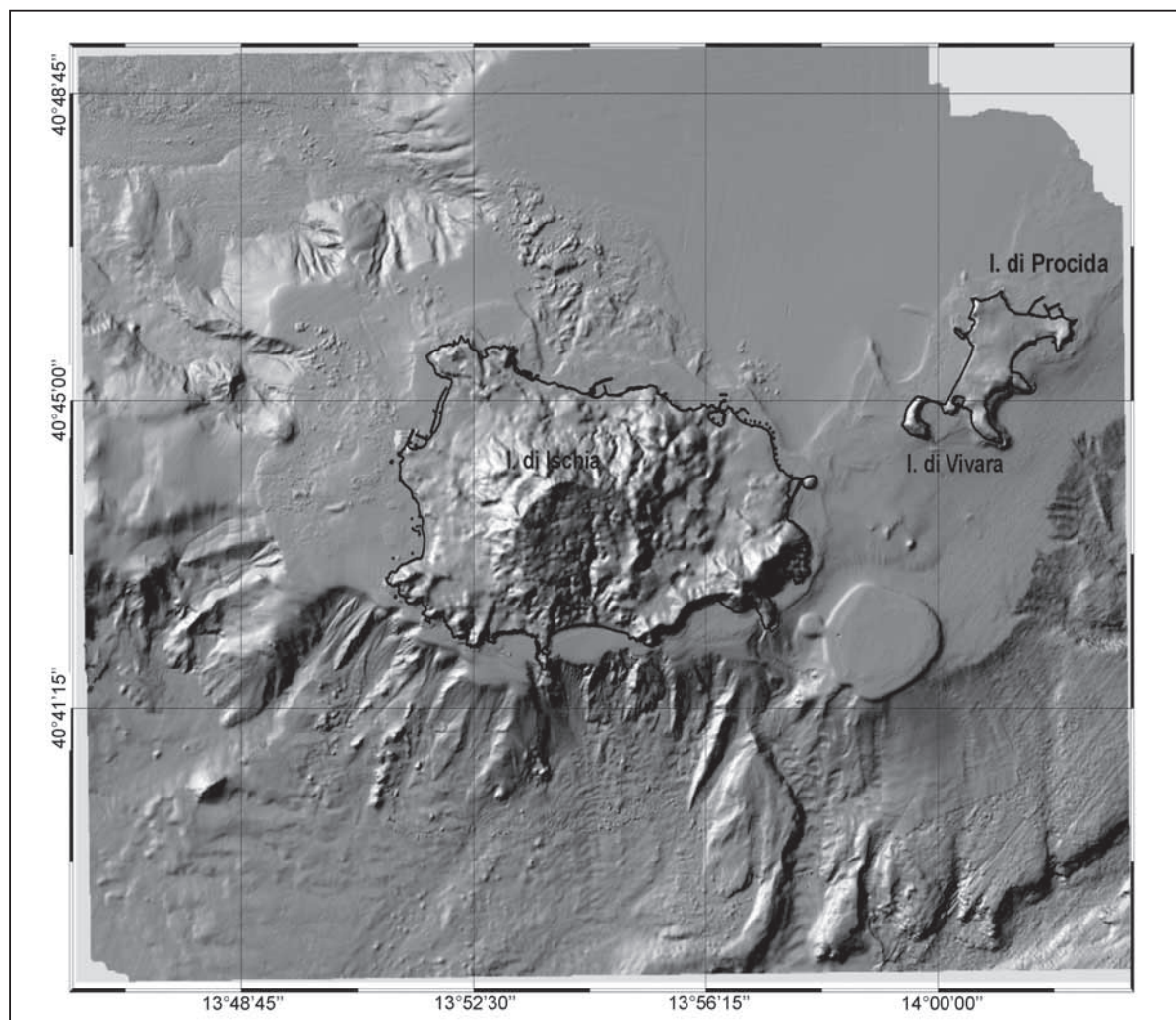


Fig. 5-4 - DTM dell'isola di Ischia e del settore adiacente sommerso (fornito da IAMC- CNR).

3. - I FONDALI MARINI PERICOSTIERI DELL'ISOLA DI ISCHIA

3.1. - GLI AMBITI DEPOSIZIONALI

Il rilevamento e le analisi morfobatimetriche condotte hanno evidenziato una serie di peculiarità geomorfologiche tali da poter distinguere ambiti fisiografici con caratteristiche morfometriche e morfostratigrafiche simili e/o correlabili. In ogni caso, risulta marcato il controllo dell'assetto litostratigrafico e strutturale sulla evoluzione del paesaggio sommerso e sui processi morfoevolutivi 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; si ha quindi, 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. e il tratto di spiaggia sommersa e di piattaforma, 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 deboli valori della pendenza media 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* (a piccoli rilievi) che articolano il fondale lungo lo sviluppo sia longitudinale che trasversale. Per il resto il fondale si sviluppa abbastanza omogeneamente, 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, lungo il litorale nord-orientale ed orientale.

Per contro, con la definizione di “ambito di costa alta” si individuano i settori di litorale caratterizzato da versanti direttamente aggettanti sul mare, con pendenze elevate a prescindere dalla natura litologica delle unità affioranti su cui tali versanti si impostano. Questa condizione, prevalentemente di carattere morfometrico, del settore di versante costiero emerso (falesia emersa), è connessa ad un settore di versante sommerso (falesia sommersa), che si sviluppa con simili caratteristiche fino alla batimetrica dei 20-30 metri, dove si realizza, solitamente, 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 della 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 digradante 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.

Di seguito vengono 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.

3.1.1. - 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, presenti soprattutto nell'immediato sottocosta, di natura lavica e/o piroclastica di differenti età. 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 ed 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 una 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 -15 m di profondità.

In particolare, a est di Marina di Casamicciola Terme fino alla Spiaggia degli Inglesi e a ovest di Ischia Porto, il fondo marino fino alla profondità di -3 m, è costituito in prevalenza da una fascia di blocchi artificiali di varia natura. Tra Mortito e Bagnetielli e nel tratto antistante la Spiaggia degli Inglesi, prevalgono sedimenti sabbiosi con frequenti ciottoli fino a -2/-3 m. Tra Perrone e Bagnetielli, sono presenti all'interno di questi depositi radi blocchi per lo più lavici fino a circa -5/-6 m.; oltre tale profondità le sabbie sono colonizzate da *Posidonia oceanica* a macchia e, più a largo (-15/-20 m), da una prateria fino ad oltre -25 m. 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. Più a largo, tra -5 e -6 m, sono presenti blocchi lavici e successivamente le sabbie con *Posidonia oceanica* a macchia (-15 m) e la prateria fino a -27 m circa. Affioramenti preferenzialmente riferibili all'unità **PUZb** sono presenti con continuità lungo le falesie sommerse comprese ad est di Marina di Casamicciola fino alla località Bagnetielli. Poco più avanti, i fondali tra Ischia Porto e Ischia Ponte sono in prevalenza formati da blocchi artificiali a ridosso dell'opera portuale e da estesi affioramenti di sabbie, talora colonizzate da *Posidonia oceanica* a macchia (-8/-10 m) e, più a largo (-10/-12 m), da un posidonieto fino a circa -30 m. A quote meno profonde (-5 m), nella zona antistante Villa Bagni è presente un circoscritto affioramento di sabbie con *Posidonia oceanica* a macchia. Nel tratto antistante Punta Molina è presente un affioramento di lava nera fino a circa -2 m attribuibile all'unità **ARO**, 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 **TNN**. Nell'intero tratto fra P. Molina ed Ischia Ponte sono diffuse sabbie con radi blocchi fino a circa -3 m.

Tra Ischia Ponte e la falesia lavica del Castello d'Ischia, invece, il fondo è formato da sabbie pelitiche fino a -4 m, cui seguono sabbie colonizzate da *Posidonia oceanica* a macchia fino a circa -30 m. Un circoscritto affioramento di sabbie con ciottoli è presente a largo tra S. Antonio ed Ischia Ponte, tra -9 e -25 m circa. Procedendo ancora in senso orario, la falesia emersa che costituisce gran parte del promontorio su cui è costruito il Castello Aragonese, è costituita prevalentemente dall'unità **LIS** e 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 di profondità, sono presenti depositi di ciottoli formati anche da materiale fittile di varia natura (frammenti di anfore, tegole, mattoni, etc.) ed età, molto verosimilmente 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 **SSH** affiorante lungo la falesia emersa. Tra l'altro questo terrazzo di I ordine risulta disseccato da *gully* e mostra marmitte d'evorsione subcircolari decimetriche; inoltre, presenta anche 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 fratture rettilinee ampie circa 1-1.5 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. 5-5).

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. 5-6). Tali terrazzi sono caratterizzati da fratture, *gully* e numerose marmitte d'evorsione subcircolari o subrettangolari da decimetriche a metriche; inoltre, 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 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 in posto 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. Inoltre, è stato osservato un solco di battente a -5.5 m a SE di Carta Romana, a ridosso di Punta della Pisciazza (Fig. 5-7), in un circoscritto affioramento di substrato tra i blocchi lavici. Nell'intero tratto tra il Castello d'Ischia e Punta della Pisciazza sono presenti sabbie, talora con radi ciottoli decimetrici subarrotondati, colonizzate da *Posidonia oceanica* a macchia, con *matte* alta fino a 2 m, tra le profondità di -2 ed oltre -25 m.

Fig. 5-5 - Emissioni naturali di gas (CO_2) nel lato sud del Castello Aragonese - pali elementari morfostatigrafici individuati nell'area prospiciente Carta Romana.

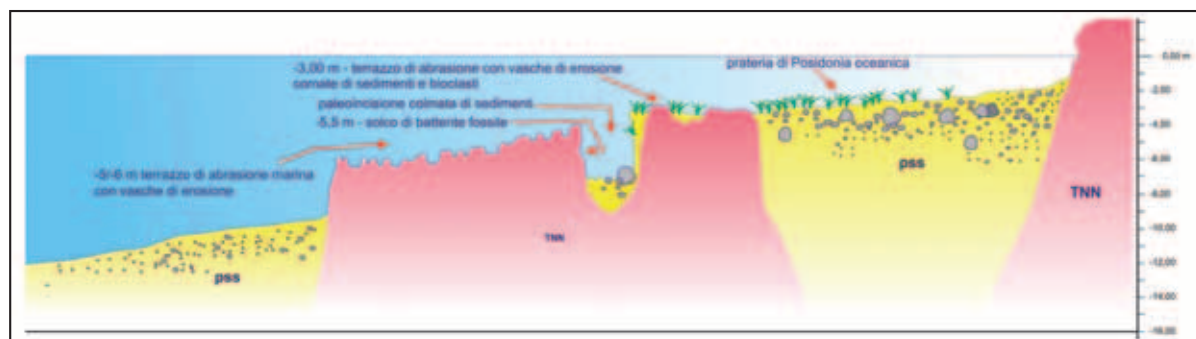


Fig. 5-6 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostatigrafici individuati nell'area prospiciente Carta Romana.

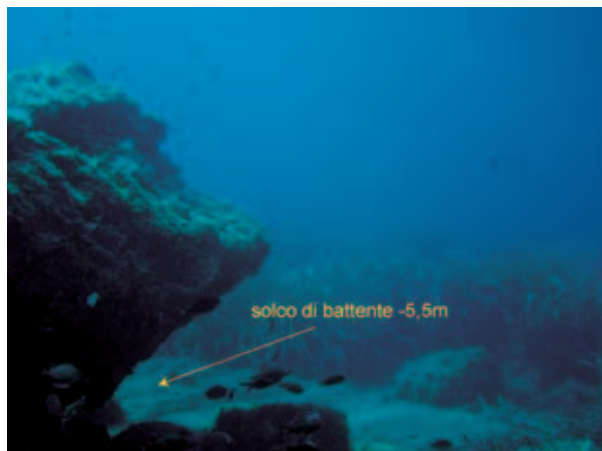


Fig. 5-7 - Solco di battente a -5.5 m a P. S. Pancrazio.

Nell'area antistante Punta della Pisciazza sono presenti blocchi lavici fino a circa -6 m, mentre più a largo (-6/-8 m) il fondo è formato da sabbie con *Posidonia oceanica* a macchia. 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 sia a sinistra della Grotta del Mago (Fig. 5-8). 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 che proseguono 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. Oltre tale profondità e fino a circa -20 m sono presenti sabbie e blocchi lavici con *Posidonia oceanica* a macchia, seguita dal posidonieto fino a oltre -30 m.

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. Tra circa -7 e -15 m sono presenti blocchi lavici e più a largo sabbie, con *Posidonia oceanica* a macchia. 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 -7/-8 m circa. All'interno della cala i blocchi sono colonizzati da *Posidonia oceanica* a macchia fino a circa -10/-12 m e successivamente la stessa fanerogama è diffusa sul substrato sabbioso

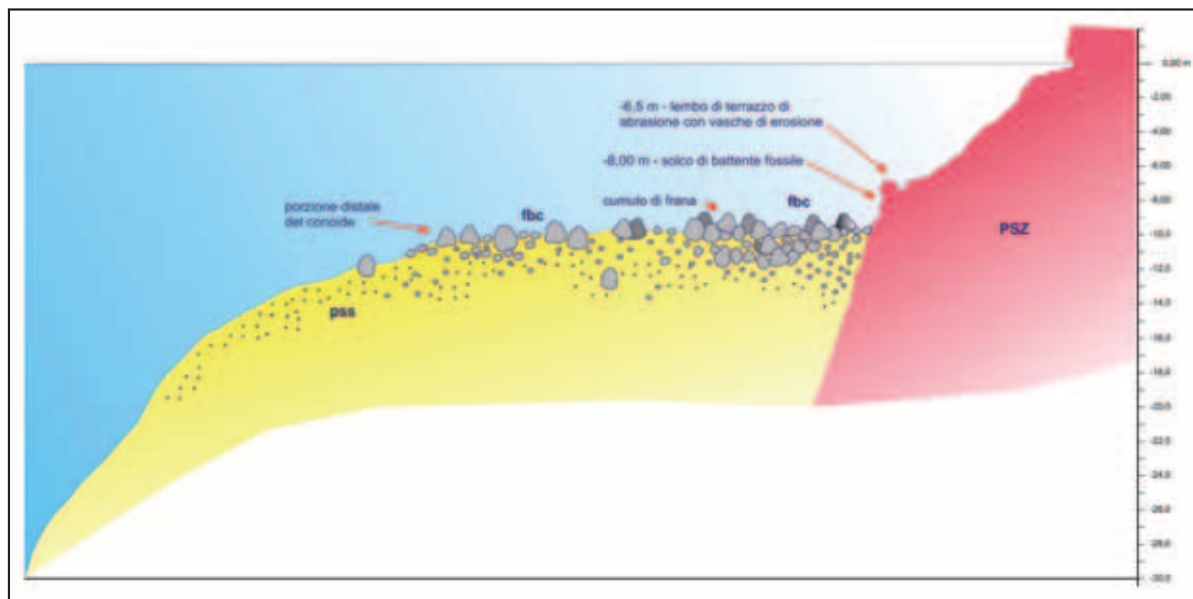


Fig. 5-8 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente la Grotta del Mago.

presente fino a circa -18/-20 m; oltre tale profondità e fino a -30 m circa è presente il posidonieto. La falesia costiera lavica di Punta San Pancrazio, intagliata nei depositi dell'unità **LPZ**, dissecata da *gully*, si spinge fino a -10/-15 m nel tratto a E, fino a oltre -25 m a SE, oltre -30 m a SO ed infine raggiunge -15 m a ovest. Lembi di terrazzi marini sono stati osservati nelle cale a NE della punta, a circa -3, -6 (Fig. 5-9), -8 m. 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. 5-10). L'intera area circostante la punta è caratterizzata dalla presenza di grossi blocchi lavici che dal piede della falesia si spingono fino a circa -15/-30 m; nelle zone più profonde, a circa -24 m, tali blocchi delineano una superficie terrazzata.

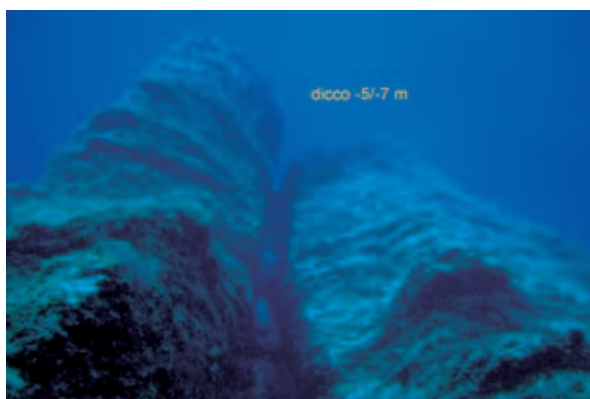
Nell'ampia baia tra Punta San Pancrazio e la Guardiola sono presenti soprattutto cumuli di blocchi lavici (in località Scarrupata di Barano) e talora sia lavici sia piroclastici (tra Scarrupata di Barano e la Guardiola) di dimensioni metriche, subarrotondati, fino a circa -5/-8 m. Nella caletta a E della Scarrupata di Barano il fondo sotto costa è formato da ciottoli lavici decimetrici subarrotondati fino a -5 m circa, cui seguono sabbie fino a oltre -30 m, caratterizzate da una morfologia concava per la presenza di una paleoincisione sepolta. Più a largo della baia, fino a -10 m, sono diffuse sabbie con radi blocchi lavici colonizzate da *Posidonia oceanica* a macchia fino a circa -12 m cui seguono sabbie, anch'esse con *Posidonia oceanica* a macchia, fino a circa -15/-20 m; oltre tale quota è diffuso il posidonieto fino a -30 m circa. Nella zona a E della Guardiola, tra -10 e -16 m, è presente un circoscritto affioramento di blocchi lavici e piroclastici colonizzato da *Posidonia oceanica* a macchia, cui segue il posidonieto ed una stretta fascia di sabbie e ciottoli; oltre questa quota, sui medesimi depositi detritici, è diffusa la *Posidonia oceanica* a macchia fino a -30 m.

La falesia lavica di Capo Grosso, intagliata nei depositi dell'unità **ROG** e nel tratto ad ovest in prossimità di Punta della Signora dai 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 affiorano sabbie e blocchi lavici fino a circa -30 m. In questo tratto sono stati rilevati ciottoli nella caletta a E di Capo Grosso, con sabbie e blocchi lavici, questi ultimi estesi fino a -15 m. Lungo la falesia costiera lavica a E sono presenti numerosi lembi di terrazzi marini alle profondità di circa -3, -6, -8, -10/-12 m (Figg. 5-11, 5-12). Inoltre, è presente un solco di battente a -8 m a E di Punta della Signora. Incisioni sottomarine, in prosecuzione con quelle emerse, dissecano i terrazzi marini fino al piede, posto a circa -12.5 m. In quest'area, al piede della falesia lavica sono diffusi blocchi lavici fino a circa -13/-15 m, ove sono presenti sabbie estese fino ad oltre -30 m. Presso Punta della Signora, infine, è presente una barriera artificiale soffolta radicata alla falesia.

Fig. 5-9 - Terrazzi marini a -3 m e -6 m.
Si osserva la presenza di *gully*. Località S. Pancrazio.



Fig. 5-10 - Dicco vulcanico sottomarino.
Caletta orientale S. Pancrazio.



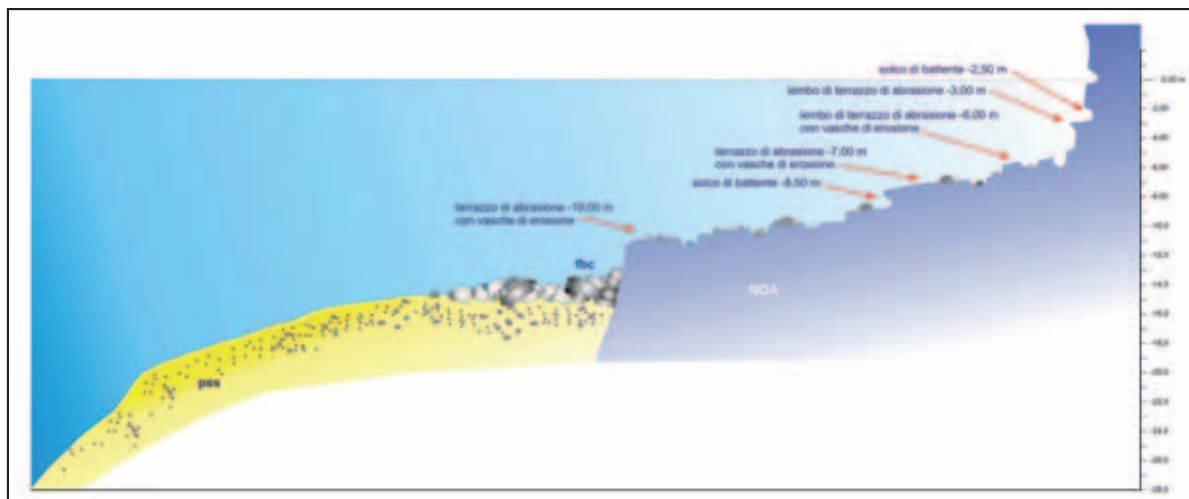


Fig. 5.11 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area compresa tra Punta della Signora-Capo Grosso.

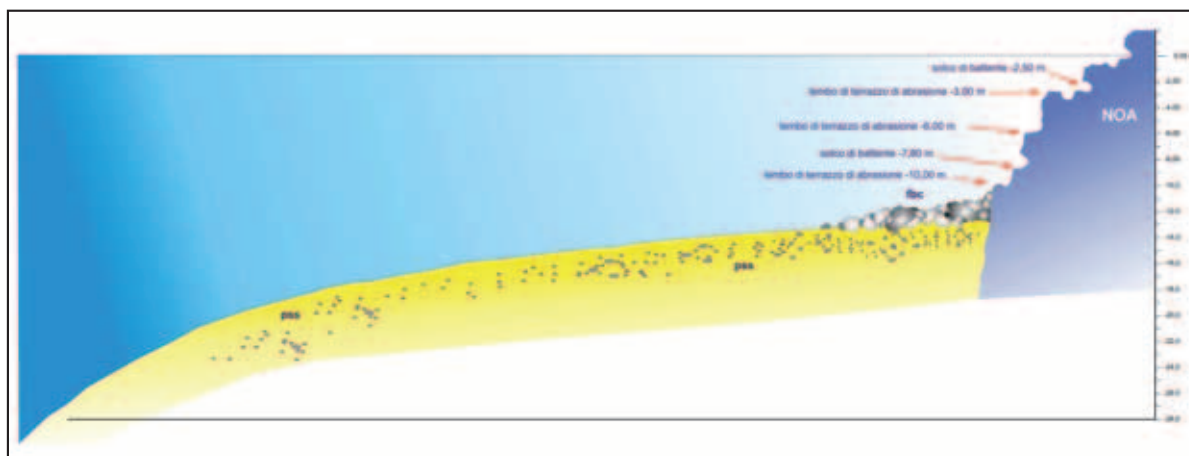


Fig. 5.12 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area compresa tra Punta della Signora-Capo Grosso.

3.1.2. - Il Settore occidentale: da Lacco Ameno al litorale dei Maronti

Il Settore costiero occidentale dell'Isola d'Ischia, procedendo in senso antiorario, da Lacco Ameno ai Maronti, nel suo complesso evidenzia ben distintamente due caratteristiche tipologie morfologiche: costa alta, condizionata dalla presenza di formazioni rocciose, direttamente aggettanti sul mare e/o distanziati da esso da ristretti nastri ghiaioso-ciottolosi; costa bassa, in corrispondenza di rilievi arretrati rispetto alla attuale linea di costa e dolcemente degradanti, per cui si individuano 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), tutto il settore sud-occidentale, tra Punta Imperatore e Punta Chiarito, Punta Sant'Angelo. Famosi litorali sabbiosi sono: la spiaggia di Lacco Ameno a nord, le spiagge di San Francesco e Citara-Poseidon a occidente, il litorale dei Maronti a sud; piccole insenature ghiaioso-ciottolose sono distribuite in più

punti lungo la falesia rocciosa ma sono solitamente raggiungibili solo da mare. I tratti di falesia attiva su costa alta, sono prevalentemente subverticali con 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 e a profondità variabili tra i -20 e 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 digradante verso il largo, ben raccordati 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 terra ferma. In generale sui depositi clastici è presente la fanerogama marina *Posidonia oceanica*, sia come estesa e continua prateria, sia a macchia, tra -2 ed oltre -30 m; localmente sono presenti circoscritti lembi di *mattes* morta, in genere oltre -15 m di profondità.

In particolare il settore tra Casamicciola a Lacco Ameno, si inquadra in un contesto geomorfologico di litorale di costa bassa, ovvero situazioni in cui più o meno ristretti nastri sabbioso-ghiaiosi separano la linea di costa attuale da rilievi più o meno elevati disposti nell'immediato entroterra. Il fondale, tra il porticciolo di Lacco Ameno e il Porto di Casamicciola, è caratterizzato nel complesso da un "basso-fondo" che si sviluppa fino alla batimetrica 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 alla unità del Tufo Verde del Monte Epomeo (**TME**), casualmente dispersi o disposti in cumuli di varia estensione areale. Intercalate ai depositi detritici di **TME**, si rinven- gono talora 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 tufo verde, 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; questi si affacciano direttamente sul mare con falesie attive, con una sola soluzione di continuità morfologica, proprio in corrispondenza della Baia di San Montano, dove si apre una spiaggia ciottoloso-sabbiosa, di recente oggetto di intervento di ripascimento. In questo caso il fondale risulta più articolato per la presenza del substrato roccioso di natura lavica che in più punti risulta continuo fino alla batimetrica dei -30 m attribuito all'unità **LMV_a** (Promontorio di Monte Vico) e **ZRO₂** (Promontorio dello Zaro) (Figg. 5-13, 5-14, 5-15). Il tratto di falesia sommersa risulta solitamente mascherato da depositi detritici prodotti dallo smantellamento della falesia emersa, e sono solitamente costituiti da clasti eterometrici ciottolosi fino a blocchi di qualche m³. 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 a 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 Zaro **ZRO₂**. Il tratto di falesia sommersa risulta ben esposto, ed evidenzia sott'acqua la continuità fisica della colata dello Zaro lungo tutta la fascia costiera, e soltanto dai -10 m in giù si rinven- gono depositi detritici di versante e di falda che ne mascherano la continuità verso il largo. Il substrato lavico risulta inciso in più punti da

superfici di abrasione marine disposte a -10 e -5 m e solchi di battente fossili a -2,50 m; si rileva anche in questo caso la presenza di marmitte di evorsione. 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 a maggiori profondità 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 si sviluppa una spiaggia sabbiosa e a luoghi ghiaiosa, fatta eccezione per il tratto tra Punta della Madonna del Soccorso

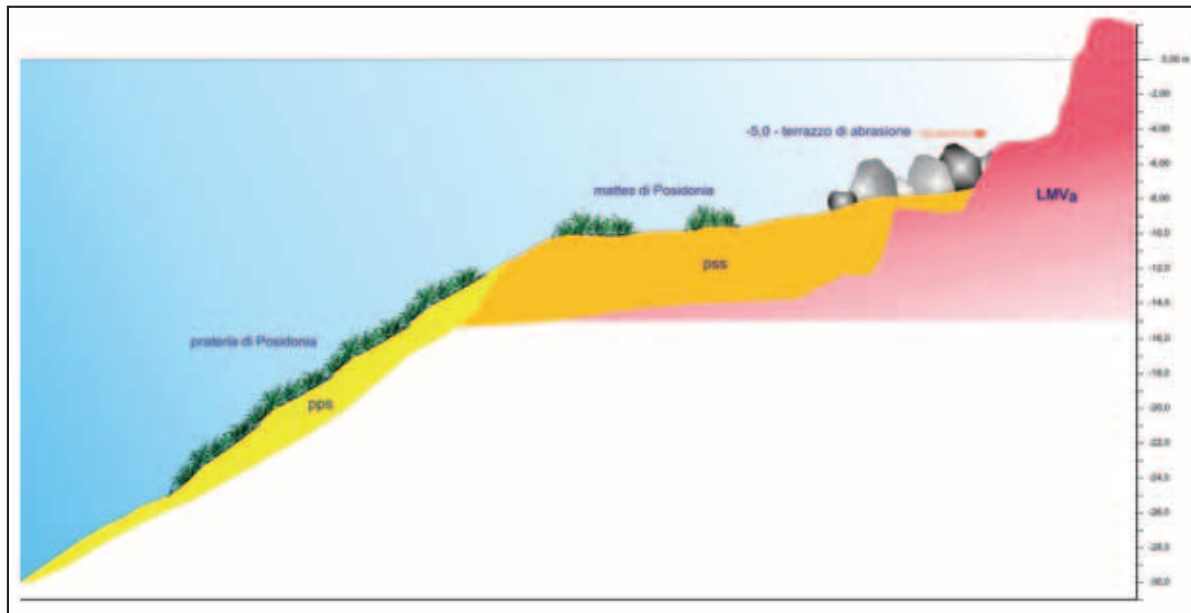


Fig. 5-13 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente Punta di Monte Vico.

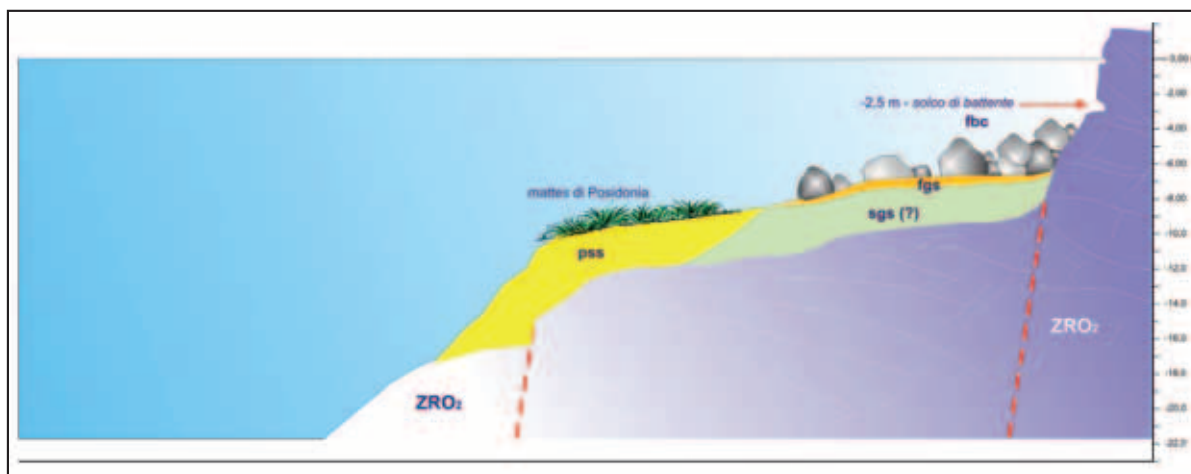


Fig. 5-14 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area prospiciente Località Zaro.

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 di 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 e 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**. I depositi sabbiosi risultano in gran parte colonizzati da *Posidonia oceanica* prevalentemente a macchia. In modo abbastanza netto, a partire dal promontorio della Madonna del Soccorso (Fig. 5-16) fin sotto la falesia nordoccidentale 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

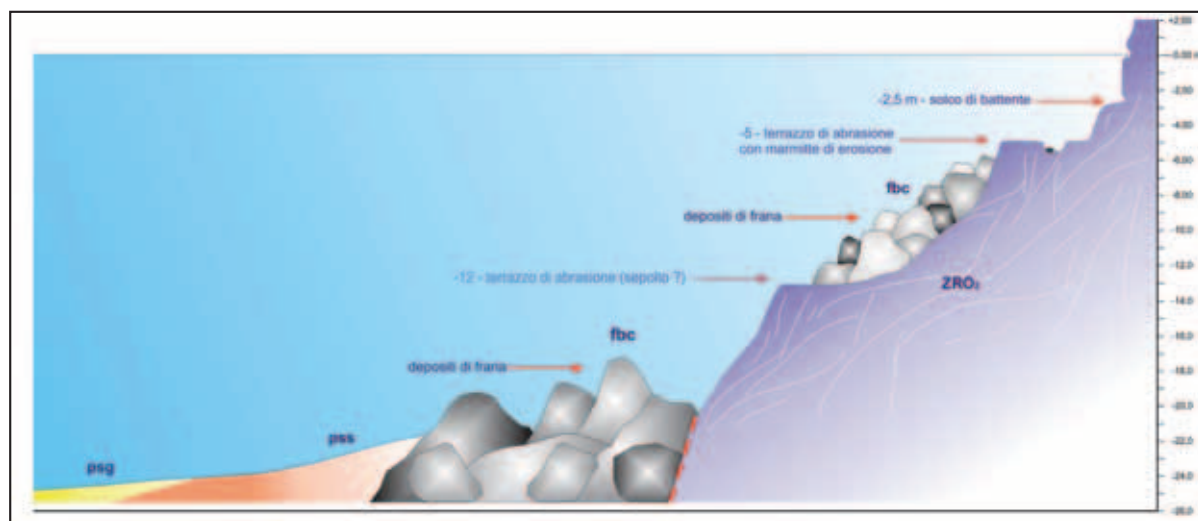


Fig. 5-15 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area compresa tra Zaro Punta Caruso.

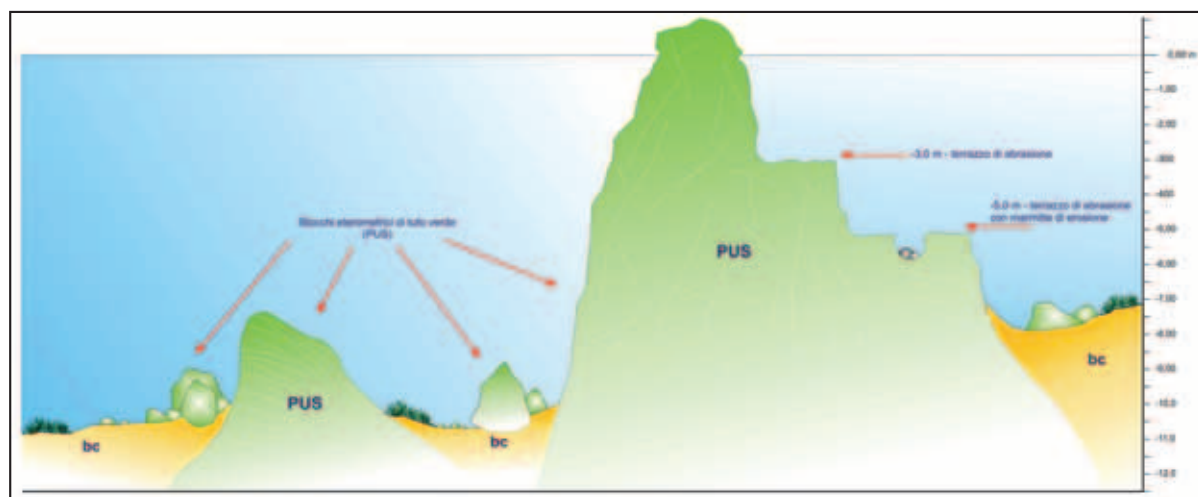


Fig. 5-16 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente il Promontorio di Madonna del Soccorso.

casi i singoli blocchi si ergono dal fondale fino a trovarsi prossimi alla superficie del mare come scogliere 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**, a cui si appoggiano i depositi dei Tufi di Citara (**TCT**) (Fig. 5-17).

Tra Punta Imperatore e Punta Chiarito, riprendono i settori di costa alta per l'affioramento di successioni laviche e piroclastiche coerenti. 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 da prodotti dello smantellamento della falesia. Anche lungo questo settore costiero si rilevano morfologie terrazzate correlabili e disposte a profondità di -10, -5 e -3 m (Figg. 5-18, 5-19, 5-20 e 5-21) e solchi di battente rinvenuti 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 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 e ciottolosi, e blocchi anche di alcuni m³ dovuti a fenomeni di crollo. Il fondale degrada con bassi valori della pendenza verso il largo fino al ciglio della scarpata posto a circa 100 m di profondità, bordando 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

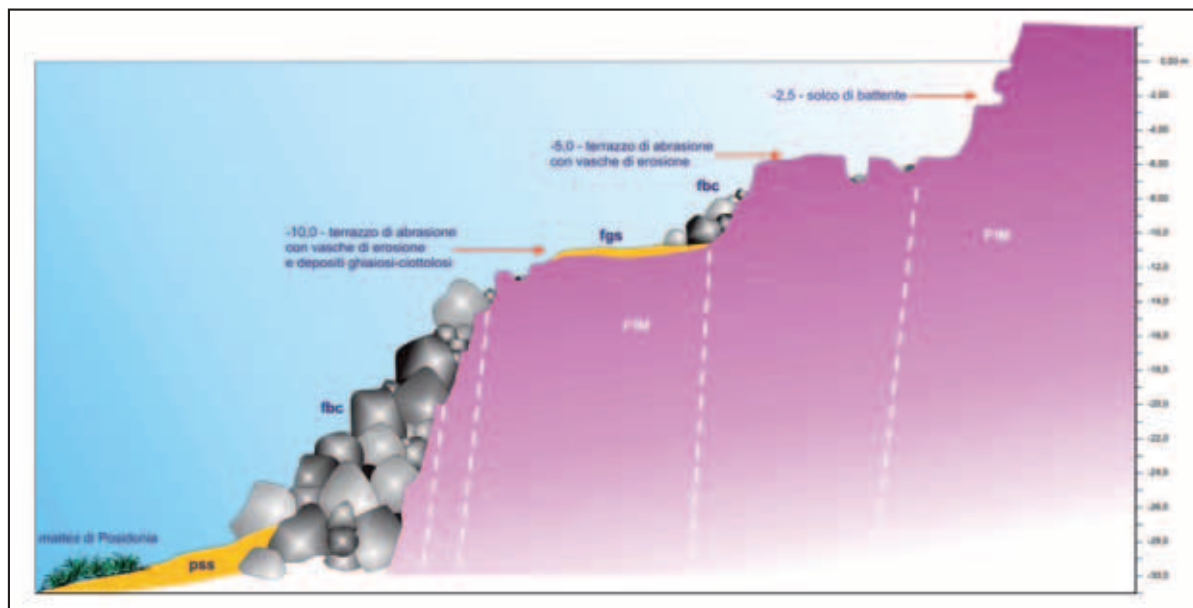


Fig. 5-17 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente Punta Imperatore.

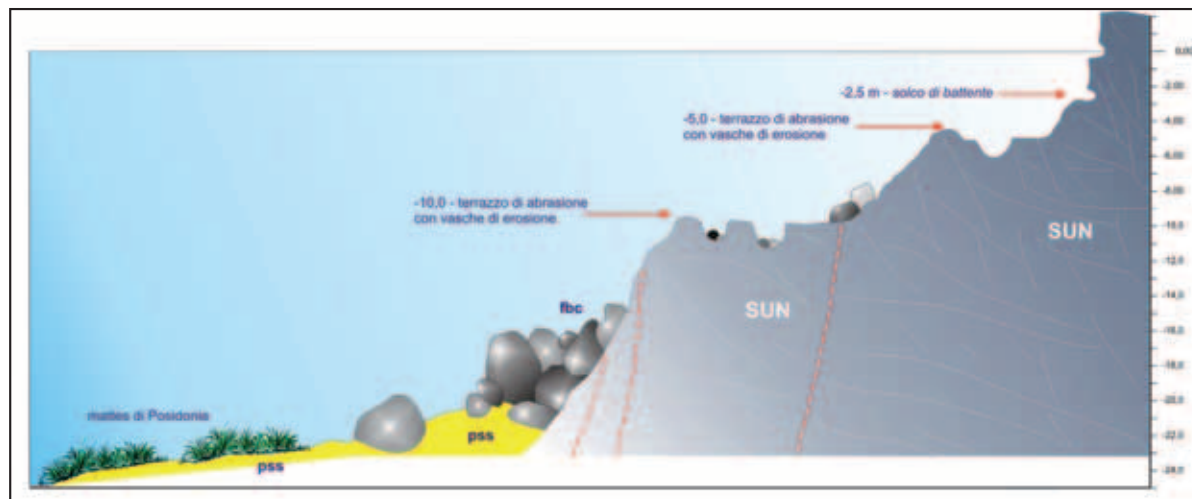


Fig. 5-18 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente la località Scarrupo di Panza.

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 marmite di eversione e lembi di terrazzi di abrasione, correlabili ad antichi stazionamenti del mare più bassi dell'attuale. Punta Sant'Angelo costituisce il prolungamento in mare del promontorio su cui si erge il piccolo abitato di Sant'Angelo (Figg. 5-22, 5-23), collegato da un nastro sabbioso (tombolo) accumulatosi in corrispondenza dei depositi tufacei che si rinvencono a poca profondità in quel tratto di mare. In particolare, il promontorio, è costituito da un baluardo lavico relitto di un edificio vulcanico (duomo) (**LMT**), sviluppato in corrispondenza del ciglio superiore della scarpata continentale. E' proprio su questi litotipi che si impostano i settori di falesia sommersa, che sul lato meridionale e sud-orientale raggiungono con pareti verticali profondità significative (80-100 m). La falesia sommersa evidenzia in alcuni punti lembi relitti di superfici terrazzate di modesta estensione disposte a profondità di -5 e -25 m. Sul lato occidentale a ridosso delle unità laviche si rilevano depositi tufacei stratificati dell'unità **SAG** corrispondenti a quelli affioranti lungo il settore emerso; su questi depositi alla profondità di -10 metri

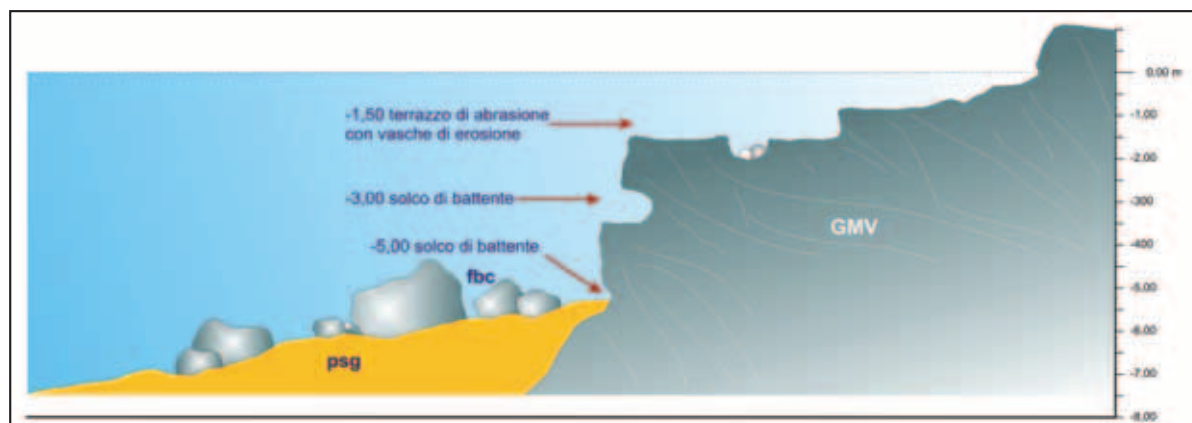


Fig. 5-19 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente a sud della località Scannella.

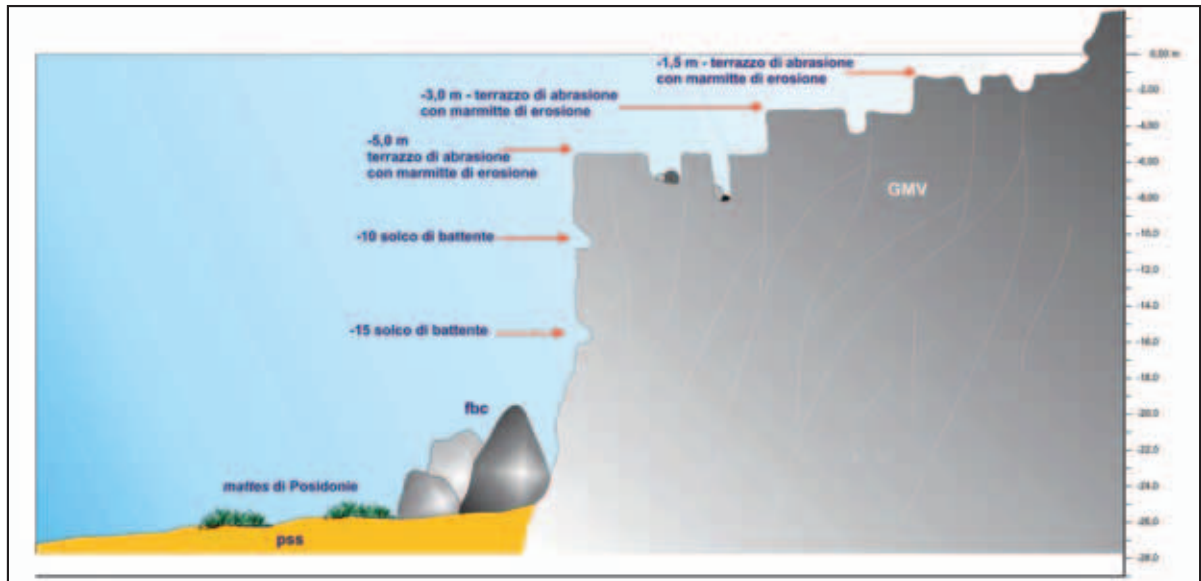


Fig. 5-20 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente a sud della località Scannella.

circa si rinviene un evidente solco di battente a testimoniare un altro stazionamento del livello di base più basso dell'attuale. Proprio in corrispondenza della batimetria dei -30 m, alla base del versante sommerso e 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 superiore.

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, recentemente oggetto di interventi di ripascimento antropico (Progetto Genio Civile della Regione Campania, 2000) disposto immediatamente al piede di una falesia parzialmente inattiva. La parte centrale, più elevata, è costituita dai termini

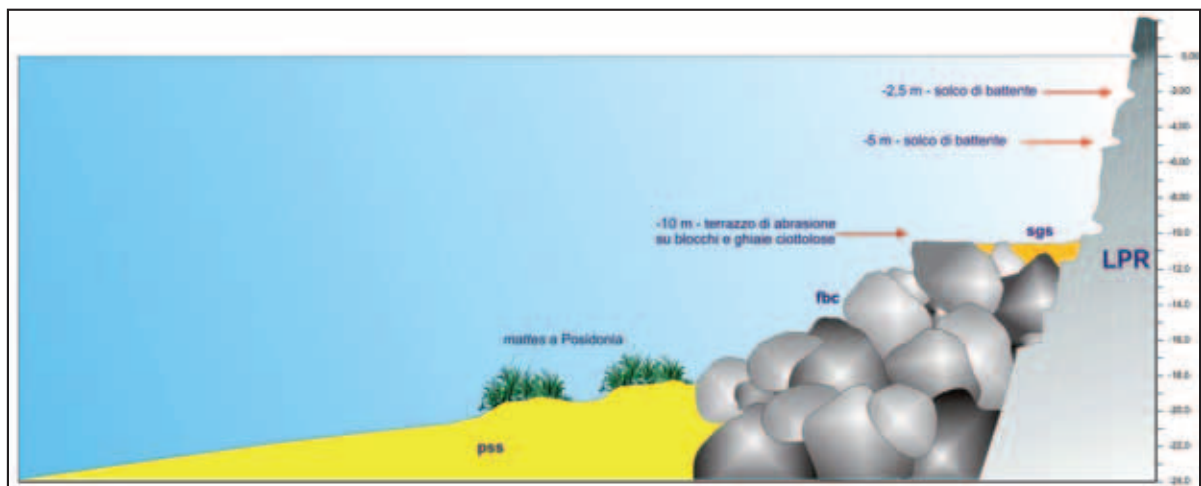


Fig. 5-21 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area prospiciente in Capo Pilaro.

del **TME**, presenti all'interno dell'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, zona che corrisponde con il ciglio della piattaforma continentale lungo questo settore, si sviluppa in modo per nulla articolato e con bassi valori della pendenza. Tutto il settore di fondale è caratterizzato dalla presenza di depositi clastici 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** e in alcuni casi lava. Proprio sul ciglio della scarpata in corrispondenza della foce di Cava scura, a circa 36 metri di profondità, si rinvencono alcuni grossi blocchi di **TME** isolati sul fondale sabbioso che da quel punto degrada repentinamente verso la scarpata. L'insieme di questi accumuli detritici costituiti da **TME** potrebbero essere indicativi di blocchi che costituiscono l'ossatura dell'unità **BSR**, affiorante lungo la falesi emersa. Significativa è la presenza di campi fumarolici in prossimità della costa, tra i -5 e i -6 m di profondità, allineati lungo una fascia di circa 50-60 m, in senso NO-SE 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).

3.1.3. - Aspetti caratteristici della distribuzione dei debris avalanche e dei debris flow

L'interpretazione dei dati batimetrici (*Multibeam* e *Sidescan Sonar*), unitamente ai rilievi diretti, hanno permesso di evidenziare nei settori antistanti l'isola di Ischia ampie aree caratterizzate da unità riferibili a depositi di *debris avalanche* e *debris flow*. Essi costituiscono le porzioni prossimali di unità sedimentarie già riconosciute da differenti Autori e affioranti a fondo mare in aree più distali. Le porzioni prossimali di questi depositi non erano mai state cartografate in dettaglio nella fascia costiera sommersa. La distribuzione degli affioramenti è generalmente in accordo con quelli riconosciuti nelle aree più

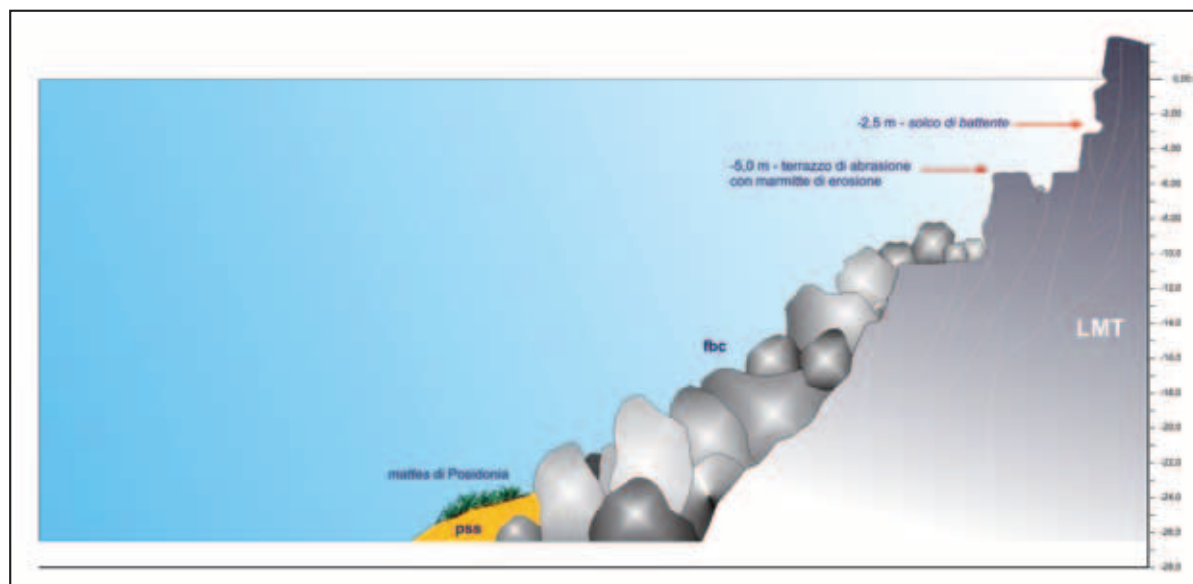


Fig. 5-22 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area ad Ovest di Punta Sant'Angelo.

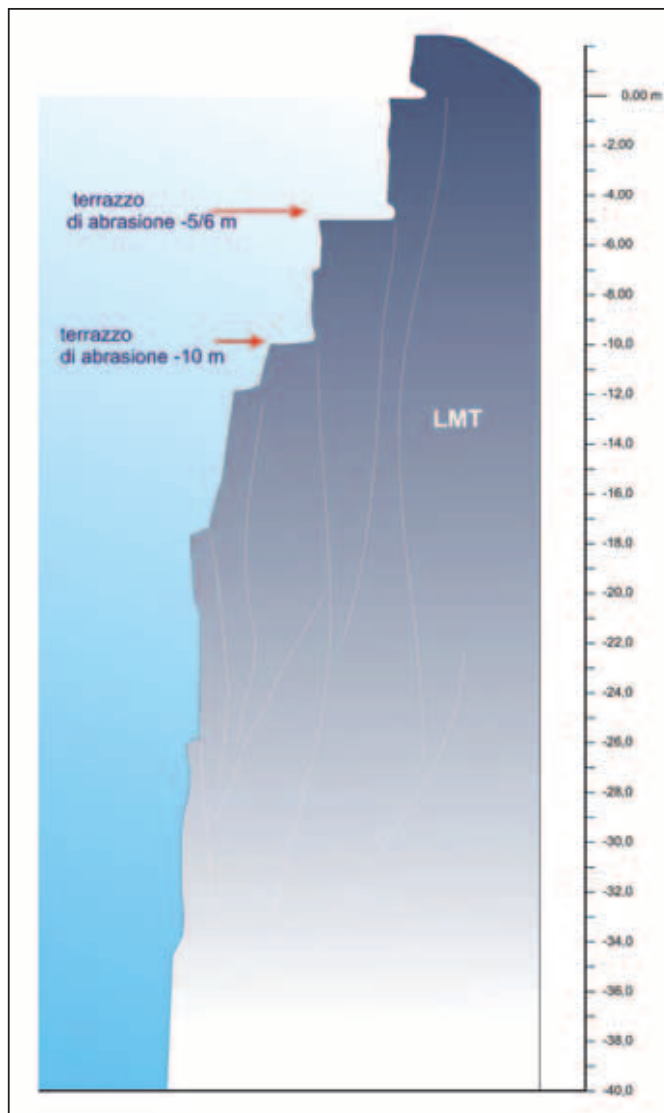


Fig. 5-23 - Sezione schematica in cui vengono riportati i principali elementi morfostratigrafici individuati nell'area nell'area ad Est di Punta Sant'Angelo.

profonde e costituisce inoltre un importante collegamento con quelli individuati nei settori costieri emersi. La distinzione primaria di questi depositi è stata infatti effettuata basandosi sulla loro identificazione sulla terraferma e pertanto, poichè ne rappresentano il proseguimento a mare, è stata conservata la denominazione dell'unità in affioramento in terraferma. Appartengono a questi depositi: l'Unità della Grande Sentinella (**GSN**) che presenta caratteristiche deposizionali di tipo *debris flow*, l'Unità di Lacco Ameno (**LMO**), l'Unità di Punta del Soccorso (**PUS**) e l'Unità di Bocca di Serra (**BSR**) questi ultimi tre presentano caratteristiche deposizionali di tipo *debris avalanche*. Nell'insieme questi depositi sono stati attribuiti all'Olocene.

All'interno di questi corpi è stata effettuata una suddivisione basandosi sia sui caratteri morfologici che sedimentologici. Vengono individuate e cartografate aree caratterizzate dalla presenza di blocchi e/o dalla 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 deposti in parte in ambiente marino. Si tratta di depositi detritici eterometrici, talora isolati, a struttura caotica e a pezzatura variabile, da blocchi a *boulders* di svariati metri cubi, costituiti prevalentemente dalle *facies* della successione del Tufo Verde del Monte Epomeo (**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**, **GSN** 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 proprie porzioni di successione conservando caratteri strutturali e stratigrafici della unità in posto. All'interno di queste aree sono stati delimitati 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 (delimitati in carta con un colore più scuro). Una seconda distinzione è stata effettuata all'interno dei corpi delle unità **PUS** e **GSN**: sono state delimitate aree caratterizzate da blocchi e ciottoli eterometrici di depositi afferenti a **SNL**, prevalentemente rappresentati da litologie del **TME** (cartografate con la sigla **bc**, cfr Cap. IV, par. 1.6.2.2.), 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, ad opera dei processi attivi specifici dell'ambiente attuale in cui ricadono tali depositi. Tali 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.

In particolare i depositi riferibili a **BSR**, mai cartografati nell'area marina, 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 dalla profondità minima di circa -3 a -35 m. Lateralmente sono presenti depositi grossolani di piattaforma. La loro localizzazione, strettamente connessa a quelli identificati 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.

Risulta molto evidente, per i depositi riferibili a **GSN** e **PUS**, che la superficie sommitale presenta morfologie a debole pendenza individuando almeno due superfici di spianamento la cui quota media è rispettivamente di -10 m e -5 m. Tali dati sono in accordo con quanto riconosciuto più lontano dalla costa da BUDILLON *et alii* (2003a) che individua una ulteriore superficie di modellamento posta ad una quota di circa -25/-30 m. I depositi risultano inoltre dissecati da linee di drenaggio preferenziali; dai dati ecografici risulta inoltre evidente che **PUS** ricopre un'ampia superficie terrazzata posta a quota -70 m. L'impossibilità di una datazione precisa di questi depositi permette soltanto di evincere una cronologia relativa e che le superfici di spianamento sommitali, posteriori alla messa in posto dei depositi, sono riferibile all'Olocene inferiore. 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 (**bc**). 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 il 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 DA (denominato di "Casamicciola"), per analogie con la terraferma, individua almeno due differenti depositi di *debris avalanche* **GSN** e **LMO**. 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 DA denominato di Lacco Ameno (BUDILLON *et alii*, 2003a); poco a largo in questa località infatti è ben visibile un'ampia superficie erosiva a forma di anfiteatro che ne rappresenta pertanto l'area di distacco.

3.2. - SINTESI DEGLI ELEMENTI MORFOSTRATIGRAFICI E STRUTTURALI DEI SETTORI COSTIERI SOMMERSI

L'elemento rappresentativo che caratterizza l'assetto morfostratigrafico 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 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, quest'ultime, a partire dalla terra ferma fin quasi al ciglio della scarpata continentale superiore (DE ALTERIIS *et alii*, 2006).

3.2.1. - Isola d'Ischia

L'assetto morfobatimetrico 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; in relazione alla complessa storia vulcanica dell'isola, si ritrova una ristretta percentuale di affioramento delle unità di substrato (quasi completamente rilevate a ridosso e/o in continuità fisica con i settori di costa emersa) rispetto alla maggiore distribuzione dei sedimenti clastici e detritici. Nel caso delle unità di substrato è stata riscontrata una perfetta correlazione, trattandosi di unità di recente formazione e/o di litologie a forte carattere conservativo, tra le principali discontinuità sia stratigrafiche che strutturali rilevabili all'interfaccia terra-mare. Nel complesso i principali lineamenti morfostrutturali, 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 morfostrutture 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 morfostrutture costituite dalle unità più antiche dell'Isola (cfr. settori costieri NO, SO, S e SE). Il settore occidentale (Citara-Forio) e settentrionale (Lacco Ameno-Casamicciola) non consentono una chiara lettura dell'assetto strutturale lungo i tratti di mare antistante,

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 (DE ALTERIIS *et alii*, 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, individuandole 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 complessivo 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 (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. 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 è 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÷-32 m, si individua anche con analisi morfobatimetriche, spesso al raccordo con la piattaforma interna. In profondità, spesso in accordo con le morfologie spianate dei -30 metri circa, si ritrovano a volte depositi grossolani, talora organizzati e non compatibili con le attuali profondità di rinvenimento; sono depositi 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 verso quello orientale, si osserva, nel complesso, al progressivo aumento della presenza di morfologie relitte terrazzate, e ciò 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 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.

VI - COMPOSIZIONE DELLE UNITA' VULCANICHE

I prodotti dell'attività vulcanica di Ischia sono caratterizzati da una marcata alcalinità ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ fino al 15% in peso) con un rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 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. 6-1). 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) le composizioni 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 di Ischia sono state accuratamente descritte da Rittmann. L'associazione di minerali presenti nei prodotti vulcanici di Ischia è caratterizzata da Kfeldspato, 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) si possono osservare alcune peculiarità.

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 .

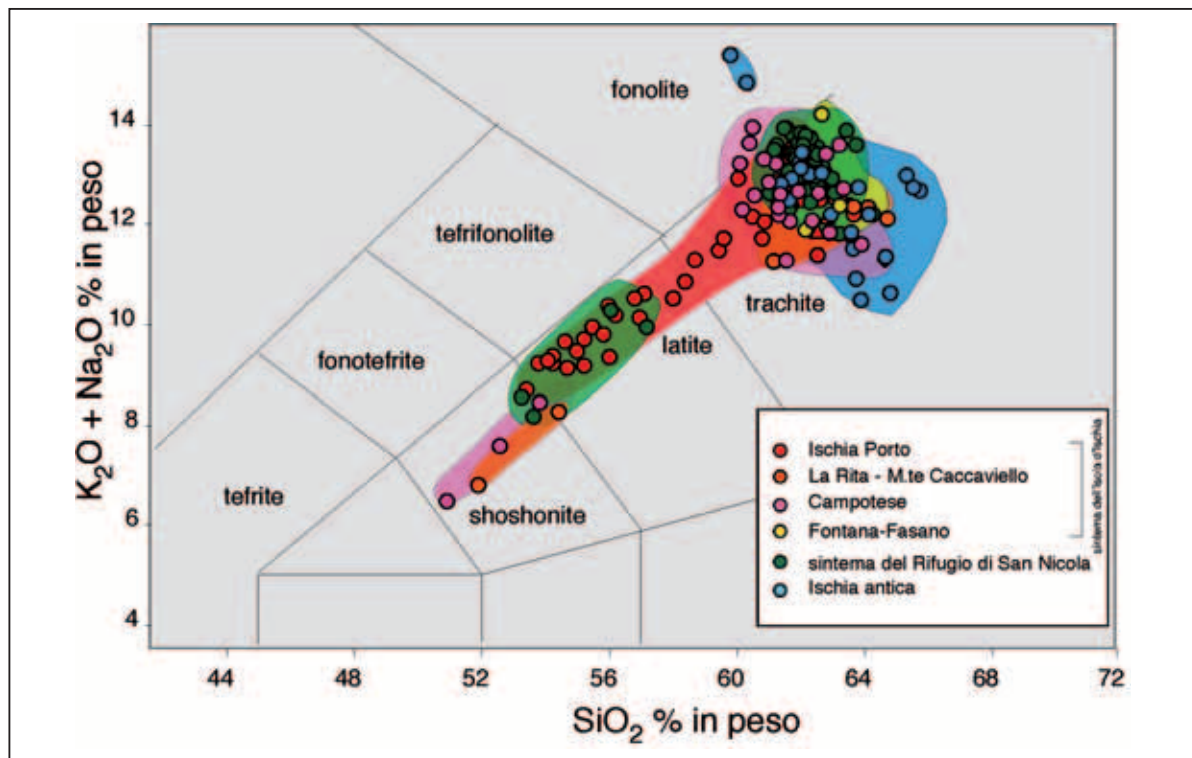


Fig. 6.1 - Diagramma classificativo dei prodotti vulcanici (TAS, alcali totali vs. silice, modificato da Le Bas et al., 1986).

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 delle piroclastiti di Pignatiello 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 del Porticello la frazione juvenile è caratterizzata da composizione trachitica relativamente omogenea con $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12-14\%$ in peso, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.9-1.3$ e indice di peralcalinità < 1 . Anche le composizioni dei vetri residuali delle masse di fondo risultano omogenei (Fig. 6.2).

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 geochemica (Figg. 6.3, 6.4), 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. 6.2). 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 presenza di scoriette 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.

Questi dati consentono una buona discriminazione dei prodotti eruttati dal vulcano della Secca d'Ischia rispetto ai prodotti coevi del sistema del Rifugio di San Nicola. Deve essere rimarcato che questa unità è stata nel passato attribuita alla eruzione del Tufo verde dell'Epomeo (VEZZOLI, 1988) dal quale si distingue nettamente.

Sintema dell'Isola d'Ischia.

subsintema Fontana-Fasano. I prodotti relativi a questo periodo di attività 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.

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).

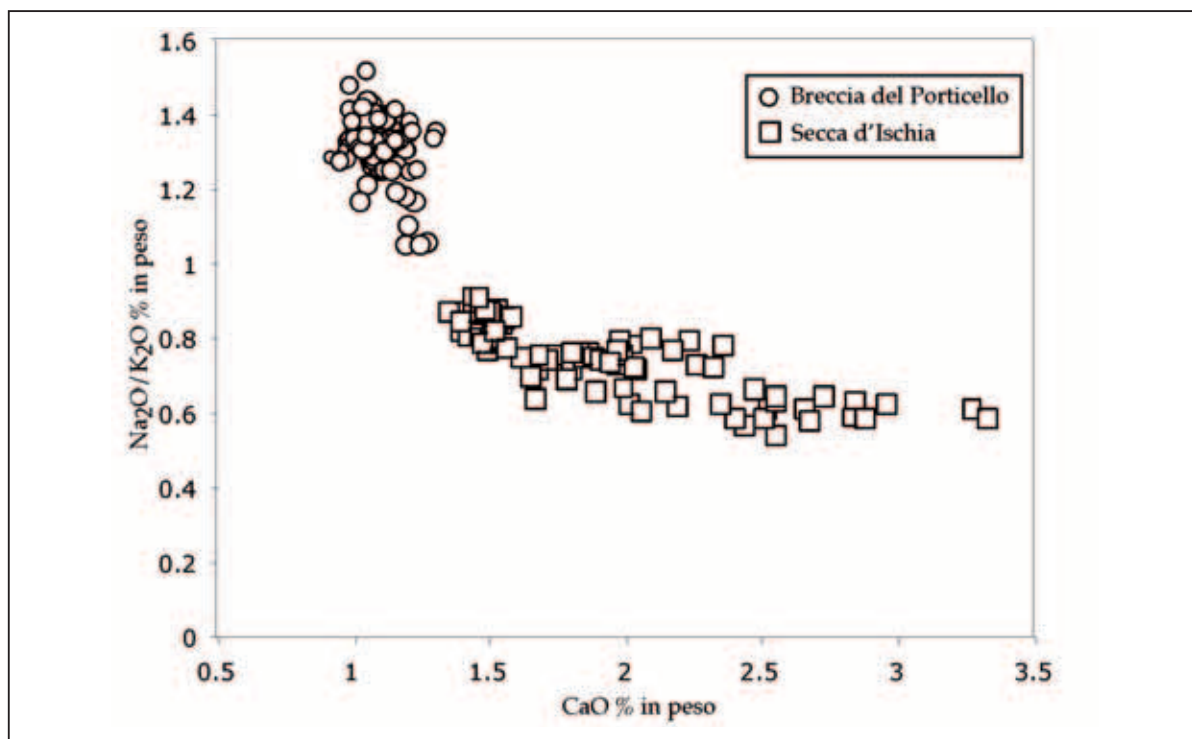


Fig. 6-3 - Sintema di San Nicola: differenze nella composizione della matrice vetrosa (analisi in SEM-EDS) della frazione juvenile della Breccia del Porticello e della Secca d'Ischia.

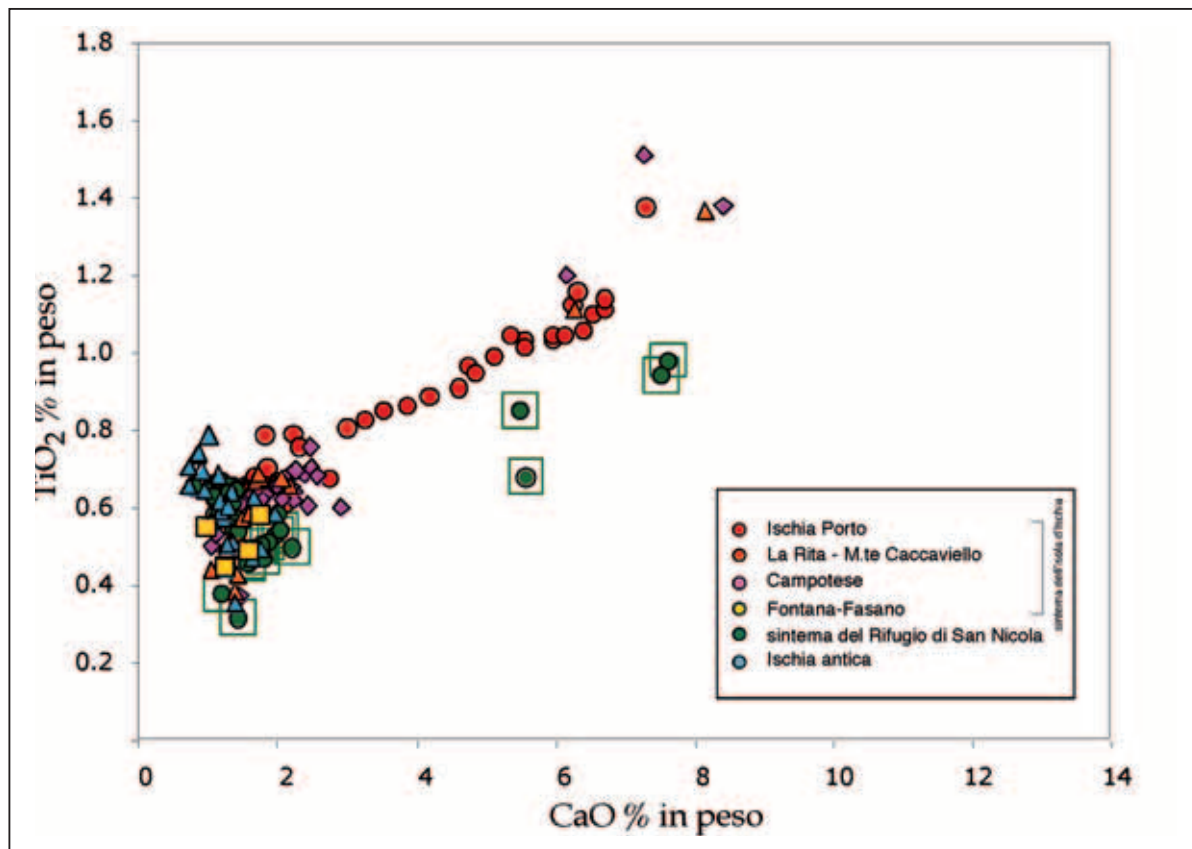


Fig. 6-3 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale). I simboli circondati da un riquadro sono relativi ai prodotti della Secca d'Ischia.

Subsistema Ischia 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. 6.5) è da mettere in relazione essenzialmente a processi di mescolamento come è stato già evidenziato da DI GIROLAMO *et alii*, (1995) e PIOCHI *et alii* (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 Vatoliere e Molara mentre i prodotti del centro eruttivo di Cava Nocelle, appartenenti all'unità delle Piroclastiti del Vatoliere, 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.

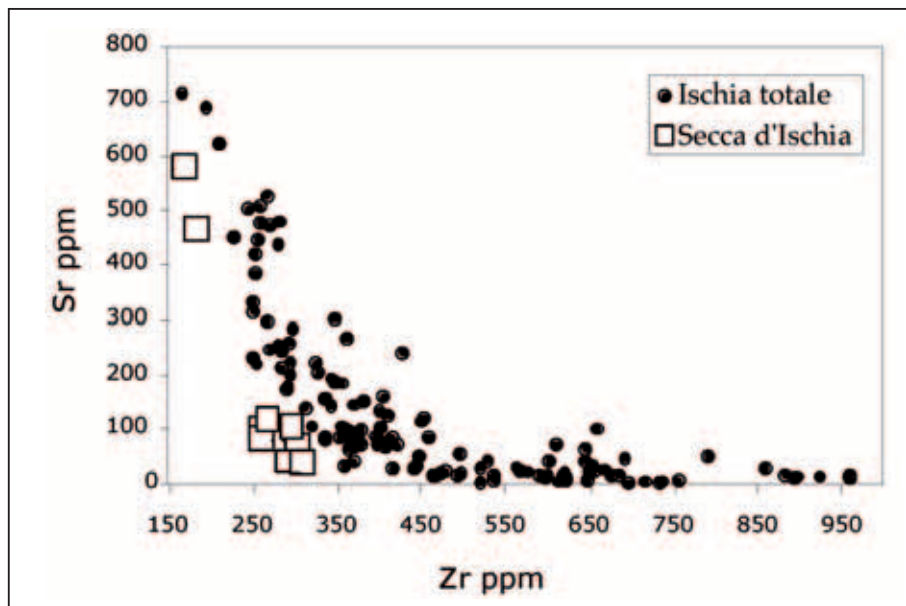


Fig. 6-4 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale). I prodotti della Secca d'Ischia si distinguono dall'andamento dei prodotti vulcanici di Ischia.

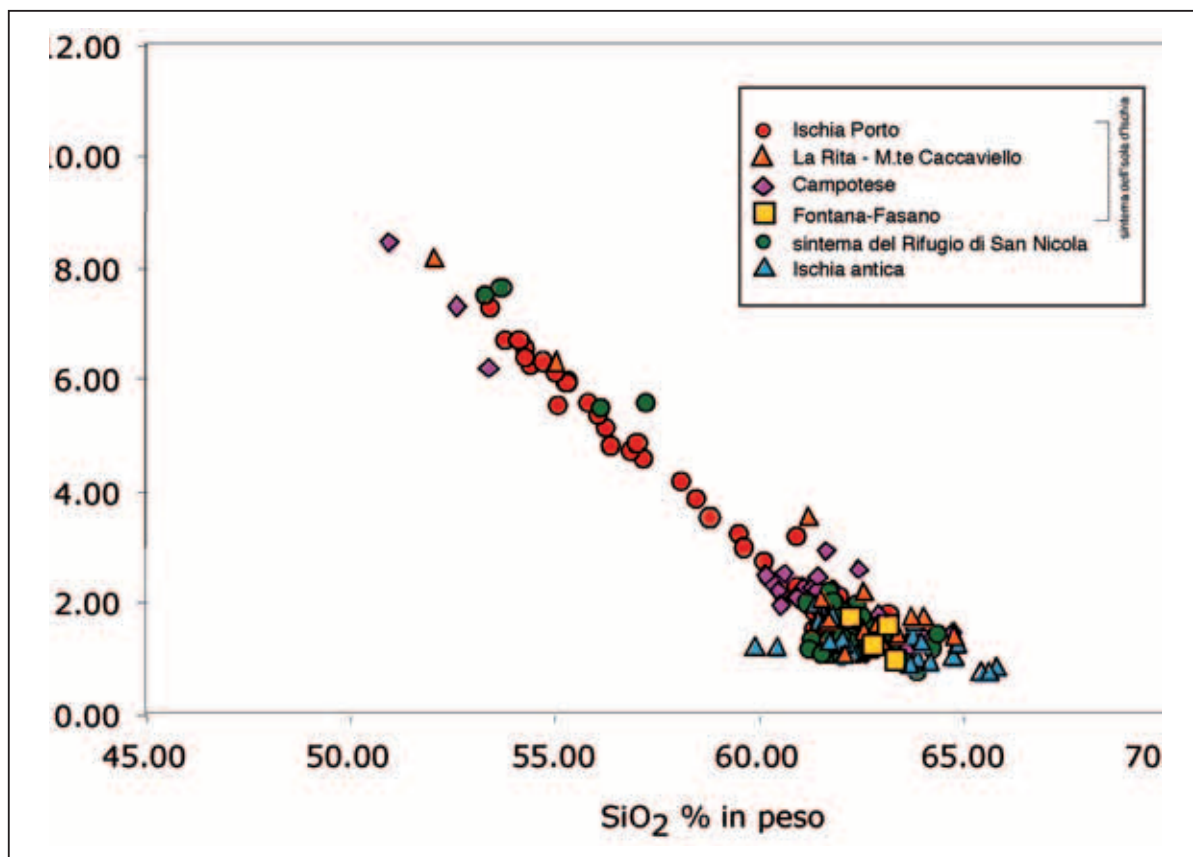


Fig. 6-5 - Diagramma di variazione della composizione dei prodotti vulcanici (analisi di roccia totale).

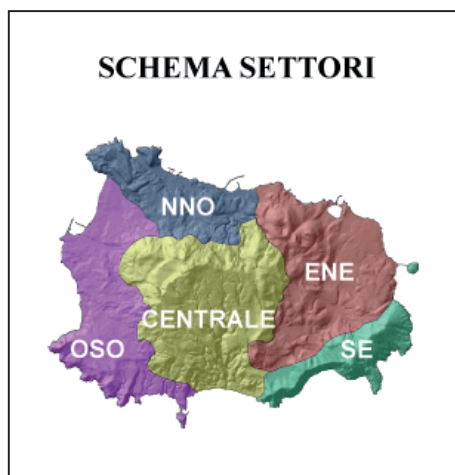


Fig. 7-1 - Suddivisione dell'isola di Ischia in settori.

VII - GEOLOGIA STRUTTURALE

L' Isola di 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 calderica, di vulcanotettonica e, più in generale, per gli studi di interazione tra vulcanismo e tettonica.

Lo studio strutturale sviluppato sulle aree del Foglio 464 Isola d'Ischia si è dunque 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 studiare l'attività di alcuni sistemi di deformazione con maggior dettaglio. 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. 7-1):

Settore centrale:

Il settore centrale costituisce il blocco risorgente ed è suddivisibile in quattro sottosettori: una parte sud occidentale da Pietra Martone-Rione Bocca-Pietra dell'Acqua, il settore della Falanga, il settore centrale del Monte Epomeo e il settore orientale di Cava Lecce-Monte Trippodi-Costa Sparaina.

Sub Settore 1. Il 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 e i tufi di Serrara-Cava Petrella (Fig. 7-2). La faglia subverticale presenta immersione verso SO e pendenza da 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 subverticale successiva alla messa in posto del tufo 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 microstrutturali con faglie normali coniugate. Sub parallela a questa vi è un'altra struttura che ribassa i tufi di Serrara-Cava Petrella verso sud-ovest; questa 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. 7-3). Gli elementi ad immersione NE presentano una inclinazione media intorno ai 40-50° mentre le strutture immergenti verso SO presentano pendenze maggiori 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. 7-4).

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 sul terreno lungo il sentiero 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 intensa alterazione idrotermale tuttavia non permette di verificare questa ipotesi.





Fig. 7-2 - Faglia a direzione NO-SE in località Ciglio dove affiora il contatto tra il Tufo Verde del Monte Epomeo Auc. (sinistra) e i tufi di Serrara-Cava Petrella (destra). Questa struttura subverticale 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 geometrie è comune a strutture con forte pendenza prodotte da un movimento prevalentemente verticale in profondità.

Fig. 7-3 - 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.



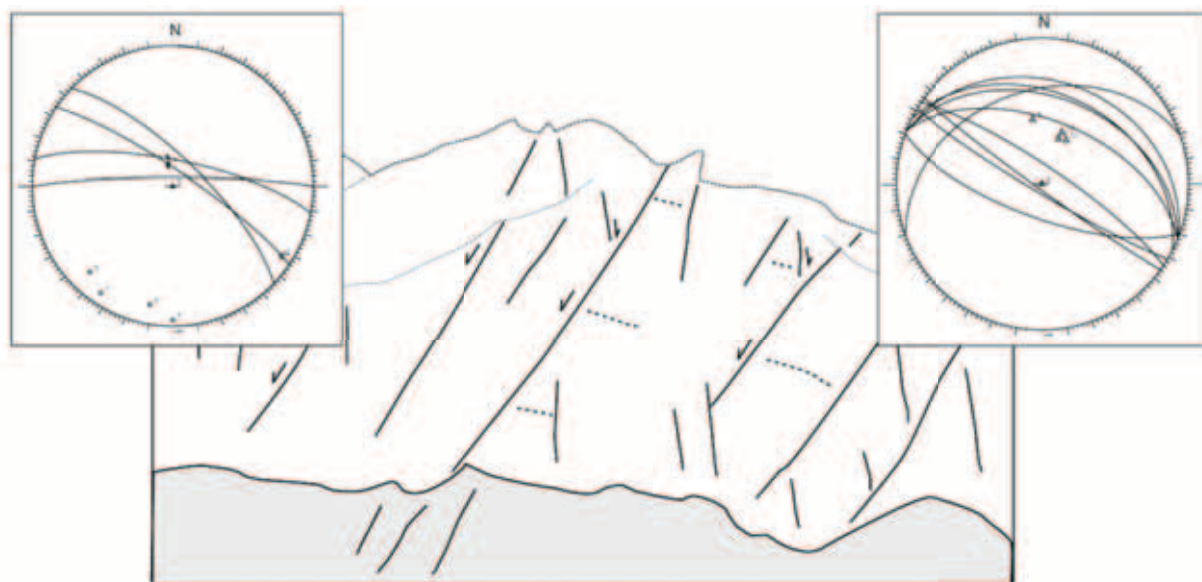


Fig. 7-4 - Panoramica e corrispondente schema del settore del Rione Bocca visto da nord-ovest. Sono evidenti sistemi coniugati di faglie a direzione NNO-SSE che bordano blocchi basculati a domino lungo assi NO-SE. Il diagramma in alto a destra (stereonet Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione 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.

Sub Settore 2. Il sub settore 2 presenta sia sistemi di faglie con direzione simile a quelli del sub settore 1 sia lungo il bordo della Falanga-Monticello, evidenti faglie con direzione NE-SO ($N230^{\circ}/70-80$). Queste strutture ben visibili morfologicamente nonché sul terreno, producono il ribassamento del pianoro della Falanga verso NO con rigetto non definibile con precisione, ma dell'ordine della decina di metri (Fig. 7-5).

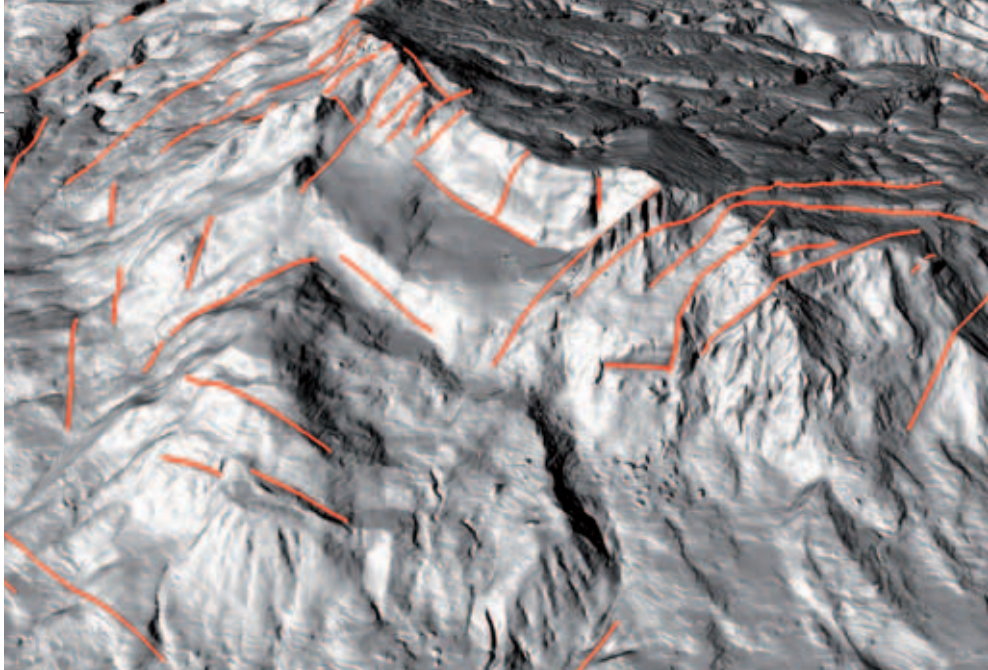
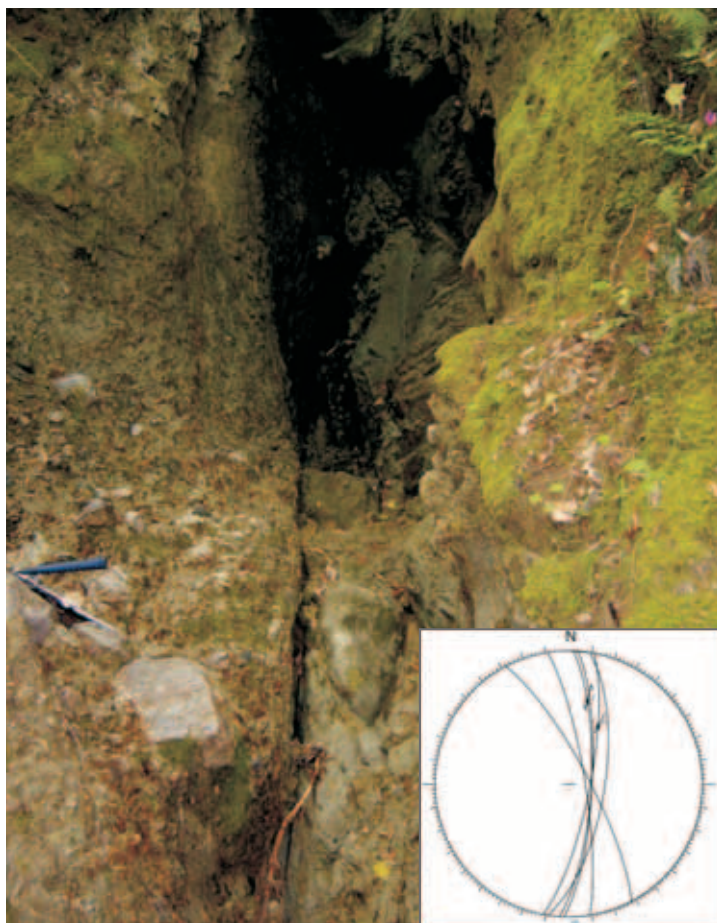


Fig. 7-5 - Modello digitale di terreno e principali strutture. Il modello mostra il settore pianeggiante della Falanga delimitato sui tre lati da faglie ad alto angolo. La gradinata di faglie produce un collasso del settore nord-occidentale dell'Isola verso nord-ovest.



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 di prestito, è ben visibile una struttura a direzione NS con un rigetto di 20 m e un movimento obliquo destro (Fig. 7-6).

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

Fig. 7-6 - 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.

sia stata accompagnata da sovrappressione di fluidi e che 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. 7.7).

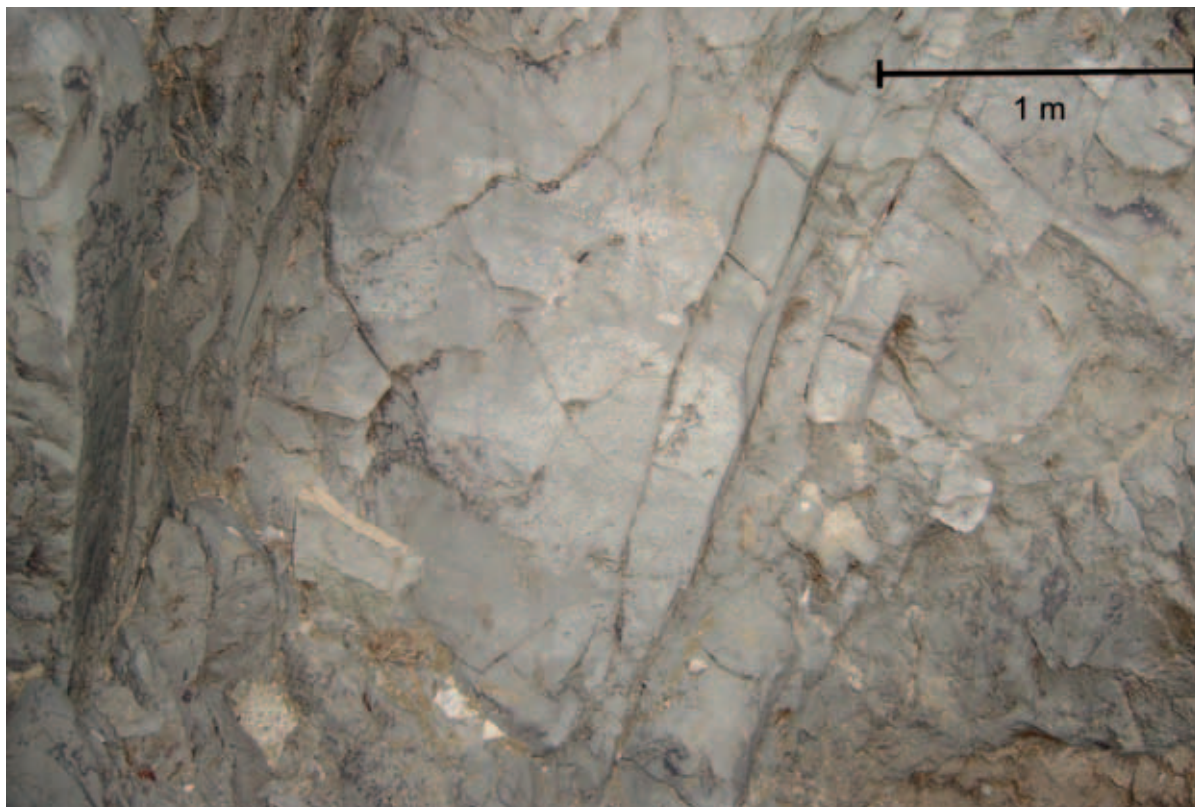
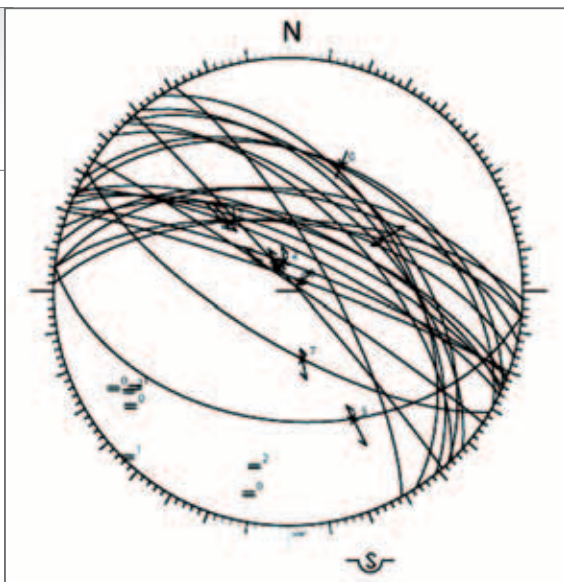


Fig. 7.7 - Particolare del sistema di faglie che interessa i depositi sedimentari marini. Il campo di deformazione risulta esser molto intenso con spaziatura da decimetrica a metrica. Il diagramma (Schmidt, emisfero inferiore) mostra la distribuzione delle faglie (ciclografica) con prevalente direzione NO-SE, delle relative strie (freccette) con prevalente movimento tipo dip-slip normale (anche se piuttosto disperse) e dei poli di piani di fratture, anch'esse in direzione NO-SE.



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 Mt. 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 mostrano prevalentemente 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 in affioramento, la faglia in località Sorgeto a direzione NNO-SSE che interessa l'unità delle lave di Capo Negro di Ischia, tufi di Sorgeto e 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 morfotettonica 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 sudovest i duomi del Marecocco-Zaro, 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 ACOCELA & FUNICIELO (1999), sono visibili lungo la falesia di Carta Romana (Fig. 7-8).

Degna di nota la struttura anch'essa a direzione NE-SO con immersione verso sudest 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.



Fig. 7-8 - Particolare della Faglia di Cartaromana.

Settore ENE:

Questo settore, storicamente denominato con il nome di “*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, ACOCELA & FUNICIELO, 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 deformativa, 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 giaciture è possibile anche ipotizzare che questa fase deformativa possa esser stata accompagnata dalla messa in posto del corteo di dicchi esposti al Rione Bocca. Non esistono tuttavia elementi definitivi per provare indipendentemente 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 - 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, molto 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, questa volta, 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, per quanto premesso, 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 della attività vulcanotettonica. Si è osservato (DEL PRETE & MELE, 2006), e riscontrato con il rilevamento geologico eseguito, che la loro distribuzione nell'ambito del territorio mostra una quasi 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; DEL PRETE & MELE, 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 litostratigrafica con una propria denominazione e connotazione stratigrafica. Una 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 cartografa bili 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 il coronamento relativo all'area di alimentazione e quindi un 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, molto 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 - Frana di colamento, *debris-flow* e *debris-avalanche*.

E' 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 vulcanotettonica.

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 alla 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, individuando blocchi monolitici di varia dimensione, definisce uno dei principali aspetti predisponenti per l'innescò 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 (unità della copertura) al di sopra di substrato, o delle successioni costituite dai depositi provenienti dalla disgregazione e/o smantellamento dello stesso substrato. 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-limoso). 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 ad esempio quello di Terzano (in Comune di Barano), tra gli anni '60 e '70 (DEL PRETE & MELE, 2006). In molti casi, per la natura della associazione litologica dei materiali coinvolti, tali fenomeni franosi possono evolvere in colamenti.

1.1.3. - *Colamento*

Fenomeni di colamento *s.l.* o composti sono frequenti dove, per fenomeni di alterazione idrotermale e fumarolizzazione, nella massa detritica prevale la componente argillosa e le caratteristiche morfometriche del versante sono favorevoli. Per tali motivi, le fenomenologie franose del tipo colamento *s.l.* risultano particolarmente evidenti tra i settori occidentale e settentrionale, lungo la fascia di raccordo tra il pedimonte e 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 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. E' questo il caso del tragico evento franoso, connesso al dissesto idrogeologico del 30 Aprile 2006, che colpì il versante settentrionale del Monte di Vezzi 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. E' 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 dissecate 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 idrometeorologici 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, e 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, ed in particolare l'abitato di Casamicciola (DONZELLI, 1910), e la relativa pericolosità che tuttora incombe, hanno, alla luce di quanto appena esposto, innanzi tutto una precisa connotazione geologica e geomorfologica, ed in secondo luogo, 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 caratterizzate da notevole trasporto solido (*debris flow*), costituito anche da blocchi e massi tufacei di svariati m³, così come descritto e riportato in foto nelle cronache e documentazioni dell'epoca da "Il Mattino" nel 1910 (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, e 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* e mostrano una dinamica evolutiva meno esasperata rispetto ai settori precedenti (Cocco, 2001). Infatti sia la Spiaggia di Cava dell'Isola che quella di Citara a prolungati periodi più di arretramento della linea di riva alternano 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 una 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 dell'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 (Imax = VIII grado MCS) e del 1828 (Imax = VIII-IX grado MCS) mentre molto gravi sono gli effetti degli eventi sismici del 1881 (Imax = IX grado MCS) e del 1883 (Imax = 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. 9-1; Fig. 9-1):

- 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.

ANNO	LOCALITA'	Imax (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.

Tab. 9-1 - Terremoti dell'isola d'Ischia dal 1228 (scala MCS) (CUBELLIS & LUONGO, 1998).

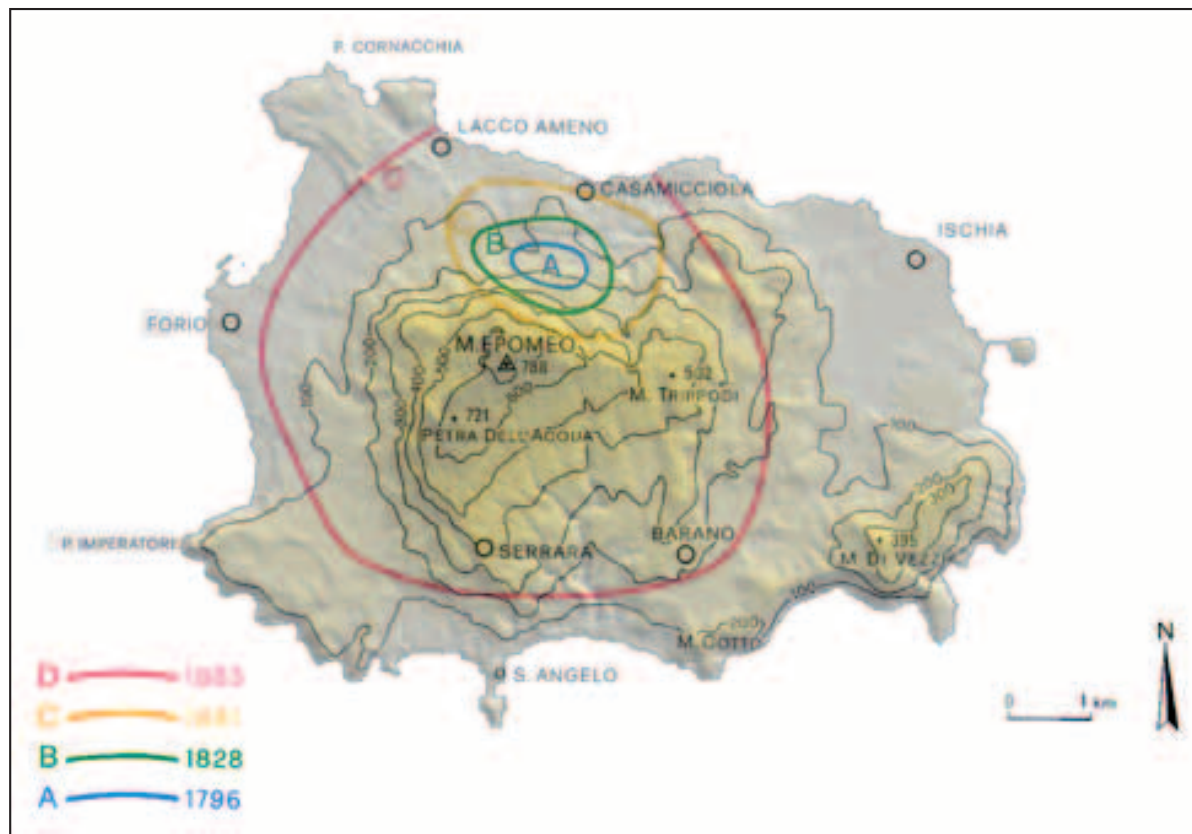


Fig 9-1 - Aree di danneggiamento dei terremoti storici più intensi: 1796 (A), 1828 (B), 1881 (C), 1883 (D). La distribuzione dei danni mostra che per tutti gli eventi rappresentati l'area epicentrale è sempre localizzata nel settore nord-occidentale dell'isola e la città più colpita risulta Casamicciola (da Cubellis & Luongo, 1998, modificata).

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 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. 9.2) (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 dell'intensità 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.

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, il 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

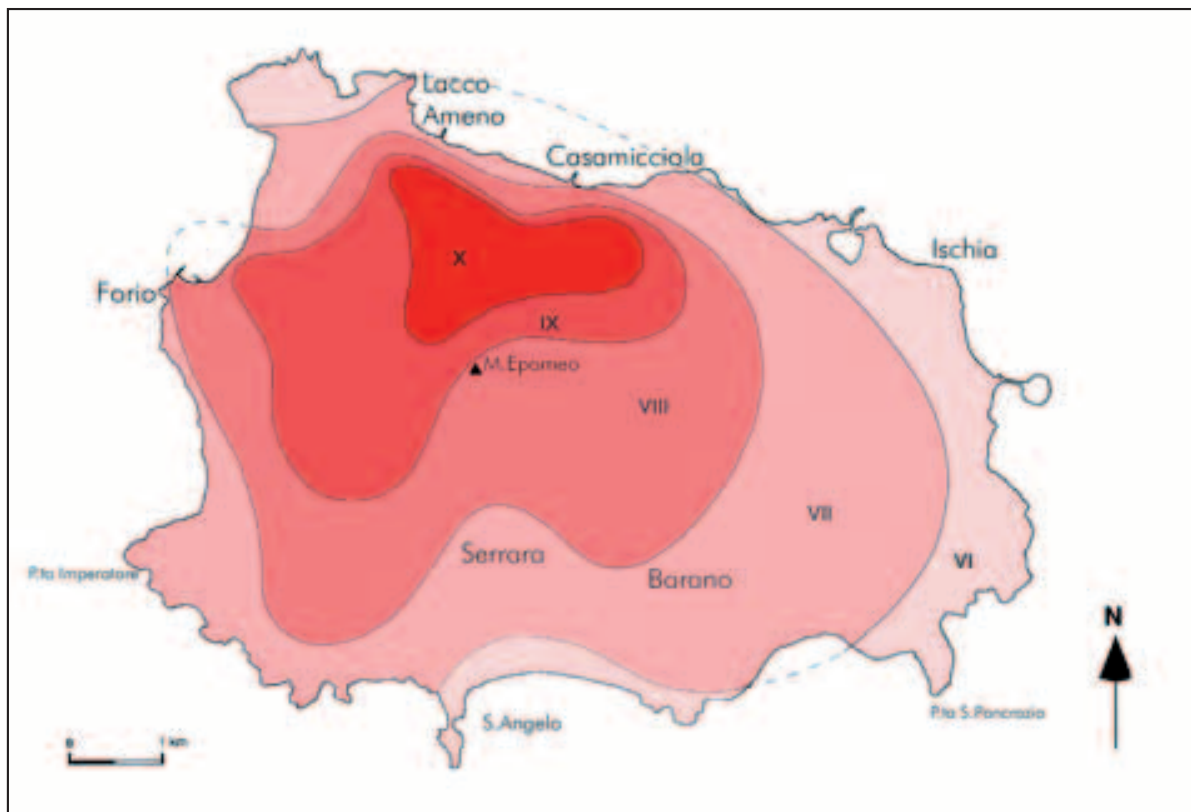


Fig 9-2 - Isosiste del terremoto di Casamicciola del 28 luglio 1883 (scala MCS). L'area di massima intensità è del X grado e si sviluppa sul versante settentrionale del Monte Epomeo, interessando Casamicciola e Lacco Ameno (area epicentrale). Le isosiste di maggiore intensità mostrano un allungamento E-W 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 al., 2006).

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. E' 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 più elevata 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 provvidenziale silenzio sismico, il problema della difesa dai terremoti è sempre attuale; infatti il quadro tettonico dell'isola non consente di escludere una riattivazione delle strutture sismogenetiche, ma 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 in tempi storici, 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, che varia 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. 9-3).

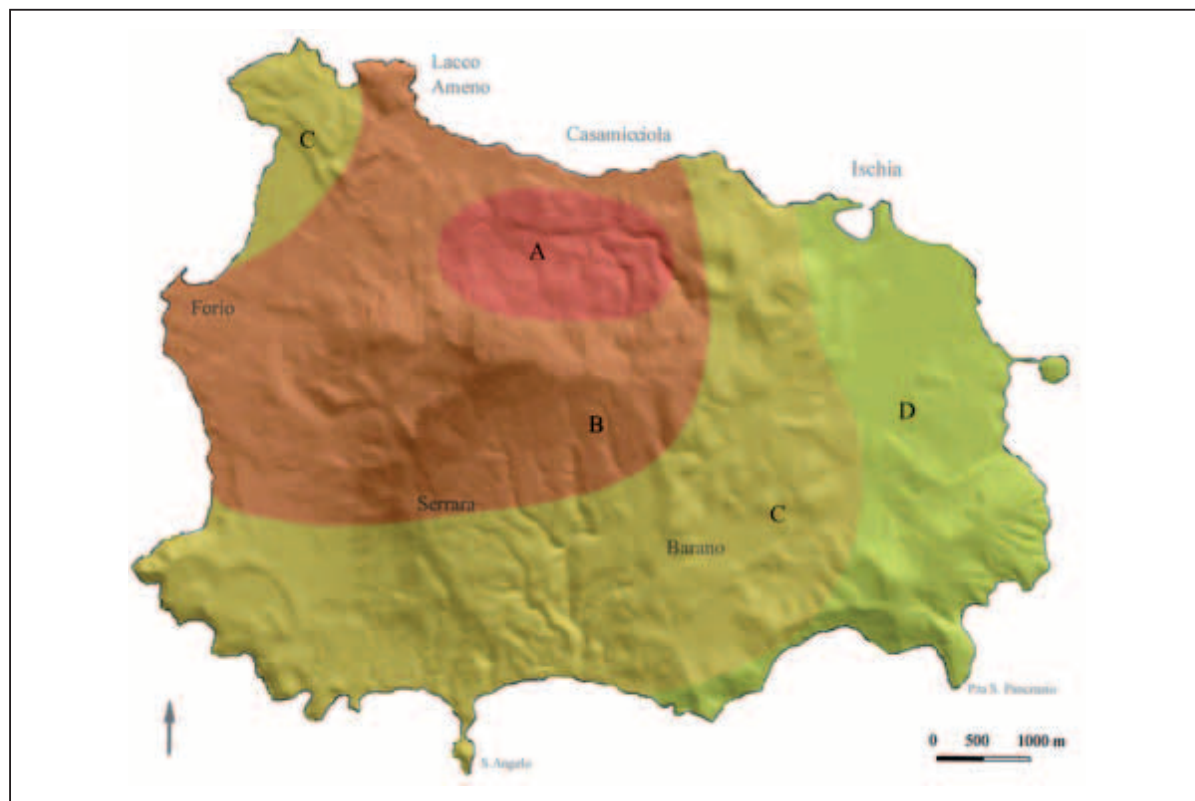


Fig 9-3 - Mappa del danno atteso per futuri eventi sismici nell'isola per un terremoto la cui sorgente è ubicata nel settore settentrionale dell'isola con energia comparabile a quella del terremoto del 1883. Sono state individuate 4 aree con livelli di scuotibilità decrescente e del danno atteso (da Cubellis *et al.*, 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 (collassi rari e seri danni di circa il 25% delle costruzioni); D: basso (lesioni diffuse).

3. - PERICOLOSITÀ VULCANICA

L'Isola di 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 in queste zone.

Sull'Isola d'Ischia la popolazione permanente è di circa 50.000 persone, concentrate in sei comuni, che aumenta moltissimo durante i mesi estivi per la presenza di numerosi turisti. Diventa pertanto importante cercare di valutare quando e dove potrà avvenire la prossima eruzione e la tipologia. Inoltre, vista la vicinanza dell'isola ai Campi Flegrei e 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 e alla mitigazione della pericolosità vulcanica. Ad oggi non esiste una valutazione complessiva della pericolosità vulcanica 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 comunque connessi alla attività del vulcano quali terremoti, frane e movimenti verticali hanno condizionato lo sviluppo delle attività umane sull'isola provocando anche perdite notevolissime di vite, basti pensare alle 700 vittime provocate dal franamento del versante settentrionale del Monte Epomeo (BARBERI *et alii*, 2004) innescato dal 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 CARG ha mostrato che Ischia presenta una storia vulcano-tettonica molto più complessa e articolata di quella che fino ad oggi era conosciuta.

L'approccio che è stato utilizzato a Ischia, dove la geologia delle aree emerse del campo vulcanico è stata integrata dalla raccolta di dati nelle 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 interessano 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 negli 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 avalanches* che invadono l'area marina per decine di km².

La storia eruttiva e le caratteristiche strutturali dell'isola non indicano l'esistenza di ciclicità nella 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 apparenti regolarità. Questo implica la impossibilità a prevedere chiaramente il comportamento futuro del vulcano e quindi ad operare con un criterio di 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 ignimbrico intorno a 100 ka e 60 ka fa. In particolare la seconda crisi ha portato alla emissione di colate piroclastiche che hanno invaso intorno a 600 km² di territorio subaereo e marino. In questa fase il campo vulcanico era alimentato da camere magmatiche di grandi dimensioni esclusivamente trachitiche in composizione. 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 la eventuale ripresa di attività in quanto il sistema di alimentazione trachitico potrebbe avere subito una riduzione significativa in volume ed area consentendo una più facile risalita ai magmi mafici profondi che nei periodi precedenti vengono 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.

I cinque diversi scenari sono i seguenti:

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 Puzzillo)

Scenario e. Eruzioni subpliniane e pliniane (es: Cretaio)

Scenario a. Sono frequenti eruzioni alimentate da risalita di magmi relativamente basici, latiti e shoshoniti, che portano alla formazione di coni di scorie. Queste eruzioni sono legate ad apertura 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 da risalita di 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 surtseyana 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 sottovento. A questa fase può seguire 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 periodi di tempo lunghi, 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 con attività esplosiva che temporalmente si colloca in vari periodi della costruzione del duomo. E' 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 brecce e possibilità di generazione di correnti piroclastiche diluite, *surges*. 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 la vita sull'isola per tempi prolungati.

Scenario d. 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 pericolose per l'ampio areale di dispersione dei prodotti piroclastici di flusso e di caduta. L'evento massimo che è stato osservato di questo tipo 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, *surges*.

Scenario e. Prevede la formazione di colonne eruttive pliniane o subpliniane caratterizzate da colonna sostenuta 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 proietti 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 totale 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 dalla 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 ad eccezione del settore centrale risorgente all'interno del quale 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. 9-4a)
- 2) Ubicazione delle fumarole (carta geologica CARG scala 1:10.000) (Fig. 9-4b);
- 3) Ubicazione dei centri eruttivi (carta geologica CARG scala 1:10.000) (Fig. 9-4c);
- 4) Distribuzione dei sistemi di faglie (carta geologica CARG scala 1:10.000) (Fig. 9-4d).

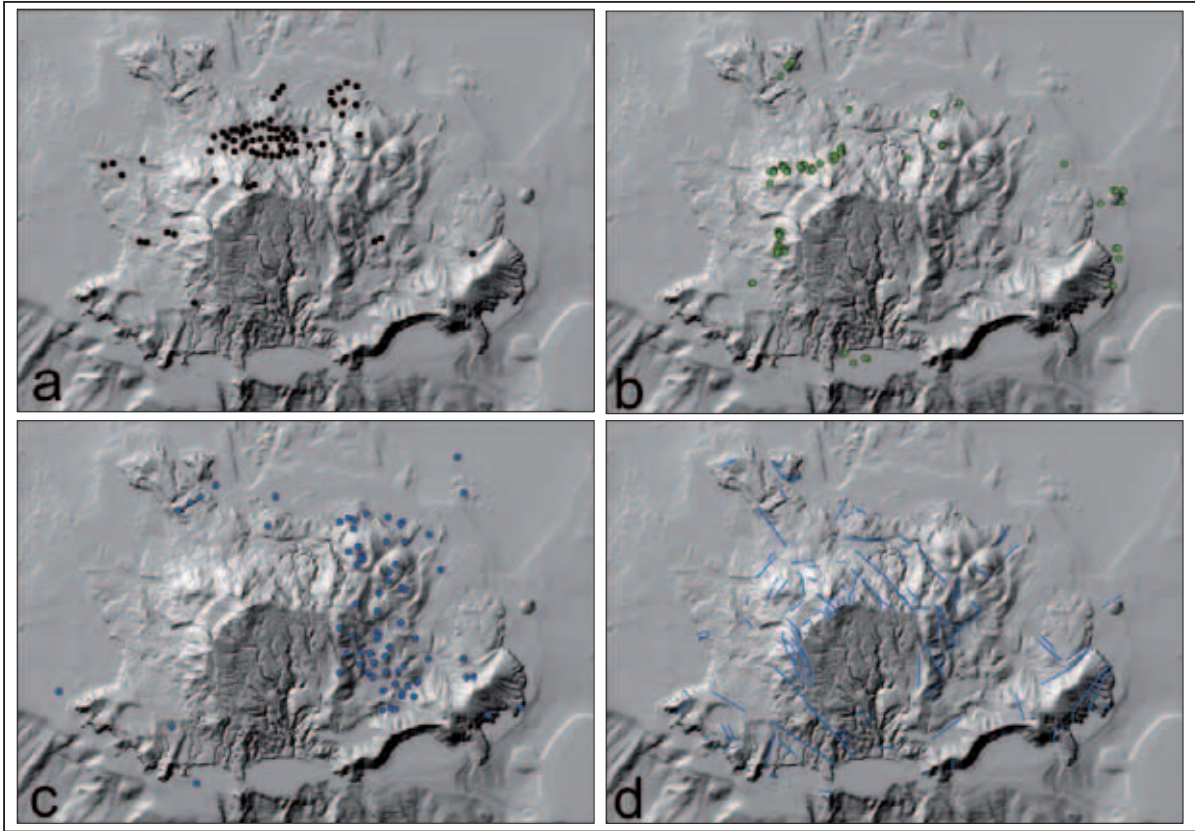


Fig 9-4 - Dati utilizzati per la valutazione della probabilità di apertura bocche.

La valutazione della probabilità di apertura di bocche è stata valutata sommando i valori delle griglie per i quattro parametri di Figura 9-5 ottenendo la mappa di Figura 9-6.

In Figura 9-6 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 alla 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 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 terremoti e collassi dei settori esterni del blocco risorgente del Monte Epomeo. La volumetria delle *debris avalanche* è stimata in circa 0.1 km³ 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).

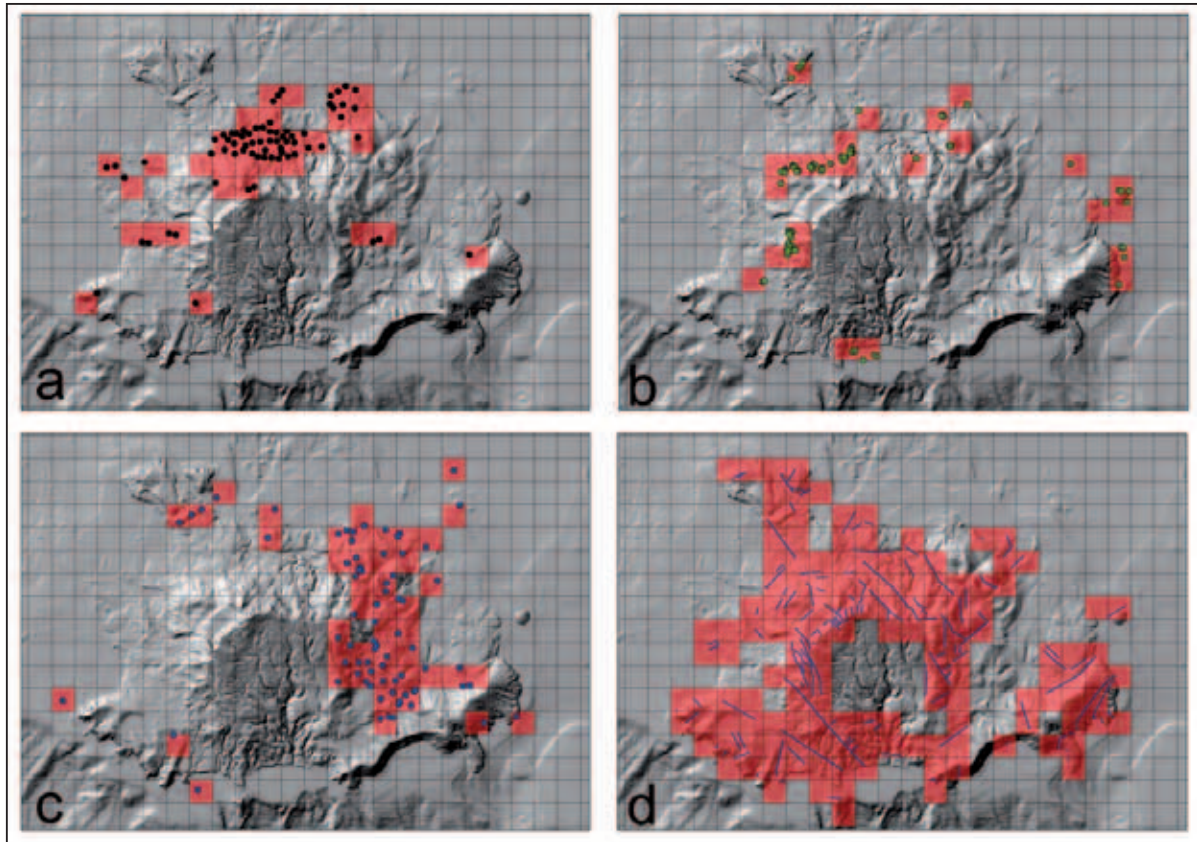


Fig 9-5 - L'isola di Ischia è stata suddivisa in quadrati con cella di 500x500 m, per ogni cella della griglia è stata valutata la presenza o assenza di ognuno dei parametri presi in considerazione in Fig.9-4 ottenendo delle mappe di tipo Booleano. Ogni cella della griglia acquisisce in questo modo un valore di 1 (presenza) o di 0 (assenza).

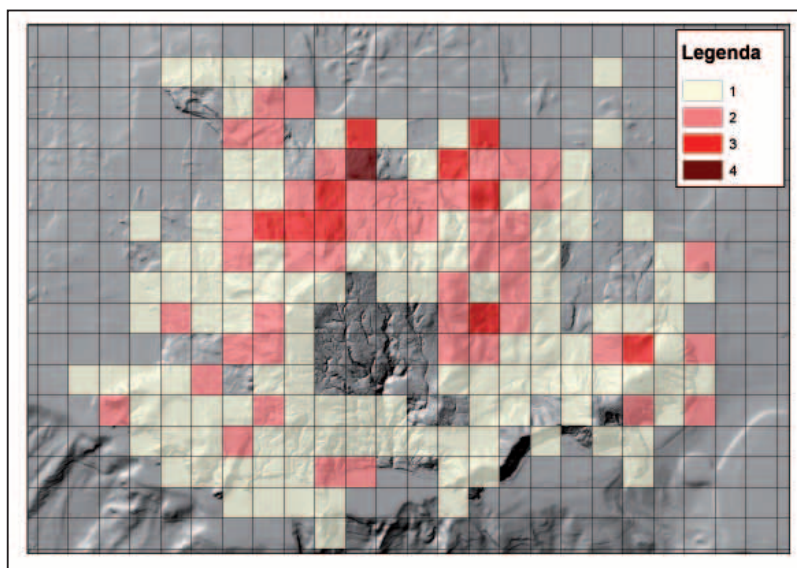


Fig 9-6 - La valutazione della probabilità di apertura di bocche per ogni singola cella della griglia è stata ottenuta sommando i valori delle griglie di Fig 9-5.

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, nell'area dell'Arenella, e nel 2009 nel settore settentrionale, nell'area di Casamicciola.

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 alterazione idrotermale. 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 della loro 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 infatti evidenziato l'esistenza di un sistema geotermico ad alta temperatura ($\sim 240^\circ C$) alla profondità di circa 1.000 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. 9.7).

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 sono presenti evidenze mineralogiche e tessiturali che testimoniano un'alterazione idrotermale che ha interessato queste aree 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 plagioclasti, 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 ($4 < \text{pH} < 7$).
- *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.

Fig 9-7 - Area di alterazione idrotermale attiva di Rione Bocca.



Lo studio mineralogico e petrografico delle unità che costituiscono il blocco risorgente del Monte Epomeo (unità del tufo verde del Monte Epomeo, unità dei Frassitelli e unità 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 idrotermali	Stile di Alterazione	Paragenesi di alterazione idrotermale	Temperatura di formazione stimata (°C)
<i>Facies (1)</i>	pervasiva	strati misti illite/smectite	120-140
<i>Facies (2)</i>	poco pervasiva	zeoliti+strati misti illite/smectite	150-160
<i>Facies (3)</i>	molto pervasiva	phengite+albite+adularia±illite	220-230
<i>Facies (4)</i>	molto pervasiva	strati misti clorite/smectite+albite+adularia ±calcite±pirite±monazite	220-230

Tab. 9-2 - Tabella riassuntiva delle paragenesi di alterazione idrotermale delle unità vulcaniche del blocco risorgente del Monte Epomeo e temperature stimate sulla base di geotermometri mineralogici e delle associazioni mineralogiche di alterazione.

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 fenocristalli di sanidino, plagioclasio e clinopirosseno. La paragenesi mineralogica d'alterazione idrotermale è dominata dalla presenza di strati misti I/S criprocristallini. 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 criprocristallini 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 una 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 perforati 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 (Fig. 9-8), 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. 9-9) e proviene da pozzi poco profondi, a testimonianza della origine sostanzialmente meteorica, con contributi locali di CO₂ derivanti da vapori di origine profonda; è caratterizzata da elevate temperature, fino a 90°C, e basse salinità. Le acque bicarbonato solfato sodiche (3) possiedono tempe-

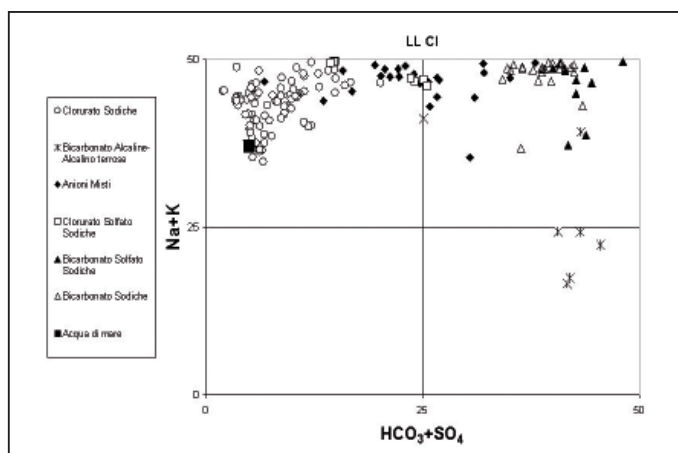


Fig. 9-8 - Diagramma LL-Cl di Langelier-Ludwig relativo alle acque termali di Ischia.



Fig. 9-9 - Distribuzione delle facies idrogeochimiche sull'isola d'Ischia.

rature comprese tra i 50 e gli 80°C e salinità intermedie (Total Dissolved Solids - TDS ~5.000mg/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 geochemici 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 e di Bagni, ubicate nel comune di Casamicciola Terme. La famiglia clorurato solfato sodica (4) si trova nelle località di Succivo, a sud dell'isola e Monterone, nei pressi di Monte Nuovo, e 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 alla costa, soprattutto nella zona di Ischia porto, con temperature e salinità molto variabili (tra 24 e 90°C e tra 1.513 e 46.000 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. La distribuzione delle famiglie chimiche sull'isola è visibile in Figura 9-9. 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 CO₂. Pertanto non sarebbe corretto parlare di "cuneo salino" in senso stretto, come normalmente si intende nel suo significato idrogeologico per i settori costieri.

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 idrogeochimiche 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. 9-10).

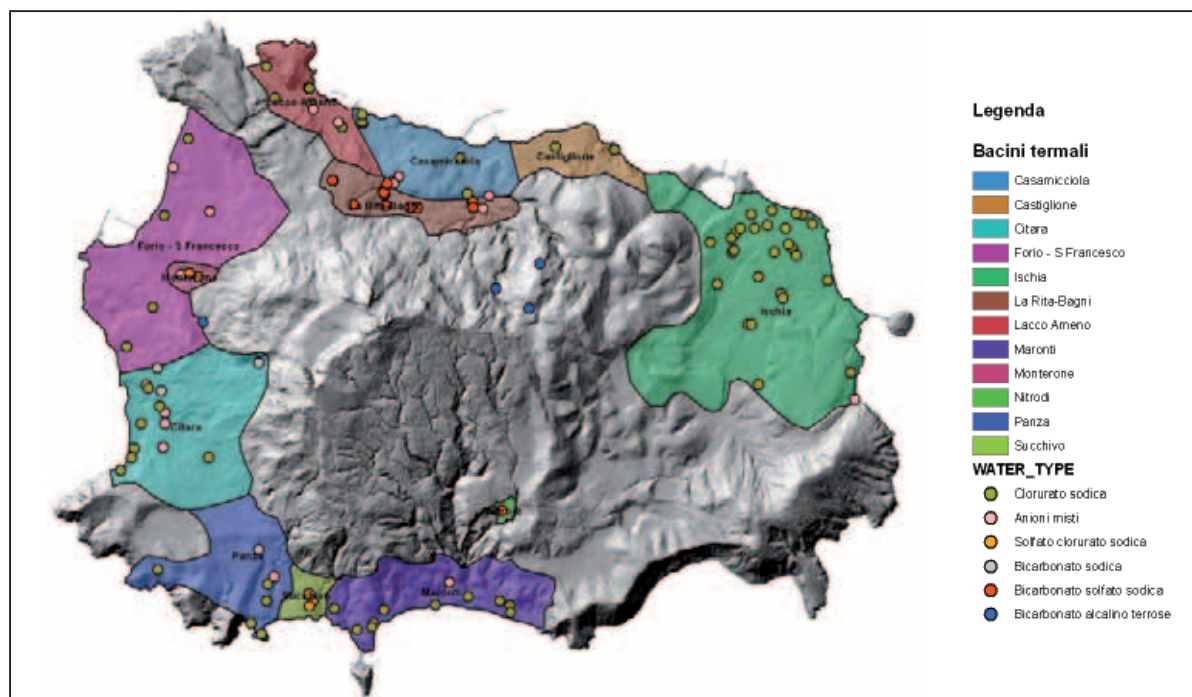


Fig. 9-10 - Suddivisione dell'isola d'Ischia in bacini termali e *facies* idrogeochimiche rilevate.

X - RIASSUNTO ESTESO

L'approccio multidisciplinare impiegato nel Progetto CARG Ischia e la estensione dei rilievi di geologia subacquea e di geologia marina alle aree marine circostanti l'isola consente oggi di avere un quadro di conoscenza molto più ampio del precedente e di comprendere la reale estensione del complesso Ischitano, la sua importanza nella evoluzione dell'area vulcanica campana e la dinamica evolutiva che caratterizza il campo vulcanico. I rilievi geologici sono stati eseguiti in conformità con le linee guida del Servizio Geologico Nazionale. Sono state utilizzate le UBSU (Unità a limiti inconformi), definite sulla base della presenza di discontinuità evidenti, dimostrabili e significative, delimitanti alla base ed al tetto ciascuna unità. L'analisi complessiva dei dati batimetrici, geofisici e vulcanologici-geochimici raccolti e presenti in letteratura rivela che l'isola d'Ischia rappresenta la parte emersa di un grande campo vulcanico che si estende da Procida ai vulcani sottomarini dell'*off-shore* occidentale ischitano (Fig. 3-1). I rilievi geologici ed i rilievi sismici a mare mostrano che nelle successioni dell'isola si intercalano numerose unità legate ad attività esplosiva, talora di elevata magnitudo, avente bocche eruttive esterne ad Ischia. Tra queste unità le piroclastiti della Secca d'Ischia, i tufi di Citara, i tufi di Sant'Angelo, di Monte Cotto, di San Michele, i tufi di San Montano ed i depositi pliniani di Russo.

Il campo vulcanico si sviluppa su un'area grossolanamente ellittica, allungata in direzione circa est-ovest (Fig. 3-1), ed appare formato da vulcani di dimensioni relativamente piccole, da strutture calderiche quale quella ischitana legata alle grandi eruzioni esplosive pliniane ed ignimbriche del sintema del Rifugio di San Nicola e da strutture di probabile origine calderica, la cui esistenza è suggerita dalla morfologia del fondale marino e dai dati di sismica a riflessione, localizzate nell'*off-shore* occidentale dell'isola.

La attività di Ischia antica si sviluppa da più di 150 ka a circa 75 ka fa con un vulcanismo areale dominato da coni di tufo idromagmatici, duomi lavici affioranti in areali ristretti (blocchi tettonizzati) tra Punta Imperatore, Punta Chiarito-Sorgeto, Sant'Angelo e Punta della Signora, Scarrupata di Barano, Carta Romana, Ischia Ponte. Le successioni antiche sono ricoperte da depositi piroclastici legati ad eruzioni esplosive avvenute intorno a 130 ka, legate

a meccanismi di fontanamento da centri e fratture eruttive alimentate da magmi trachitici fortemente alcalini. I depositi di questo tipo di eruzioni, che sono comuni nella storia eruttiva di Ischia, sono rappresentati dai banchi di scorie saldate che si estendono da Ischia Ponte, al Torone, a Monte di Vezzi. Le successive unità laviche di Punta Imperatore e di Sant'Angelo sono interessate da una superficie di abrasione marina con associate sabbie fossilifere sviluppata tra 117 e 98 ka.

Depositi dell'attività esplosiva di tipo pliniano ed ignimbrítico, avvenuta intorno ai 98 ka fa in forma molto più intensa di quella del Vezzi-Torone, formati da sequenze di livelli di pomici pliniane e depositi di breccie piroclastiche co-ignimbrítiche sono esposti a Punta Imperatore, Sant'Angelo e San Pancrazio. Questi depositi, nella letteratura precedente erroneamente attribuiti alla eruzione del Tufo Verde dell'Epomeo, sono stati qui compresi nelle unità piroclastiche della spiaggia di Agnone. Purtroppo l'intensa tettonizzazione e l'attività vulcanica successiva non consentono di avanzare ipotesi sull'area sorgente di queste piroclastiti; tuttavia i nuovi dati consentono di evidenziare che una attività esplosiva molto intensa si è sviluppata ad Ischia intorno ai 100 ka.

Il periodo successivo compreso tra i 98 ka ed i 73 ka registra esclusivamente l'effusione di lave nell'area NO, Duomo del Vico e SE, lava di Parata. Questo periodo a vulcanicità molto bassa rappresenta probabilmente il preludio alla successiva crisi esplosiva parossistica. I depositi piroclastici emessi tra 73 ka e 56 ka formano il sintema di Rifugio San Nicola che comprende i depositi di più di 10 eruzioni esplosive di magnitudo molto elevata. Apre questa fase evolutiva di Ischia l'eruzione trachibasaltica del canale d'Ischia inferiore, seguita dalla messa in posto delle piroclastiti di Pignatiello, formate da vari strati di pomici pliniane trachitiche e depositi di *ash flow* con paleosuoli intercalati emesse probabilmente dal settore centrale dell'isola e disperse verso NE su Procida ed i Campi Flegrei. Con le eruzioni pliniane di Pignatiello ha inizio la formazione della caldera di Ischia, struttura di collasso polifasata che raggiungerà la forma attuale alla fine del ciclo eruttivo parossistico. Le sequenze insulari della Formazione di Pignatiello sono più complesse di quelle distali esposte su Procida e sul Monte di Procida comprendendo anche depositi di centri locali esplosivi ed effusivi (zona di *Olummo*) e depositi subpliniani a minore dispersione areale. Anche la composizione dei magmi trachitici eruttati presenta variazioni abbastanza importanti. L'esistenza di una caldera legata a Pignatiello è testimoniata oltre che dalla tipologia pliniana degli eventi, che comporta in genere la formazione di strutture vulcaniche negative di collasso, anche dal rinvenimento, alla base della successione ignimbrítica del blocco risorgente dell'Epomeo, di sedimenti marini epiclastici siltosi fossiliferi (unità di Cava Celario) che indicano una fase di sedimentazione di epiclastiti in ambiente marino successiva a Pignatiello e precedente alle grandi unità ignimbrítiche del Monte Epomeo. La sedimentazione di queste epiclastiti è avvenuta con tutta probabilità in una caldera invasa dal mare. A tetto delle piroclastiti di Pignatiello si collocano i prodotti trachibasaltici del Canale d'Ischia superiore (Formiche di Vivara) e di Fiumicello (centro eruttivo dell'*off-shore* settentrionale di Procida), seguiti dai depositi di almeno 3 grandi eruzioni, pliniane evolventi ad ignimbrítiche, in ordine stratigrafico dalla più antica alla più recente, i tufi del Pizzone, dei Frassitelli ed il Tufo Verde del Monte Epomeo.

Relativamente ai prodotti cartografati attribuibili a queste tre grandi eruzioni nella carta geologica sono state distinte diverse unità. Tre unità ignimbrítiche massive molto spesse (lo spessore cumulativo totale supera i 600-700 m), con associati livelli di breccia piroclastica formano il blocco risorgente dell'Epomeo. Queste rappresentano *facies* di deposizione intracalderica di correnti di densità piroclastica, sedimentate in ambiente marino, legate a meccanismi eruttivi di fontana collassante attivi con tutta probabilità contemporaneamente al collasso calderico. Questi depositi stati individuati da perforazioni geotermiche nel sottosuolo della caldera in aree non interessate dalla risorgenza. I sondaggi mostrano situazioni stratigrafiche simili a quelle presenti nel blocco sollevato. Le correnti di densità piroclastica che hanno sedimentato le *facies* intracalderiche ispessite hanno anche disperso depositi ignimbrítici nelle aree marine circostanti l'isola. Infatti i rilievi di simica a riflessione hanno permesso di ricostruire un vasto plateau ignimbrítico che si estende per chilometri intorno all'isola. Il top del plateau forma una superficie suborizzontale, ben evidente nelle linee sismiche, che si collega agli affioramenti di ignimbriti cineritiche saldate esposte sulla falesia marina occidentale del Monte di Procida, tra l'isolotto di San Martino e Torregaveta, nei Campi Flegrei continentali.

Sui rilievi collinari insulari a tetto delle sequenze complesse di Ischia antica i depositi legati a queste eruzioni ignimbrítiche mostrano caratteristiche diverse (*facies* di alto morfologico) e sono rappresentate da depositi di

fallout di pomici e brecce co-ignimbritiche impoverite in fini e ricche in litici (Breccia de Il Porticello e Breccia di Sant'Angelo). Queste unità sono correlate ad una delle grandi eruzioni che formano la successione del blocco risorgente.

A tetto di queste unità si collocano le piroclastiti della Secca d'Ischia datate in questo lavoro a circa 60 ka. Queste piroclastiti sono rappresentate da cunei piroclastici formati da depositi di caduta pliniani e di flussi ignimbritici e soprattutto idromagmatici (*surge*), legati ad attività esplosiva di tipo pliniano evolvente a fontana collassante ed idromagmatica. Formano un cuneo piroclastico aggradato sull'alto morfologico del Torone e sulla Scarrupata di Barano, con provenienza dal grande centro eruttivo della Secca d'Ischia. I rilievi sismici a riflessione eseguiti da Punta della Pisciazza con direzione Est Sud-Est mostrano che il vulcano, eroso nella sua parte sommitale da una superficie di abrasione marina sviluppata intorno ai -30 m, è formato da materiali stratificati riflettenti disposti in giacitura quaquaversale, probabilmente corrispondenti a tufi stratificati, che ben si correlano con i tufi e le piroclastiti stratificate che ricoprono il versante a mare del Torone. I depositi stratificati ricoprono una unità reflection free correlabile con litologie ignimbritiche, correlabile con i depositi di colata cineritica, descritti in precedenza, dei tufi del Pizzone, dei Frassitelli e del Tufo Verde del Monte Epomeo. I depositi di caduta pomice pliniani e le cineriti associate alle piroclastiti della Secca d'Ischia ricoprono Procida ed i Campi Flegrei continentali, evidenziando che l'evento esplosivo della Secca d'Ischia è un evento di magnitudo molto elevata, eruzione pliniana evolvente a idromagmatica; questo si colloca a conclusione della crisi esplosiva che intorno a 60 ka avviene nel campo vulcanico ischitano.

Le analisi petrografiche, mineralogiche e geochemiche dei tufi saldati e delle colate di cenere e pomici intracalderiche delle unità che formano il blocco risorgente hanno fornito un importante risultato per la comprensione dei processi che hanno interessato la caldera ischitana. La successione dei tufi mostra una trasformazione idrotermale pervasiva dell'intera sequenza, con formazione di ignimbriti propilitizzate nella parte inferiore e di tufi fillitizzati ed argillificati nella parte alta, mettendo in evidenza che la successione dell'Epomeo è stata interessata da circolazione idrotermale di alta temperatura. Il processo di circolazione idrotermale che ha trasformato i vetri ed i fenocristalli delle ignimbriti basali del Pizzone in una associazione mineralogica costituita da adularia, albite, minerali a strati-misti clorite-illite e clorite smectite, titanite, pirite (dai dati geotermometrici formatasi a 220-240° C) è tipico dei serbatoi dei campi geotermici ad alta temperatura; l'alterazione idrotermale delle unità superiori, Tufo Verde del Monte Epomeo, che si è sviluppata in maniera pervasiva con prevalenza di minerali argillosi associati a minerali a strati misti, zeoliti ecc. rappresenta invece la tipica trasformazione idrotermale delle coperture impermeabili dei campi geotermici. Dati geochemici, isotopi stabili sulle fasi minerali, dimostrano che la circolazione idrotermale si è sviluppata in presenza di circolazione attiva di acqua di mare. La stessa zoneografia di alterazione idrotermale e la stessa stratigrafia delle unità ignimbritiche è stata individuata anche nelle perforazioni geotermiche profonde, effettuate sull'isola negli anni 50, nella zona a monte di Citara, in prossimità dell'esteso campo fumarolico di Rione Bocca-il Cuotto, sviluppato in corrispondenza del sistema di faglie dirette verticali che svincola il blocco risorgente rispetto all'area relativamente stabile della caldera, e nell'area dei Maronti-Sant'Angelo anch'essa al piede delle faglie verticali che svincolano a sud il blocco risorgente.

Questi dati mostrano che il blocco risorgente della caldera di Ischia sollevato di poco meno di 1.000 metri rispetto alle aree limitrofe della caldera è un esempio raro, forse unico, di esumazione di un campo geotermico in una caldera attiva. Perché si è generato un sistema idrotermale così diffuso e così pervasivo all'interno della caldera ischitana? La risposta è da ricercare nella struttura del campo vulcanico, caratterizzato da una caldera polifasata probabilmente in approfondimento ed allargamento nel corso delle grandi eruzioni ignimbritiche, nell'accumulo delle unità ignimbritiche ad alta temperatura delle diverse eruzioni parossistiche nelle fasi di sprofondamento sin-eruttivo della caldera e soprattutto nel sistema di alimentazione del campo vulcanico caratterizzato da un sistema magmatico di alimentazione di dimensioni molto grandi (>100 km³) di tipo laccolitico (RITTMANN & GOTTINI 1980) impostato a bassa profondità (tra 1.000 e 2.000 m) e contenente trachiti ad elevata temperatura, circa 1.000°C. Le ignimbriti del sistema del Rifugio di San Nicola aggradata nella struttura calderica in presenza di una anomalia termica molto intensa, superficiale ed estesa arealmente, sono state completamente idrotermalizzate in ambiente marino nel periodo immediatamente successivo alle eruzioni parossistiche ignimbritiche. L'inizio della

risorgenza del centro della caldera, causata con tutta probabilità da una importante rialimentazione magmatica del laccolite ischitano, ha favorito la circolazione idrotermale pervasiva nelle ignimbriti probabilmente anche a causa di un intenso trasferimento di massa ed energia per degassamento delle nuove masse magmatiche intruse superficialmente.

A riprova della ricostruzione presentata, uno dei risultati più importanti ed innovativi nella geologia ischitana ed in particolare nell'assetto del blocco risorgente, è stata la individuazione a Rione Bocca di corpi subvulcanici di discrete dimensioni, spiniformi, con associate brecce probabilmente di idrofratturazione ricche in clasti di sieniti idrotermalizzate. Queste spine intrudono, deformano con un sistema di faglie e fratture e sollevano i tufi idrotermalizzati della successione dell'Epomeo. Questi corpi subvulcanici rappresentano apofisi superficiali di corpi intrusivi presenti a bassa profondità al disotto dell'Epomeo e coincidono con la zona di massimo sollevamento del blocco risorgente. Oggi sono sede di circolazione idrotermale molto intensa e di flusso di calore elevato veicolando in maniera efficace la circolazione idrotermale sulla faglia verticale bordiera della struttura sollevata.

Riassumendo, quindi l'acme esplosivo avvenuto nel campo vulcanico per lo più intorno ai 60 ka (tra 73 e 56 ka) provoca la formazione di una struttura calderica regionale parzialmente colmata da depositi ignimbritici con diverso grado di saldatura; nella conca calderica invasa dal mare i depositi piroclastici vengono rapidamente idrotermalizzati sotto l'influenza di un sistema idrotermale dominato da acqua di mare, il cui motore termico è rappresentato dal laccolite trachitico intruso a bassa profondità. Nel periodo successivo la caldera ischitana si riattiva e, con un meccanismo connesso alla rialimentazione della camera magmatica, la parte centrale della caldera si solleva andando progressivamente a formare il blocco poligonale del Monte Epomeo. L'inizio della risorgenza non è ben vincolato da dati geocronologici, ma vari dati concorrono a suggerire che l'uplift inizia probabilmente subito dopo la crisi esplosiva conclusa intorno a 56 ka. Tufi gialli stratificati appoggiati alla faglia bordiera occidentale ed aventi età comprese tra 38 e 33 ka testimoniano che il blocco dell'Epomeo era già largamente sollevato in questo intervallo di tempo. Inoltre a nord del blocco sollevato si forma un cuneo epiclastico marino spesso qualche centinaio di metri, un vero e proprio apron sedimentario sottomarino, con depositi litificati (epiclastiti delle unità di Campomanno e Colle Jetto) derivanti dalla erosione accelerata dei tufi idrotermalizzati del blocco risorgente; queste unità si estendono anche a mare in tutta l'area settentrionale di Ischia, come suggeriscono le linee sismiche registrate a nord dell'isola. Questi sono ricoperti in discordanza da sedimenti fossiliferi ricchi in quarzo derivanti da apporti continentali (probabilmente dalla Piana del Volturno) riferiti al Pleistocene superiore (argille e sabbie di cava Leccie). Anche questi dati confermano che il sollevamento della porzione centrale della caldera è iniziato in ambiente sottomarino, probabilmente poco dopo la formazione della caldera stessa, avvenuta intorno a 60-56 ka, proseguendo successivamente sino ad epoca storica.

Il vulcanismo post-risorgenza si presenta molto attivo con centri eruttivi dispersi sull'intero campo vulcanico. Bocche eruttive che hanno dato origine alle piroclastiti di Ciglio, ai tufi di Serrara-Cava Petrella, Pizzi Bianchi, Maronti, Testaccio (unità facenti parte del subsistema di Fontana Fasano) sono localizzate sulle faglie bordiere del blocco risorgente. Inoltre si attivano vulcani localizzati nelle aree marine del campo vulcanico quali il cono di tufo di San Michele (off-shore dei Maronti), il cono di tufo di Citara, di Monte Cotto (off-shore di Punta della Signora), di Grotta dello Spuntatore. I rilievi sismici effettuati mostrano nell'area marina occidentale del campo vulcanico numerose unità sismostratigrafiche fittamente stratificate, posizionate a tetto delle unità sismostratigrafiche ben correlabili con le ignimbriti del sistema del Rifugio di San Nicola. Queste sono da ricondurre, nella nostra interpretazione, ad attività di centri eruttivi dell'*off-shore* occidentale di Ischia. Un vulcanismo post-ignimbriti del sistema del Rifugio di San Nicola si è poi probabilmente sviluppato con vari centri eruttivi a notevoli distanze dall'isola, nelle aree dei banchi di Forio, Banco Mazzella, Banco Rittmann. Questo vulcanismo è segnalato dalle linee sismiche ad alta risoluzione che evidenziano unità sismostratigrafiche fittamente stratificate ed aventi geometrie che possono essere riconducibili a centri di emissione, crateri e probabilmente a strutture di collasso. Questi apparati, di cui non si hanno evidenze dirette, ma che coincidono con anomalie magnetiche anche intense, sono localizzati sul limite della scarpata continentale e rappresentano un interessante tema per investigazioni e studi futuri. L'attività esplosiva più recente si sviluppa nel settore SO ed O dell'isola e nelle aree marine prossime

all'isola negli stessi quadranti del campo vulcanico. Per lo più i centri eruttivi sono di tipo esplosivo ma non mancano a terra i duomi lavici e le colate di lava (Grotta del Mavone). I depositi si collocano tra circa 30 ka e circa 18 ka e sono stati raccolti nella parte basale del sintema dell'Isola d'Ischia, subsintema di Campotese. Quest'ultimo comprende depositi di varie eruzioni pliniane avvenute nell'area marina ad occidente dell'isola (piroclastiti di Russo), le numerose unità di scorie saldate di Ischia occidentale (Scarrupo di Panza-La Nave, Pilaro ecc.) eruttate da crateri localizzati sul bordo della piattaforma e sulla scarpata continentale, le piroclastiti idromagmatiche di Punta Imperatore eruttate da un centro eruttivo localizzato nell'*off-shore* di Citara. Purtroppo, l'azione del mare e probabilmente i collassi gravitativi che hanno interessato la scarpata continentale non hanno preservato i crateri e gli edifici di questi vulcani, con l'eccezione del cratere di La Nave, ben visibile anche nelle linee sismiche *sparker*. L'intensa attività esplosiva del settore occidentale è accompagnata da vulcanismo intenso anche nel settore orientale. A Procida magmi primitivi basaltici alimentano intorno a 18-19 ka il cono di tufo di Solchiaro che precede la messa in posto del duomo colata di S. Anna e di eruzioni esplosive, quali quelle delle pomici di Mormile nell'area di Ischia orientale.

La messa in posto dei duomi di Costa Sparaina e di Trippodi, avvenuta tra 16 e 14 ka sulle faglie bordiere orientali dell'Epomeo, concorre probabilmente all'ulteriore sollevamento del blocco centrale risorgente.

Il periodo successivo vede un rallentamento del vulcanismo che all'inizio dell'Olocene si localizza nel settore settentrionale del campo vulcanico: tra 8 e 6 ka si attivano centri esplosivi idromagmatici nell'area oggi occupata dal Complesso del Rotaro. A questa attività sono da ascrivere i tufi di Cava del Puzzillo e di Casamicciola e la messa in posto dei duomi della Fundera e del complesso dello Zaro. In questo periodo si osserva un cambiamento nel sistema di alimentazione, infatti i magmi eruttati sono in genere trachiti caratterizzate da presenza di *mixing-mingling* con shoshoniti.

Il blocco risorgente del Monte Epomeo subisce un ulteriore sollevamento ed i fianchi occidentale (versante di Forio), settentrionale (versante di Casamicciola) e meridionale (versante dei Maronti) subiscono diffusi collassi di settore con la messa in posto di *debris avalanche* molto estese che ricoprono i versanti, le zone costiere e le aree marine raggiungendo distanze dell'ordine di 10 km dalla costa a nord ed ovest e di circa 40 km a sud (CHIOCCI *et alii* 2006), dando origine ai depositi che caratterizzano le morfologie dei fondali marini circostanti l'isola. I depositi di *debris avalanche* sono ricoperti nei settori emersi insulari da sedimenti marini associati a superfici terrazzate ben visibili nell'area di Lacco Ameno, Casamicciola e nel settore meridionale dell'anfiteatro di Serrara Fontana. Nelle aree marine circostanti l'isola i depositi di *debris avalanche* sono ricoperti da spessori ridotti di sedimenti di piattaforma interna prossimale (depositi di blocchi e ciottoli formati dallo stesso materiale delle *debris avalanche*, depositi sabbiosi da grossolani a fini e depositi di sabbie pelitiche e peliti). Sui depositi di *debris avalanche* si osservano inoltre vari ordini di terrazzi che si sviluppano alle quote di -5, -10 e -20 m. Questi terrazzi riflettono sia l'innalzamento del livello del mare avvenuto negli ultimi 10.000 anni sia movimenti verticali di sollevamento e subsidenza dell'intero campo vulcanico, legati con tutta probabilità alla evoluzione del sistema magmatico ischitano.

XI - EXTENDED ABSTRACT

The multidisciplinary approach used in Project CARG 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 3.1). 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 di 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 3.1). 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, Scarrupata di Barano and Ischia Ponte, 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 Monte Epomeo Green Tuff; here these were included in the pyroclastic units of the Spiaggia di Agnone and probably correlated 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, prelude 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 Pignatiello eruptions open this phase. Several layers of plinian trachytic pumice with interbeds of paleosoils and ash flow deposits form Pignatiello 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 Pignatiello eruptions. The existence of a caldera is also demonstrated by the presence of epiclastic marine fossiliferous sediments (Cava Celario Unit), at the bottom of the ignimbrites forming the succession of the Mt. Epomeo resurgent block. Trachibasaltic hydromagmatic eruptions, Canale d'Ischia superiore pyroclastics, occur at the top of the Pignatiello pyroclastics. These are followed by deposits of at least 3 large plinian-ignimbritic eruptions; in stratigraphic order from the oldest to the most recent, the tuffs of Pizzone, of Frassitelli and the Tufo Verde del Monte 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 in this work 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 southeastern 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 outcrop 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 geochronological 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 Jetto 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 Isola d'Ischia" synthem, Campotese subsynthem. 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, ecc.). 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 feed 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 appear 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 (side of Forio), northern (side of Casamicciola) and southern (side of 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 from 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 60m 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 1302 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 - 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. & 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.
- 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. & LOMBARDI S. (1997). *Active tectonics and resurgence at Ischia Island (Southern Italy)*. Il Quaternario, **10** (2), 427-432.
- 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 gravitative 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., MASTROLERENZO 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** (1988), (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., 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 off 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, **XXX**:98-108
- 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.
- 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.
- 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., CIPITELLI 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: McGuire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (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. (GAMBI M.C., DE LAURO M., JANNUZZI F. Eds.), Mem. Acc. Sc. Fis. e Matem. In 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. (GAMBI M.C., DE LAURO M., JANNUZZI F. Eds.), Mem. Acc. Sc. Fis. e Matem. In Napoli, **5**, 3-25.
- 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. & 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 - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992). *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**, 203 pp.
- COCCO E. (2001). *La fascia costiera della Campania*. In "L'ambiente geologico della Campania", Vallario A.(ed), CUEN, Napoli, 149-166.
- 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.
- 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., DE MAGISTRIS M.A. & IACONO Y. (1995). *Caratteri geoambientali, erosione e degrado delle coste dell'Isola d'Ischia (Campania)*. Mem. Geogr., N.S. **1**, 199-209.
- 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. & 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.
- 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.
- D'ARGENIO B., AIELLO G., DE ALTERIIS G., MILIA A., SACCHI M., TONIELLI R., BUDILLON F., CHIOCCI F.L., CONFORTI A., DE LAURO M., D'ISANTO C., ESPOSITO E., FERRARO L., INSINGA D., IORIO M., MARSELLA E., MOLISSO F., MORRA V., PASSARO S., PELOSI N., PORFIDO S., RASPINI A., RUGGIERI S., TERRANOVA C., VILARDO G. & VIOLANTE C. (2004). *Digital elevation model of the Naples Bay and adjacent areas, Eastern Tyrrhenian sea*. 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: GAMBI 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**, 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 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., a XI, 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 morfoevolutivo 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.
- 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.
- 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.
- 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: GAMBI 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.
- 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**, 971-980.
- GIALANELLA C. (1994). *Pithecula: 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. Orien., Nuova Serie n. 1, Napoli.
- GILLOT P. Y., CHIESA S., PASQUARÈ G. & VEZZOLI L. (1982). *< 33000 yr K-Ar dating of the volcano-tectonic 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», vol. **1**: 3-36, Balkema, Rotterdam.
- 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., 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.
- IPPOLITO F. (1942). *Su alcuni pozzi profondi del Napoletano*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 5 3.
- ISAIA R., MARIANELLI P. & SBRANA A. (2009) - *Caldera unrest prior to intense volcanism in Campi Flegrei (Italy) at 4.0 ka B.P.: Implications for caldera dynamics and future eruptive scenarios*. Geophys. Res. Lett. **36**, L21303, doi:10.1029/2009GL04051
- ITALIANO A. (1984) - *Microfossili nelle argille di Casamicciola*. Atti Centro di studi sull'Isola di Ischia - Ricerche contributi e memorie periodo 1970-1984, **II**, Tip. Cortese, Napoli

- ITALIANO A. (1994) - *Evoluzione geomorfologica dell'Isola d'Ischia e archeologia*. In: "Ann. Arch. e Storia Antica", Dip. di Studi del mondo classico e del Mediterraneo antico. Ist. Univ. Orien., Nuova Serie n. 1, Napoli.
- 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. & TRIBALTO G. (1971). *Rilevamento gravimetrico di dettaglio dell'Isola d'Ischia (Napoli)*. Boll. Serv. Geologico d'Italia, vol. XCII, Roma.
- 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.
- MARSELLA E., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., DE LAURO M., FERRARO L., MOLISSO F., MONTI L., PELOSI N., TOCCACELI R., 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. Neuberg, 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. & TORRENTE M. M. (1999). *Tectonics and stratigraphic architecture of a per-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 301-318.
- 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*. Geo-Mar. Lett., **20**, 101-108.
- MOLIN P., ACOCELLA V. & FUNICIELLO R. (2003). *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. & ZANCHI A. (1991). *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**, 1-11.
- ORSI G., GALLO G., HEIKEN G., WOHLKET K., YU E. & BONANI G. (1992). *A comprehensive study of pumice formation and dispersal; the Cretaceous Tephra of Ischia (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**, 329-354.
- 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. & TORRE M. (1981). *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (2), 173-214.
- 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.
- 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. & 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**, 159-191.
- PENTA F. (1954). *Ricerche e studi sui fenomeni esalativo-idrotermali ed il problema delle forze endogene*. *Ann. Geofis.*, **7**, 1-94.
- 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 Siciliae cum viventium tum in tellure Tertiaria fossilium quae in itinere suo*. *Halis Saxsonum (Halle Saxsony)*, E. 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**, 190-196.
- 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.
- 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.
- RIITMANN A. & GOTTINI V. (1980). *L' Isola d'Ischia*. *Geologia*. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **101**, 131-274.
- RIITMANN 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.
- ROSI M., SBRANA A. & VEZZOLI L. (1988). *Stratigrafia delle isole di Procida e di Vivara*. *Boll. GNV*, **IV**, 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. & D'ANDREA M. (1994). *Il rischio vulcanico*. In V. Di Donna, A.Vallario (editori) "L'ambiente , Risorse e rischi", Liguori editore, Napoli, 130-150.
- SCANDONE R. (1990). *Chaotic collapse of calderas*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **423**, 285-302.
- SEGRE A.G. (1967). *Geological map of the Island of Ischia*. *Serv. Geol. D'Italia*, Roma.
- SIEBERT, L. (1984). *Large volcanic debris-avalanches, characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 163-197.
- TIBALDI A. & VEZZOLI L. (2000). *Late Quaternary monoclinial 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 tsunami 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 del "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 (Ed. L. Picarelli), 309-315.
- ZUPPETTA A., SAVA A. & ZUPPETTA C. (1993). *Evoluzione vulcano-tettonica dell' Isola d'Ischia, un modello per gli ultimi 35 Ka di attività*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**, 353-369.

