



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 413

BORGO GRAPPA ISOLE PONZIANE

Redazione scientifica: **S. D'Angelo**⁽³⁾

Aree emerse insulari

a cura di: **D. De Rita**⁽¹⁾, **C. Cimarelli**⁽¹⁾, **A. M. Conte**⁽²⁾, **D. Dolfi**⁽¹⁾, **M. Fabbri**⁽¹⁾

Aree emerse peninsulari

a cura di: **C. D'Ambrogio**⁽³⁾, **V. Ricci**⁽³⁾

Aree Sommerse

a cura di: **F.L. Chiocci**⁽⁴⁾, **E. Martorelli**⁽⁴⁾

Caratteri petrografici, petrochimici e geocronologici degli affioramenti vulcanici

a cura di: **A.M. Conte**⁽²⁾, **D. Dolfi**⁽¹⁾

Caratteri geomorfologici degli affioramenti vulcanici

a cura di: **E. Martorelli**⁽⁴⁾, **A. M. Conte**⁽²⁾

Stratigrafia dei depositi di piattaforma a cura di: **E. Martorelli**⁽⁴⁾, **F.L. Chiocci**⁽⁴⁾

Sedimenti affioranti a cura di: **E. Martorelli**⁽⁴⁾, **F.L. Chiocci**⁽⁴⁾

con contributi di: *Basamento carbonatico*: **J. Pignatti**⁽⁴⁾

Neotettonica: **A. Sposato**⁽⁵⁾

Instabilità sottomarina: **A. Sposato**⁽⁵⁾, **P. Tommasi**⁽⁵⁾

Sismostratigrafia: **F. Falese**⁽⁴⁾

Geologia tecnica e applicata: **L. Lombardi**⁽⁶⁾

(1) - Università degli Studi Roma Tre;

(2) - CNR-IGG-Roma;

(3) - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia;

(4) - Sapienza Università di Roma;

(5) - CNR-IGAG-Roma;

(6) - Libero professionista

Ente realizzatore:



Servizio Geologico d'Italia

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia:

C. Campobasso

Responsabile:

F. Galluzzo

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

Revisione scientifica: **R. Bonomo, V. Ricci** (aree emerse peninsulari)

A. Fiorentino (aree sommerse)

Informatizzazione e revisione per la banca dati:

L. Battaglini

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

S. Falcetti

INDICE

PARTE I

NOTE ILLUSTRATIVE DELL'ARCIPELAGO PONTINO OCCIDENTALE

I	- INTRODUZIONE	»	7
II	- CENNI STORICI	»	11
1.	- PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	11
2.	- PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	20
III	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOMORFOLOGICO E OCEANOGRAFICO	»	23
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	»	23
2.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	23
3.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	24
4.	- INQUADRAMENTO OCEANOGRAFICO PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	25
4.1.	- CIRCOLAZIONE DELLE ACQUE	»	25
4.2.	- VENTI E MOTO ONDOSO	»	28
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	31
V	- METODOLOGIA	»	35
1.	- RILEVAMENTO DELLA PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	35
2.	- RILEVAMENTO DELLA PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO	»	41
VI	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE DELL'ARCIPELAGO	»	47
1.	- UNITÀ PRE-VULCANICHE	»	47
1.1.	- UNITÀ DI CALA DELL'ACQUA (AQA)	»	47
1.2.	- UNITÀ DI CAPO NEGRO (NEG)	»	48
1.3.	- COMPLESSO DI MONTE PELLEGRINO (PEG)	»	49
1.4.	- UNITÀ DE IL VARO (VOR)	»	49
1.5.	- UNITÀ DI SAN SILVERIO (VEO)	»	50
2.	- LITOSOMA PONZA	»	50
2.1.	- UNITÀ DI CALA DEL CORE (UCO)	»	52
2.2.	- UNITÀ DI MONTE TRAMONTANA (TTN)	»	53

3.	- SINTEMA CHIAIA DI LUNA (CHL)	»	54
3.1.	- LITOSOMA MONTE GUARDIA.....	»	54
3.2.	- UNITÀ DI PARATA DEGLI SCOTTI (PGO)	»	54
3.3.	- UNITÀ DI PUNTA DELLA GUARDIA (PUD)	»	58
3.4.	- UNITÀ DI MONTE GUARNIERE (GUA)	»	58
4.	- SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU)	»	59
4.1.	- SINTEMA ZANNONE (ZNS)	»	60
4.2.	- UNITÀ DI LE FORNA (LFR)	»	60
4.3.	- UNITÀ DI PUNTA LEVANTE (LVT)	»	61
5.	- UNITÀ OLOCENICHE	»	61
5.1.	- UNITÀ DI PUNTA VIAGGIO (VGG)	»	61
5.1.1.	- <i>Depositi di spiaggia</i> (g ₂)	»	61
5.1.2.	- <i>Depositi alluvionali</i> (b)	»	62
5.1.3.	- <i>Detrito di falda</i> (a ₃)	»	62
5.1.4.	- <i>Deposito di frana</i> (a ₁)	»	62
5.1.5.	- <i>Discarica</i> (h ₁)	»	62

VII	- CARATTERI MINERALOGICI E PETROCHIMICI DELLE VULCANITI DELLE ISOLE PONTINE OCCIDENTALI DELL'ARCIPELAGO (PONZA, ZANNONE E PALMAROLA).....	»	63
1.	- INTRODUZIONE	»	63
2.	- VULCANITI RIOLITICHE.....	»	64
3.	- VULCANITI TRACHITICHE.....	»	68

VIII	- CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE DELL'ARCIPELAGO	»	71
1.	- FORMAZIONI VULCANICHE SOTTOMARINE	»	71
2.	- CARATTERI PETROGRAFICI, GEOCHIMICI E GEOCRONOLOGICI	»	74
2.1.	- SETTORE PONZA-ZANNONE.....	»	75
2.1.1.	- <i>Rioliti</i>	»	75
2.1.2.	- <i>Trachiti</i>	»	76
2.2.	- PALMAROLA.....	»	76
2.3.	- PALMAROLA, SETTORE SUD-OCCIDENTALE.....	»	78
3.	- FACIES MORFO-ACUSTICHE E MORFOLOGIA DEGLI AFFIORAMENTI ROCCIOSI	»	80
3.1.	- TIPI DI FACIES	»	80
4.	- CARATTERI GEOMORFOLOGICI DEGLI AFFIORAMENTI VULCANICI	»	81
4.1.	- SETTORE PONZA-ZANNONE	»	81
4.2.	- LATO OCCIDENTALE DELL'ISOLA DI PONZA.....	»	82
4.3.	- LATO SUD-ORIENTALE DELL'ISOLA DI PONZA E SCOGLIO LA BOTTE.....	»	83
4.4.	- SETTORE NORD-OCCIDENTALE E SUD-OCCIDENTALE DELL'ISOLA DI PALMAROLA.....	»	84
5.	- SINTESI DEI DATI E CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE.....	»	86
6.	- BASAMENTO CARBONATICO	»	88

IX	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA	» 89
1.	- INTRODUZIONE	» 89
1.1.	- TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI (TDS)	» 90
2.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 92
2.1.	- INCORFORMITÀ DI BASE	» 94
2.2.	- DEPOSITI DI CADUTA E BASSO STAZIONAMENTO (FST+LST)	» 95
2.3.	- DEPOSITI DI ETÀ POST-GLACIALE-TRASGRESSIONI E DI ALTO STAZIONAMENTO (TST+HST)	» 98
3.	- SEQUENZA/E DEPOSIZIONALI PRECEDENTI L'ULTIMO CICLO GLACIO-EUSTATICO	» 101
4.	- SEDIMENTAZIONE CARBONATICA IN AREE TEMPERATE	» 104
4.1.	- TESSITURA	» 107
4.2.	- COMPOSIZIONE	» 109
5.	- UNITÀ DEPOSIZIONALI	» 111
5.1.	- PRATERIA A FANEROGAME MARINE (g₄)	» 112
5.2.	- DEPOSITI DEL PRISMA LITORALE (g₁₁)	» 113
5.2.1.	- <i>Facies a</i>) "fine"	» 113
5.2.2.	- <i>Facies b</i>) "grossolana"	» 113
5.3.	- DEPOSITI BIOCLASTICI (g₁₂)	» 114
5.4.	- DEPOSITI BIOCLASTICI RIELABORATI DA CORRENTI (g₁₆)	» 114
5.4.1.	- <i>Facies a</i>) "grossolano prevalente"	» 117
5.4.2.	- <i>Facies b</i>) "grossolano subordinato"	» 117
5.5.	- CORPI LITOIDI ORGANOGENI, BIOTHEMA (g₁₃)	» 117
5.6.	- DEPOSITI BIOCLASTICI DA SMANTELLAMENTO DI BIOTHEMA (g₁₄)	» 118
5.7.	- DEPOSITI PALINSESTI (m₉)	» 120
5.8.	- DEPOSITI DI SCARPATA CONTINENTALI (m₂)	» 120
6.	- INDIZI DI NEOTETTONICA	» 121
X	- GEOMORFOLOGIA	» 123
1.	- CARATTERI MORFOLOGICI E STRUTTURALI DELLE AREE EMERSE DELL'ARCIPELAGO	» 123
2.	- CARATTERI MORFOLOGICI E STRUTTURALI DELL'AREA SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO	» 127
2.1.	- INSTABILITÀ SOTTOMARINA	» 130
2.1.1.	- <i>Piattaforma continentale</i>	» 130
2.1.2.	- <i>Scarpata continentale</i>	» 134
2.2.	- LINEAMENTI ASSOCIATI ALLA PRESENZA DI GAS NEI SEDIMENTI	» 136
XI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	» 139
1.	- IDROGEOLOGIA: L'ISOLA DI PONZA	» 139
2.	- IDROGEOLOGIA DELLE ISOLE DI PALMAROLA E DI ZANNONE	» 142

PARTE II

NOTE ILLUSTRATIVE DELL'AREA PENINSULARE-BORGO GRAPPA

XII - CENNI STORICI	» 145
1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 145
2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 146
XIII - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	» 147
XIV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 149
1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 149
2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 151
XV - METODOLOGIA DI RILEVAMENTO	» 153
1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 153
2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE	» 154
XVI - STRATIGRAFIA	» 155
1. - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE PENINSULARE	» 155
1.1. - SABBIA ROSSA PONTINA (RPA)	» 155
1.1.1. - <i>Deposito eolico (d)</i>	» 157
1.1.2. - <i>Deposito alluvionale (b)</i>	» 158
1.1.3. - <i>Deposito antropico (h)</i>	» 158
2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA	» 158
2.1. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 158
2.1.1. - <i>Depositi di basso stazionamento (LST)</i>	» 158
2.1.2. - <i>Paleovalvei sepolti</i>	» 159
2.1.3. - <i>Dep. post-glaciali (trasgressivi e di alto stazionamento TST+HST)</i>	» 161
2.2. - UNITÀ DEPOSIZIONALI	» 163
2.2.1. - <i>Prateria a fanerogame marine (g₄)</i>	» 164
2.2.2. - <i>Depositi della spiaggia sommersa (g₈)</i>	» 165
2.2.3. - <i>Depositi del prisma litorale (g₁₁)</i>	» 165
2.2.4. - <i>Deposito di transizione alla piattaforma (g₁₁)</i>	» 166
2.2.5. - <i>Deposito bioclastico da smantellamento di bioherma (g₁₄)</i>	» 166
2.2.6. - <i>Depositi di piattaforma (g₁₈)</i>	» 166
2.2.7. - <i>Depositi relitti (m₁₀)</i>	» 167
XVII - CARATTERI MORFOLOGICI	» 169
1. - GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE PENINSULARI ...	» 169
2. - GEOMORFOLOGIA DELLA PARTE SOMMERSA PENINSULARE.....	» 172
2.1. - LINEAMENTI ASSOCIATI ALLA PRESENZA DI GAS NEI SEDIMENTI.....	» 175
XVIII - GEOLOGIA APPLICATA	» 177
1. - EROSIONE COSTIERA.....	» 177
2. - LAGHI COSTIERI.....	» 178
BIBLIOGRAFIA	» 179

PARTE I

NOTE ILLUSTRATIVE DELL'ARCIPELAGO PONTINO OCCIDENTALE

I - INTRODUZIONE

L'area rappresentata nel Foglio 413 "Borgo Grappa" alla scala 1:50.000 dell'IGMI include il gruppo nord occidentale delle isole dell'Arcipelago Pontino, con i fondali circostanti, una piccola porzione della pianura pontina e un tratto di piattaforma continentale ad essa antistante. Nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 sono presenti dunque aree geograficamente distanti (fig. 1). Per comodità di consultazione, queste Note sono state organizzate in due parti: nella prima viene descritta l'area dell'Arcipelago rappresentata nel riquadro interno, nella seconda parte viene descritta l'area continentale appartenente alla costa tirrenica del Lazio meridionale.

La cartografia precedente risale al 1960, è relativa alle sole aree emerse ed è rappresentata nel Foglio 170 Terracina della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

Il coordinamento del Foglio è stato realizzato dal Servizio Geologico d'Italia, come pure il rilevamento dell'area di pianura compresa tra il lago di Fogliano ed il lago di Caprolace, mentre la cartografia dell'area emersa delle isole è stata realizzata tramite una convenzione tra Servizio Geologico d'Italia e Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma 3. Entrambe le aree sono state rilevate alla scala 1:10.000 su basi tecniche regionali. La cartografia delle aree sommerse che circondano le isole ed il tratto di piattaforma continentale antistante la piana laziale è il risultato di una convenzione tra Servizio Geologico d'Italia e CONISMA - Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi "La Sapienza" di Roma ed è stata rilevata con un dettaglio pari alla scala 1:25.000.

Questo Foglio riveste una particolare importanza nella sperimentazione delle metodologie di rilevamento della piattaforma continentale italiana, previste dalle "Linee guida per il rilevamento geologico, la cartografia e l'infor-

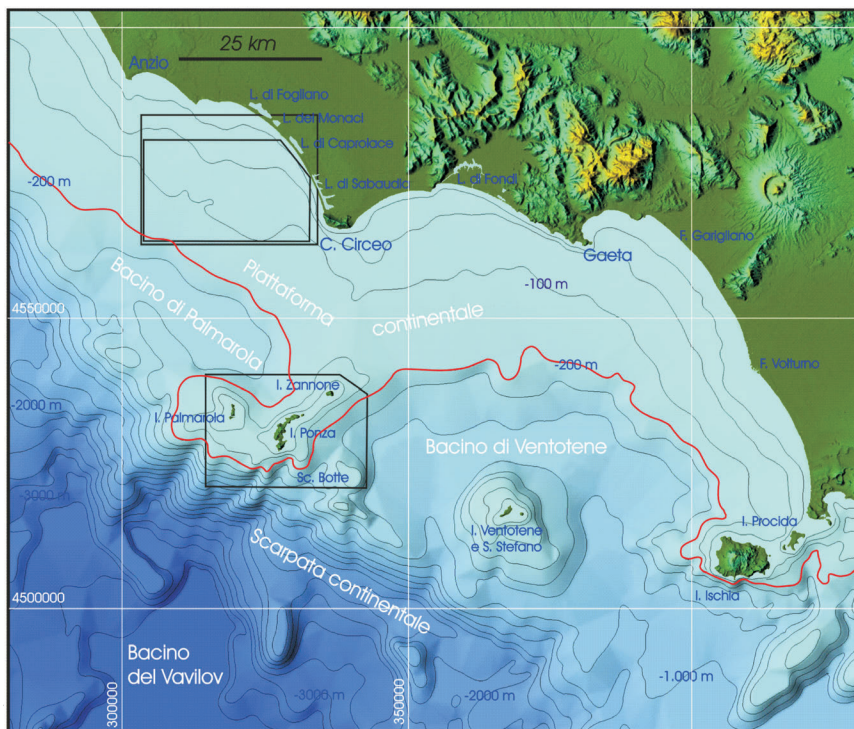


Fig. 1 - Fisiografia del margine ed ubicazione dei due settori rappresentati nel Foglio.

matizzazione della banca dati delle aree marine ricadenti nei fogli del progetto “CARG” (QUADERNI DEL SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA SERIE III, 2009). La parte sommersa delle Isole Pontine Occidentali è di particolare interesse poiché caratterizzata dalla presenza di unità deposizionali attuali e sub-attuali, con sedimentazione bioclastico-carbonatica prevalente, che si differenzia in maniera significativa rispetto a quella del margine laziale, e più in generale dalla gran parte dei margini italiani, dominata da sedimentazione detritica di origine prevalentemente fluviale. Dal punto di vista della cartografia geologica l’area rappresenta quindi un caso limite tra le situazioni comunemente riscontrate. Ciò ha determinato variazioni sostanziali sia nella metodologia di prospezione che in quella interpretativa; in particolare per quest’ultima è stato possibile applicare solo in parte i principi stratigrafico-sequenziali con la definizione delle unità a limiti inconformi.

Per quel che riguarda l’avanzamento delle conoscenze scientifiche, le ricadute degli studi realizzati nell’ambito del Foglio sono piuttosto rilevanti. Infatti, grazie alla disponibilità di nuovi dati e al contributo integrato di diverse discipline (petrografia, sedimentologia, biologia, ecc.) si è reso possibile uno studio che ha

fornito nuove conoscenze sulla sedimentazione carbonatica in aree temperate e la vulcanologia dell'Arcipelago Pontino.

Particolarmente utile ed importante si è rivelato il lavoro di rilevamento della parte emersa dell'arcipelago, non solo per la metodologia innovativa adottata che ha previsto un criterio misto (unità litostratigrafiche a limiti inconformi e litostratigrafia) ma perché i risultati congiunti a quelli ottenuti per il rilevamento dell'area costiera hanno permesso di correlare alcune superfici di ordine gerarchico superiore presenti sia sulle isole che sulla terraferma, istituendo in questo modo un supersintema di valenza regionale la cui estensione arriva almeno alle coste del Lazio settentrionale (supersintema Aurelio-Pontino). Tale risultato è stato possibile attraverso il riconoscimento di una superficie di abrasione marina presente sull'isola di Zannone mai riconosciuta prima e attraverso la reinterpretazione di una ben nota superficie marina presente sull'isola di Ponza a cui era stata attribuita un'età più antica di quella evidenziata attraverso gli studi stratigrafici nel presente lavoro. La nuova organizzazione stratigrafica ha permesso anche una ricostruzione degli eventi vulcanici diversa da quella finora avanzata.

Dunque, l'organizzazione stratigrafica delle unità adottata nell'elaborazione del foglio si è rivelata essenziale per la risoluzione dell'evoluzione dell'arcipelago anche in relazione all'evoluzione della costa tirrenica, dando un importante contributo alla valutazione dell'entità dei sollevamenti regionali durante le fasi vulcaniche che hanno interessato il margine tirrenico. Il riesame delle relazioni geometriche di terreno tra unità vulcaniche e sedimentarie affioranti a Zannone ha anche permesso di formulare nuove ipotesi sul significato delle deformazioni strutturali che hanno interessato le unità sedimentarie e che erano state fino ad ora interpretate in modo contraddittorio.

La realizzazione di questo foglio ha inoltre permesso la sperimentazione delle procedure di informatizzazione degli elementi marini presenti nei Fogli CARG, fase che completa la messa a punto delle nuove linee guida alle aree marine alla scala 1:50.000.

I diversi aspetti della ricerca sono stati sviluppati grazie alla collaborazione di numerose persone; oltre agli Autori che hanno fornito il loro contributo nei diversi capitoli, si vogliono ricordare G. Civitelli, C. Chimenz, D. Basso, C. Altobelli, N. Abdellah, A. Bosman, per gli studi sulla parte sommersa.



II - CENNI STORICI

1. - PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO

(a cura di C. CIMARELLI, D. DE RITA & M. FABBRI)

Le Isole Pontine sono state oggetto di studi geologici a partire dalla seconda metà del secolo diciottesimo.

Le prime informazioni sulla geologia delle isole ci vengono dagli studi di HAMILTON (1776) e di DOLOMIEU (1788), il quale scrisse la prima monografia geologica dell'isola di Ponza. Più tardi, nel 1794, il naturalista veneto, abate Fortis, pubblicò una serie di osservazioni litologiche sulle isole.

Negli anni compresi tra il 1841 ed il 1882, furono prodotti i primi lavori a carattere petrografico. Le vulcaniti di Ponza furono concordemente ascritte a fenomenologie esplosive subaeree (ABICH, 1841; JUDD, 1875; DOELTER, 1876; VON RATH, 1886), ed identificate via via come brecce, conglomerati, tufi, agglomerati pomicei, per lo più a composizione trachitica o genericamente altamente silicea.

Fu SABATINI nel 1893, nel suo lavoro sulla geologia delle Isole Pontine (corredato da una Carta Geologica in scala 1:50.000), il primo a riconoscere l'origine sottomarina delle vulcaniti pontine, descritte come "Tufi riolitico-vetrosi dovuti ad emissioni acide di una o più eruzioni sottomarine, attraversati da filoni di riolite con quarzo globulare". Secondo l'Autore, inoltre, al contatto tra il tufo e la riolite, fenomeni di metamorfismo avrebbero originato la "retinite". Sabatini imputa ad attività sottomarina anche il "Tufo stratificato" e il "Tufo rosso" sottostanti la lava di Monte Guardia, definita "Andesite augitica" e considerata la roccia più recente messa in posto dopo l'emersione dell'isola. Sabatini non fornisce però un'età assoluta delle varie unità.

Sabatini studiò anche la geologia dell'isola di Zannone. Riconobbe che l'isola è quasi interamente formata da un'unica roccia riolitica, e notò in accordo a DOELTER (1876), una certa affinità tra le rocce che costituiscono l'isola di Zannone con quelle affioranti sull'isola di Ponza presso Cala Gaetano. Secondo Sabatini queste rocce appartenerebbero ad un'unica "colata o filone" che comprenderebbe anche gli scogli tra le due isole.

Per quanto riguarda le unità sedimentarie affioranti nel settore nord di Zannone, le descrisse come “termini stratificati di origine esterna” tra i quali comprese scisti e calcari. I primi, precedenti per età ai calcari, furono divisi in “scisti grigio-chiari lucidi” e “scisti neri”. Gli scisti neri non affiorano in modo continuo e sono costituiti nella parte superiore da un calcare nero argilloso dall’aspetto scaglioso.

Al di sopra degli scisti e separati da una discordanza stratigrafica affiorano calcari compatti grigio-nerastri che mostrano alterazione al contatto con la riolite. Di tutte queste rocce non viene fornita alcuna età.

SAVELLI (1943), descrive i giacimenti di bentonite presenti nella parte nord-occidentale dell’isola di Ponza ricostruendo l’assetto geologico dell’area di cava. Con l’ausilio di una sezione geologica viene messo in evidenza per la prima volta come, alla profondità di 20 m al di sotto del livello del mare, le vulcaniti alterate siano “nettamente adagiate su una grande platea cenozoica, costituita da un calcare petro-selcioso” di cui viene riportata la composizione chimica. Nella sua nota, l’Autore sostiene che il calcare costituisce il basamento sedimentario dell’isola, poiché viene incontrato in sondaggio in diverse località nella parte nord-occidentale.

Negli anni ’50 SEGRE pubblica una serie di note scaturite dal rilevamento delle isole pontine finalizzato alla pubblicazione, avvenuta nel 1960, del Foglio 170 Terracina della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000.

Di rilievo sono le notizie concernenti la presenza di indizi che testimonierebbero degli spostamenti del battente marino (SEGRE, 1950). Tali indizi sarebbero ben evidenti a Ponza e a Palmarola, meno a Zannone. A Zannone, tracce non sempre chiare di terrazzamenti sarebbero presenti tra le quote 65 e 70 m s.l.m. Il terrazzamento più distinto si troverebbe a quota 35 m s.l.m., sul versante sud dell’isola. Secondo lo stesso Autore le superfici di terrazzamento sarebbero da mettere in relazione all’evoluzione vulcanica dell’isola piuttosto che ai fenomeni di eustatismo.

SEGRE (1952), segnala l’esistenza sull’isola di Ponza, di sabbie organogene talora molto cementate e rubefatte, post-tirreniane, attribuibili ad ambiente eolico. Sull’isola di Palmarola segnala la presenza di sedimenti ciottolosi di spiaggia affioranti su una superficie terrazzata (11-12 m s.l.m.) in prossimità di Punta Viaggio e riferibili al Tirreniano, per la presenza di specie oggi rare o a carattere temperato caldo. Segre ipotizza, inoltre, che eventuali apprezzabili sollevamenti in queste isole siano avvenuti prima del Pleistocene medio. Infatti, la serie di tufi chiari riolitici basali si presenta troncata, sia a Ponza che a Palmarola, da una superficie continua, posta ad una quota di circa 70-80 m s.l.m., ricoperta da un banco di ciottoloni riolitici di chiara provenienza marina, la cui età non è certa ma comunque riferibile al Pleistocene inferiore o anche al Pliocene. A tal proposito, Segre ipotizza che il ritrovamento di un frammento rimaneggiato di *Chlamys angeloni* MENECH, riferibile al Pliocene, nei depositi tirreniani di Palmarola, potrebbe provenire proprio dal deposito ciottoloso marino di Ponza. Secondo l’Autore comunque il terrazzo di 70-80 m si sarebbe prodotto prima dell’eruzione dell’andesite di Monte Guardia a Ponza.

In un ulteriore lavoro del 1953 osserva, confermando quanto già affermato da SABATINI (1893), che le isole di Ponza, Palmarola e Zannone sono comprese nell'isobata -100 m, all'interno di una morfologia forse di età post-tirreniana, che almeno in parte ricalca un modellamento più antico. Per quanto riguarda Zannone, Segre descrive dettagliatamente tutta la serie affiorante. I terreni più antichi sarebbero costituiti da una serie di scisti sericitici, con immersione da 15° a 40° NO e una potenza di circa 20 m, sormontanti un'arenaria quarzosa grigio-verde chiara a cui si intercalano filladi, in strati anche di 50 cm, e che verso l'alto finiscono per predominare, diventando fittamente fogliettate e abbondantemente sericitiche, con quarzo lenticolare e noduli di pirite. Queste rocce, prive di traccia organica, sarebbero di difficile attribuzione cronologica. Segre ricorda comunque che facies analoghe si trovano, oltre che nelle Alpi Occidentali, in Sardegna, in Corsica ed in Calabria e potrebbero in qualche modo rammentare termini compresi nelle serie dei Calcescisti (*Schistes lustrées*). La serie continuerebbe con calcari dolomitici scuri senza tracce organiche, e dolomie chiare fossilifere, con inclinazione degli strati che aumenta da E verso O, da 35° a 70° NO, interessate da un sistema di faglie e fratture. Queste rocce vengono attribuite dall'Autore al Retico per l'abbondanza di megalodonti e, per quanto riguarda la parte inferiore, con dovute riserve, al Norico.

Al di sopra è presente la formazione della "Scaglia rossa" cretacea, contenente *Globotruncana stuarti* LAPP., *Globotruncana leopoldi* BOLLI e *Gumbelina globulosa* EHREMB. Tutti i terreni sono ricoperti in discordanza da una serie di calcari marnosi, marne scure, marne policrome e arenarie riferiti al flysch oligocenico.

In discordanza con i terreni precedenti e prima delle vulcaniti, localmente, si trova un'argilla grigio-turchina gessifera tentativamente attribuita al Messiniano sup.

Sempre secondo Segre, le rocce vulcaniche sono costituite da una liparite molto chiara, vacuolare, generalmente caolinizzata, e da tufi liparitici. Le frequenti mineralizzazioni della riolite e della serie sedimentaria, l'abbondanza di quarzo in geodi e le alterazioni della dolomia e delle filladi sericitiche, testimoniano come siano avvenute fino in tempi recenti attività mineralizzanti post-eruttive e fumaroliche. La distribuzione di questi caratteri porta Segre ad affermare che Zannone sia proprio un punto di emissione, localizzatosi lungo la dislocazione tra le filladi e le dolomie. Sempre secondo Segre il vulcanismo di Zannone, Palmarola, e Ponza, sarebbe riferibile al Pliocene antico, ed eventualmente la sola andesite di Monte Guardia, a Ponza, sarebbe del Pliocene medio o dubitativamente del Pleistocene inferiore.

Il Quaternario è costituito da un limitato lembo di ciottoli liparitici, immersi in cemento terroso derivante dal disfacimento dei tufi e coperto da una quarantina di centimetri di detrito liparitico angoloso con cemento lateritico contenente industria eneolitica su ossidiana. Il deposito è di incerta attribuzione, per la mancanza di tracce organiche.

Dal punto di vista strutturale Segre individua come elemento principale la "faglia di compressione del nucleo triassico sulle filladi disposte ad anticlina-

le con asse obliquo rispetto alla fronte dolomitica quasi meridiana". Le dolomie sarebbero interessate da un sistema di fratture con andamento quasi normale al piano della dislocazione principale. La stessa ripida "troncatura" dell'isola tra Capo Negro e Punta Lauro sarebbe dovuta secondo l'Autore, alla presenza di un'importante faglia ad andamento NO-SE, parallela alla depressione morfologica del Cavone del Lauro, che avrebbe ribassato il settore SO dell'isola e rialzato il settore NE. Un *set* di faglie minori ma di stessa direzione avrebbe causato la fratturazione del substrato e sarebbe stato "riempito di breccia riolitica".

Secondo Segre il primo elemento è ascrivibile ad una tettonica compressiva che avrebbe interessato i terreni più antichi, mentre la dislocazione NO-SE potrebbe essere datata all'Oligocene superiore. Tale deformazione avrebbe successivamente prodotto la frantumazione del nucleo dolomitico e lo scivolamento sui suoi versanti della Scaglia e del flysch. Una ripresa della tettonica, legata alla più recente attività vulcanica alcalino-potassica dell'isola di Ventotene avrebbe ulteriormente contribuito al disfacimento delle dolomie e alla fase fumarolico-idrotermale a cui sono imputabili le mineralizzazioni di Zannone e in parte le bentoniti di Ponza e Gavi.

Maggiormente dedicato allo studio stratigrafico e strutturale delle unità sedimentarie affioranti a Zannone è il lavoro di PAROTTO & PRATURLON (1975).

Gli Autori descrivono le serie prevulcaniche affioranti sull'isola di Zannone e per la prima volta propongono una correlazione delle unità sedimentarie presenti a Zannone con formazioni analoghe della serie Toscana. Le rocce metamorfiche, note in letteratura con il nome di "*schistes lustrés*" sono di età probabilmente triassica e sono costituite da filliti quarzoso-sericitiche, passanti verso il basso con contatto tettonico di natura indeterminata ad arenarie compatte grigio verdi. Verso l'alto si passa a dolomie e calcari dolomitici con stromatoliti, dasycladacee e megalodonti, attribuibili al Norico-Retico, che presentano locali alternanze di calcari in "facies Portoro". Lo spessore di queste formazioni raggiungerebbe almeno i 600-700 metri. Al di sopra di una superficie di discontinuità è presente il flysch paleogenico, costituito da calcari marnosi, marne policrome, marne nere con lignite e arenarie con intercalazioni di "Alberese". Alla base del flysch sono presenti lenti di "Scaglia rossa" con resti di *Globotruncana* e *Gumbelina*. Localmente tra il flysch e le unità vulcaniche sono presenti orizzonti discontinui di marne grigio-bluastré gessifere. Per l'età, gli Autori fanno riferimento al Foglio Terracina (scala 1:100.000) dove queste argille vengono attribuite al Miocene. Secondo gli Autori i dati di affioramento non sono sufficienti per elaborare un'interpretazione dell'assetto strutturale di Zannone, anche se le unità riscontrate sono correlabili ad analoghe unità presenti nell'Appennino in serie Toscana.

A proposito della classificazione geologica delle unità sedimentarie, di notevole interesse è il lavoro di DI SABATINO (1979), che tramite analisi petrologiche sostiene una forte similitudine tra le clastiti e peliti triassiche dell'isola di Zannone e le metamorfiti triassiche dei Monti Romani (Lazio nord occidentale).

Negli anni compresi tra il 1986 ed il 1994 viene pubblicata una serie di note relative alla storia più recente ed ai terrazzamenti visibili a diverse quote sulle tre isole. In un lavoro del 1986, CARRARA *et alii*, segnalano nell'isola di Palmarola la presenza di sedimenti marnoso-argillosi, attribuibili al Pliocene superiore per la presenza di *Globorotalia inflata* D'ORBIGNY, riferibili inoltre, per l'associazione microfaunistica presente, ad un ambiente di mare aperto, abbastanza profondo. Sempre secondo gli Autori, i sedimenti pliocenici indicherebbero che l'area sia stata interessata da una o più fasi tettoniche che ne avrebbero causato il sollevamento e l'emersione.

Successivamente, CARRARA & DAI PRÀ (1992), hanno attribuito un'età olocenica ai depositi marini terrazzati presenti sull'isola di Palmarola, i quali avrebbero inoltre subito un forte sollevamento a causa di movimenti tettonici e di basculamento connessi con deformazioni gravitative profonde.

CARRARA *et alii* (1994), correlano depositi continentali, superfici d'abrasione marina, depositi di spiaggia sollevati ed eolianiti alle variazioni del livello del mare succedutesi nel Quaternario. Il deposito sollevato di spiaggia più antico è situato nell'area di Monte Guardia a Ponza ed è stato riferito al Pleistocene inferiore poiché risulta ricoperto dalle piroclastiti datate a circa 1.1 Ma. Superfici d'abrasione sono presenti sia su Monte Guardia che su Monte Guarniere a Palmarola, comprese tra le quote di 200 e 170 m s.l.m., ricoperte da depositi ciottolosi di spiaggia e attribuite al tardo Pleistocene inferiore sulla base di evidenze geomorfologiche. È inoltre presente sull'isola di Ponza un sistema di superfici di abrasione marina affiorante a 100-120 m s.l.m., coperte da un paleosuolo fortemente alterato attribuibile al primo Pleistocene medio. Un'altra superficie di abrasione marina è presente sia su Ponza sia su Zannone, dove è anche ricoperta da depositi ciottolosi di spiaggia, ad una quota di 45-50 m s.l.m. Sono inoltre presenti depositi eolici che sulla base dell'epimerizzazione dell'isoleucina di gusci di molluschi e di datazioni radiometriche, vengono riferiti al Pleistocene superiore. L'innalzamento del livello del mare durante l'Olocene, insieme al sollevamento tettonico dell'area, sono testimoniati da solchi di battigia posti a 3 m s.l.m. nell'isola di Ponza e da depositi di spiaggia sollevati a più di 10 m s.l.m. nell'isola di Palmarola.

Durante gli anni '60 e negli anni a seguire vengono pubblicati una serie di lavori dedicati alla comprensione dell'evoluzione geo-vulcanologica delle isole. In alcuni di questi lavori l'accento è posto sulla comprensione dei meccanismi di formazione dei prodotti vulcanici sottomarini attraverso lo studio della stratigrafia e la distribuzione delle facies vulcaniche.

PICHLER (1965), per primo descrive in dettaglio il processo di frammentazione ialoclastica di una lava acida a contatto con l'acqua, utilizzando come esempio chiave le rocce affioranti a Ponza. L'Autore spiega l'esistenza delle diverse facies osservate con l'occorrenza di diversi gradi di brecciazione ialoclastica, relazionando i prodotti vulcanici basali di Ponza allo sviluppo, da nord a sud dell'isola, di un complesso di duomi acidi sottomarini.

Secondo BARBERI *et alii* (1967), i prodotti vulcanici più antichi presenti a Ponza sarebbero il prodotto della frantumazione di colate vetrose alimentate da

duomi appiattiti di lava riolitica, fuoriuscita a temperatura elevata, a più riprese, in un intervallo di tempo che va da circa 5 Ma a circa 1.9 Ma. Sarebbe poi seguita l'attività di Palmarola (1.7-1.6 Ma) con la risalita di lave acide leggermente differenziate (rioliti sodiche con K/Rb molto basso). Dopo un periodo di stasi - identificato da una superficie di erosione continua su tutta la parte meridionale dell'isola di Ponza e posta ad una quota di circa 70 m, su cui poggiano depositi marini - si sarebbe passati a fasi alterne di attività esplosiva e di rimaneggiamento dei prodotti piroclastici a chimismo trachitico. La cupola trachitica di Monte Guardia a Ponza, rappresenterebbe l'ultimo episodio vulcanico datato circa 1.1 Ma. Sempre secondo gli Autori tutti i prodotti vulcanici di queste isole proverrebbero dalla stessa sorgente magmatica, come dimostrerebbe la concordanza dei rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intorno al valore medio di 0.7073. Gli Autori avanzano due ipotesi riguardo al magma sorgente concludendo comunque che si debba trattare di un magma piuttosto basico caratterizzato da un rapporto Rb/Sr relativamente basso.

Più specificamente dedicato al problema del significato delle facies presenti a Ponza è il lavoro di CARMASSI *et alii* (1983). Come BARBERI *et alii* (1967), gli Autori riconoscono più facies all'interno della successione vulcanica sottomarina di Ponza (facies litoide e ossidianacea dei dicchi e tre tipi di breccie con differente percentuale di matrice e scheletro), ma le riconducono allo stesso processo di messa in posto, di fatto ritenendole contemporanee. Distinguono inoltre prodotti a chimismo alcalino-potassico presenti nella parte meridionale dell'isola, relativi ad un'attività subaerea inizialmente a carattere idromagmatico, che terminerebbe con le colate di lava provenienti da Monte Guardia. In questo lavoro viene inoltre presentata una Carta delle anomalie di Bouguer in cui si evidenzia un minimo in prossimità del villaggio di Le Forna, legato alla presenza di vulcaniti alterate per azione idrotermale. Nella zona tra Punta La Guardia e Chiaia Luna è evidente un andamento decrescente dell'anomalia, attribuibile ad un sistema di faglie profonde che hanno interessato questa parte dell'isola. Nella parte meridionale, al contrario, si osserva un graduale incremento dei valori dell'anomalia verso il Tirreno, legato alla presenza del duomo trachitico di Monte Guardia.

SAVELLI (1983, 1987), riconosce tre fasi nell'attività vulcanica delle pontine occidentali. Le lave e le ialoclastiti riolitiche di Ponza avrebbero un'età radiometrica di circa 4.4 Ma (Pliocene medio) e costituirebbero i prodotti iniziali e più abbondanti, mentre a Palmarola le rioliti di Monte Tramontana fornirebbero un'età di circa 1.8 Ma (Pliocene superiore). Infine, l'attività costituita da trachiti e da rioliti sodiche, avrebbe un'età di circa 1.1 Ma (Pleistocene inferiore). Sempre secondo l'Autore i dati chimici delle rioliti antiche indicherebbero alcune differenze di composizione interpretabili come il risultato di raffreddamento e ricristallizzazione differenziali.

Secondo DE RITA *et alii* (1986, 1989), le isole pontine occidentali comprendono una serie di apparati vulcanici con attività sia sottomarina (Ponza e Palmarola), sia subaerea (Ponza e Zannone), con inizio dell'attività successivo al Pliocene superiore. Tale data viene attribuita in funzione dell'età delle argille di Palmarola (CARRARA *et alii*, 1986). Questa età sarebbe in accordo con consi-

derazioni strutturali sull'evoluzione del margine tirrenico e con fasi vulcaniche a carattere chimico-petrografico simile, sviluppatesi in questo stesso periodo lungo la fascia appenninica continentale. I prodotti vulcanici più antichi del settore centroseptentrionale dell'isola di Ponza e dell'intera isola di Palmarola sono legati ad un'unica fase vulcanica, di ambiente sottomarino, a carattere acido, riolitico-riodacitico e sono caratterizzati da più facies litologiche, che rappresentano il diverso grado di frammentazione subito dal fuso magmatico a contatto con l'acqua. A Zannone il vulcanismo se pur legato come origine e come chimismo a quello sottomarino di Ponza e Palmarola, si è sviluppato in ambiente subaereo e ha prodotto la messa in posto di lave e colate piroclastiche. L'attività finale, subaerea, si è sviluppata nel settore meridionale di Ponza con prodotti a chimismo trachitico. Gli Autori, inoltre, a seguito di un'analisi strutturale sulle varie unità prevulcaniche dell'isola di Zannone identificano 5 eventi principali di deformazione. Il primo, con direzione N75°O, ha interessato solamente l'unità metamorfica e può essere correlato con il ciclo Ercinico o Alpino. Il secondo, a direzione N60°E e trasporto verso ONO, è stato riscontrato solo nell'unità dolomitica ed è probabilmente di età miocenica. Durante la fase finale di questo evento deformativo si sarebbe verificata una estensione con asse orientato SSE, attraverso lo sviluppo di faglie normali. Al termine, si è avuta una fase di erosione. La terza fase deformativa con direzione NO-SE e trasporto verso NE, è visibile nell'unità metamorfica e nell'unità marnoso-calcareo. Questa fase ha prodotto principalmente deformazioni duttili come pieghe isoclinali e faglie nelle vene di quarzo. Durante questa fase, avvenuta tra il Miocene superiore e gli inizi del Pliocene inferiore, si è verificato il sovrascorrimento delle unità Meso-Cenozoiche. Le due ultime fasi hanno prodotto faglie e sistemi di fratture riscontrate sia nelle unità vulcaniche sia nella piattaforma continentale presente a largo, con direzioni prevalenti N 40°E, E-O, NO-SE e N-S. Sull'isola di Zannone sono presenti le prime due direzioni principali di deformazione.

VEZZOLI (1988), rivolge principalmente la sua attenzione all'attività finale alcalino potassica dell'isola di Ponza, suddividendo i depositi in due sequenze principali, separate dal terrazzo marino di quota 70 m s.l.m. Nella sequenza inferiore, caratterizzata da una forte interazione acqua-magma, vengono riconosciuti almeno otto centri eruttivi rappresentati dai tuff-cone di Bagno Vecchio, Scotti I, II, III, Chiaia di Luna, Punta del Fieno Nord e Punta del Fieno Sud, e dalle lave di Calzone Muto. La sequenza superiore risulterebbe caratterizzata essenzialmente da depositi freato-magmatici e di flusso piroclastico, di cui non sono stati identificati i centri di emissione, e dalle colate di Monte Guardia e di Punta della Guardia.

BELLUCCI *et alii* (1997), identificano a Ponza la presenza di tre direttici tettoniche principali. La più antica interessa solamente il basamento sedimentario meso-cenozoico, ha un andamento preferenziale NO-SE, un'età pliocenica, è probabilmente legata all'apertura del bacino tirrenico e sembrerebbe aver condizionato la risalita dei dicchi riolitici nel Pleistocene inferiore. Le altre due fasi tettoniche sono avvenute in due momenti differenti durante il Pleistocene infe-

riore; interessano le unità vulcaniche con andamenti NE-SO e E-O ed avrebbero condizionato la risalita del magma trachitico responsabile del vulcanismo subareo. A seguito di un'indagine gravimetrica, gli Autori propongono inoltre, un modello in cui le ialoclastiti riolitiche si sono messe in posto al di sopra di un basamento sedimentario Meso-Cenozoico, presente ad una quota di circa 300 m sotto il livello del mare. Sia il basamento sedimentario che le unità vulcaniche riolitiche sottomarine sarebbero state attraversate successivamente da dicchi riolitici. L'alto gravimetrico presente nell'area di Monte Guardia sarebbe interpretato come la risalita di un dicco trachitico in un'area di alto del basamento.

In un lavoro successivo BELLUCCI *et alii* (1999), ricostruiscono la stratigrafia delle isole di Ponza, Ventotene e Santo Stefano, utilizzando lo schema di classificazione stratigrafica delle (unità litostratigrafiche a limiti inconformi) proposto dal C.N.R. per la nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Il lavoro è corredato da una Carta Geologica alla scala 1:15.000. Superfici di erosione e paleosuoli consentono agli Autori di istituire quattro sistemi sull'isola di Ponza. Relitti di piccoli edifici vulcanici, o camini, sono stati utilizzati per l'identificazione di tre litosomi. I prodotti vulcanici comprendono le rioliti sottomarine (lave e ialoclastiti) e i depositi trachitici di ambiente di transizione e subareo (lave e piroclastiti). Secondo gli Autori il primo evento erosivo segue un'importante fase tettonica che ha parzialmente sollevato l'isola, mentre il secondo evento erosivo sarebbe successivo all'attività vulcano-tettonica che ha determinato l'emersione di tutta l'isola. L'inizio dell'attività sottomarina sarebbe o pliocenica, come affermano BARBERI *et alii* (1967), o del Pleistocene inferiore, secondo quanto affermano DE RITA *et alii* (1986). La fine dell'attività vulcanica sarebbe rappresentata dal piccolo centro de Le Formiche datato a 0.93 Ma.

SCUTTER *et alii* (1998), identificano nei prodotti riolitici sottomarini quattro gruppi principali di facies e attraverso l'analisi della loro distribuzione, sostengono che l'isola di Ponza e Gavi rappresentino quello che rimane di una colata di lava riolitica messasi in posto in ambiente subacqueo, successivamente alla crescita di piccoli duomi riolitici. La lava riolitica alterata in ialoclastite sarebbe stata poi interessata dall'intrusione di più dicchi riolitici.

In contrapposizione, DE RITA *et alii* (2001), affermano che il vulcanismo riolitico sottomarino tardo pliocenico dell'isola di Ponza, può essere interpretato, per quanto riguarda la geometria e la struttura, come l'equivalente subacqueo di un complesso di duomi. Vengono riconosciuti tre duomi coalescenti, coincidenti con i centri di Monte Pagliaro, Cala dell'Acqua e Cala Fontana, di circa 1 km di raggio e allineati lungo una frattura regionale ad andamento NE. I duomi si sono formati in un singolo episodio eruttivo costituito da più pulsazioni con la messa in posto di una grande varietà di facies. Ogni pulsazione ha prodotto intrusioni di magma responsabili delle faglie e delle fratture concentriche osservate in affioramento, che alla pulsazione successiva vengono riempite dal magma in risalita. Il vulcanismo, sempre secondo gli Autori, sarebbe contemporaneo a due complessi di duomi che si sviluppano lungo il margine tirrenico del Lazio, quello Cerite-Manziate e quello di Tolfa.

CONTE & DOLFI (2002), descrivono le rocce affioranti sull'isola di Ponza come composte da rioliti sottomarine di età pliocenica e da lave subaree di natura trachitica e comenditica. Le caratteristiche chimiche e isotopiche implicano differenti processi genetici ed evolutivi. Il magma pliocenico avrebbe subito un processo di cristallizzazione frazionata, e la locale risalita di fluidi idrotermali dalle porzioni più profonde del corpo magmatico, giustificerebbe la presenza di aree con valori anomali di arricchimento in silice. Le caratteristiche delle rioliti plioceniche meno frazionate sarebbero relazionate al coinvolgimento di materiale crostale durante l'evoluzione di un magma di derivazione mantellica. Processi di cristallizzazione frazionata e limitata assimilazione crostale avrebbero controllato le transizioni tra i termini trachitici, ma non giustificerebbero in toto le caratteristiche geochemiche delle comenditi. I *pattern* ricostruiti per gli elementi in traccia sarebbero da associare ad un sistema aperto in presenza di una fase fluida ricca in alogenuri e CO₂, concentrata ai margini della camera magmatica.

Interessante è infine ricordare una serie di lavori che affrontano aspetti peculiari della geologia delle isole pontine settentrionali.

DI FILIPPO *et alii* (1984), espongono i risultati di un rilevamento magnetometrico dell'isola di Ponza. La carta del campo magnetico totale presenta due aree nettamente distinte. La prima, nella parte settentrionale dell'isola, è caratterizzata da valori quasi costanti del campo magnetico, con l'eccezione di qualche disturbo dovuto alle facies più litoidi della serie riolitica. La parte meridionale dell'isola è invece caratterizzata da un dipolo, con asse orientato NO-SE, in corrispondenza del duomo trachitico di Monte Guardia.

YLAGAN *et alii* (1996), identificano quattro zone di alterazione presenti nella ialoclastite riolitica dell'isola di Ponza: una zona argillitica non pervasiva; una zona propilitica, una zona silicica ed una zona sericitica. Le temperature di alterazione idrotermale sono comprese tra 30-90° per la zona argillitica, tra 110-270° per la zona propilitica e dove possibile più di 300° per la zona sericitica. Le quattro zone si presentano come bande lineari che aumentano di intensità a nord della miniera di bentonite di Cala dell'Acqua. Le zone di alterazione mostrano due orientazioni principali controllate da elementi tettonici orientati E-O e NO-SE. L'alterazione idrotermale, sulla base dell'evoluzione geologica dell'isola, avrebbe coinvolto in maniera sostanziale l'acqua marina.

Le numerose tematiche affrontate nel corso della stesura del foglio hanno stimolato ricerche di particolare interesse nei diversi campi; i risultati preliminari sono stati oggetto di presentazioni a convegni nazionali ed internazionali e di un lavoro a stampa su rivista a divulgazione internazionale:

CIMARELLI C., DE RITA D. & FABBRI M. (2003) - *Facies association of submarine dome complexes: examples from Italy*. Oral presentation at the IUGG 2003, Sapporo, Japan.

FABBRI M., DE RITA D., LOMBARDI L. & CIMARELLI C. (2004) - *The Ponza, Palmarola and Zannone islands (Pontine archipelago, Central Italy): a natural laboratory illustrating the relationship between geology and human activities*. Abstract del 32° International Geological Congress Florence, Italy e poster del

convegno Geologia e Turismo: “*Opportunità nell’economia del paesaggio*”. Bologna, 3-4 Novembre 2004.

DE RITA D., FABBRI M. & CIMARELLI C. (2004) - *Stratigraphy in volcanic areas: the case of the northern Pontine archipelago*. Abstract of 32° International Geological Congress Florence, Italy.

DE RITA D., FABBRI M. & CIMARELLI C. (2004) - *Evoluzione pleistocenica del margine tirrenico dell’Italia centrale tra eustatismo, vulcanismo e tettonica*. Il Quaternario 17 (2/1) 523-536.

DE RITA D., DOLFI D., GIMENO D., SOLIGO M., MOLLO S. & CIMARELLI C. (2005) - *Date geocronologiche e dati di terreno: un rapporto spesso difficile. Gli esempi di Panarea nell’arcipelago dell’Eolie e delle vulcaniti acide del Lazio*. Abstract della FIST di Spoleto.

2. - PARTE SOMMERSA DELL’ARCIPELAGO

Le conoscenze geologiche delle aree marine circostanti l’arcipelago Pontino occidentale, antecedenti alla realizzazione del foglio, erano piuttosto scarse. Studi sismostratigrafici riguardanti essenzialmente l’assetto profondo e regionale sono stati realizzati principalmente negli anni ’80, mentre nel corso degli anni ’90 sono state eseguite ricerche riguardanti la sedimentazione dell’ultimo ciclo glacio-eustatico in piattaforma e l’instabilità sottomarina lungo la scarpata continentale.

Di seguito viene riportata una sintesi dei principali studi riguardanti le aree marine circostanti l’arcipelago Pontino Occidentale.

- ZITELLINI *et alii* (1984), hanno studiato l’evoluzione tettonica post-orogena dei Bacini di Palmarola e Ventotene. Lo sviluppo dei bacini inizia nel Pliocene inferiore, periodo in cui si verificano i principali movimenti tettonici distensivi. Strutturalmente, l’area viene suddivisa in due settori separati dall’allineamento Isola di Zannone-C. Circeo. Il settore ad O di tale allineamento, comprensivo del Bacino di Palmarola e della piattaforma, è caratterizzato da tettonica distensiva a direzione appenninica, con intense manifestazioni durante il Pliocene inferiore; sulla scarpata le deformazioni proseguono durante il Quaternario e in alcuni casi controllano l’assetto morfologico del fondale attuale. Il settore ad E, comprensivo del Bacino di Ventotene e della piattaforma continentale, presenta analoghe caratteristiche per età e distribuzione delle deformazioni, ma si distingue per la diversa orientazione delle strutture (in prevalenza E-O) lungo il limite settentrionale del bacino. Gli Autori suddividono la sequenza sedimentaria in:

Unità A: sequenza postorogena del Pliocene medio-attuale suddivisa in due sottounità dall’*unconformity* medio-pliocenica. Unità A1: sequenza del Pliocene medio *p.p.*-attuale. Unità A2: sequenza del Pliocene inferiore-Pliocene medio *p.p.*

Unità B: sequenza postorogena del Miocene superiore-Messiniano.

Unità C: basamento acustico suddiviso in non riflettivo (C1) e riflettivo (C2).

- BARTOLE (1984), ha individuato, attraverso la correlazione tra sezioni sismiche a riflessione e dati di pozzo della piattaforma continentale laziale-

campana, quattro unità sismostratigrafiche separate da discontinuità regionali.

Unità 1: sequenza generalmente continua rappresentativa della parte superiore del ciclo neoautoctono del Neogene superiore-Quaternario.

Unità 2: sequenza continua, delimitata al tetto da una *unconformity* erosiva, rappresentativa della parte inferiore del ciclo neoautoctono del Neogene superiore-Quaternario.

Unità 3: successioni alloctone terziarie e flysch associati.

Unità 4: unità carbonatiche meso-cenozoiche.

- MARANI & ZITELLINI (1986), hanno analizzato i caratteri delle strutture tettoniche del margine continentale compreso tra Civitavecchia e il Circeo mediante analisi di profili sismici a riflessione. Lungo la dorsale che delimita il bacino di Palmarola, viene identificato un sistema di pieghe nella copertura sedimentaria, orientato NO-SE, associato a movimenti transpressivi di età pleistocenica.

- CORSELLI *et alii* (1994), hanno analizzato *hardgrounds* ricchi in ferro presenti in due siti ubicati a SO di Ponza (-141 m) ed a NE di Ventotene (-119 m). La formazione degli *hardgrounds* viene riferita alla trasgressione versiliana (tra 16.000 ed 8.000 anni fa), con rapida transizione da depositi circalitorali (caratterizzati da comunità del detritico costiero con alghe calcaree) ad *ironstones* ricchi in pisoidi di ferro-manganese o glauconite (contenenti foraminiferi planctonici, spicole di spugna e resti di echinodermi), indicativi di tassi di sedimentazione estremamente ridotti nel corso della risalita del livello del mare.

- ARDIZZONE & BELLUSCIO (1996) hanno ricostruito la distribuzione delle praterie di *Posidonia oceanica*, L. DELILE sui fondali della piattaforma laziale, valutandone anche il livello di ricoprimento e i rapporti con il substrato.

- CHIOCCI & ORLANDO (1996; 2004), hanno studiato mediante analisi sismostratigrafica i Terrazzi Deposizionali Sommersi presenti sui fondali dell'arcipelago Pontino. I depositi, caratterizzati da geometria esterna cuneiforme e struttura interna progradante, producono una morfologia terrazzata dei fondali della piattaforma esterna. Le differenze di profondità del ciglio del terrazzo principale che si rilevano passando da Palmarola (-90 m) a Zannone (-140 m) vengono attribuite alla variabilità dei tassi di sollevamento lungo l'arcipelago. Ad E di Palmarola, al di sopra del terrazzo principale è presente un terrazzo di neoformazione. La formazione del terrazzo principale viene correlata all'ultima fase di basso stazionamento del livello del mare, corrispondente all'ultimo massimo glaciale, mentre quello più recente viene considerato come un deposito analogo di formazione attuale.

- BASSO (1998), ha studiato la distribuzione dei rodoliti attorno alle Isole Pontine Occidentali individuando tre morfotipi (*boxwork*, praline e ramificazioni libere; *sensu* BOSENCE, 1983), nell'intervallo batimetrico compreso tra 27 e 98 m, con abbondanza massima tra 60 e 70 m. I rodoliti di dimensioni maggiori hanno una struttura prevalente di tipo *boxwork* e sono presenti principalmente ad O di Palmarola. Le ramificazioni libere e le pralines sono più frequenti nella parte meridionale del canale tra Ponza e Palmarola, a testimonianza del maggior

idrodinamismo di questo settore, probabilmente ad opera di correnti di fondo che scorrono attraverso il canale.

- ANZIDEI *et alii* (2000), hanno realizzato un DTMM (*Digital Terrain and Marine Model*) del versante orientale e meridionale dell'isola di Palmarola, mediante integrazione tra dati aerofotogrammetrici e dati batimetrici di dettaglio. Lo studio bati-morfologico di dettaglio del terrazzo deposizionale di neoformazione evidenzia la presenza di morfologie canalizzate trasversali alle isobate che testimoniano processi di trasporto dei sedimenti da parte di correnti di *downwelling*.

- CHIOCCI *et alii* (2003), hanno ricostruito la morfologia di dettaglio dei fondali della scarpata continentale prospiciente le isole di Ponza e Palmarola mediante analisi di dati sonar a scansione laterale acquisiti con il sistema TOBI (*Towed Ocean Bottom Instrument*). La scarpata è interessata da fenomeni d'instabilità di piccola, media e grande scala che si sviluppano con tipologie variabili in relazione ai gradienti topografici. I fenomeni si sviluppano a partire dal ciglio della piattaforma continentale fino alla Piana Abissale del Vavilov con lineamenti riconducibili a: *canyon*, canali e *gullies*, frane semplici e complesse, flussi gravitativi (*debris flow* e flussi di densità non coesivi).

- SILENZI *et alii* (2004), hanno ricostruito l'evoluzione olocenica del settore costiero dell'isola di Palmarola mediante analisi geomorfologica e strutturale dei fondali. Il settore meridionale dell'isola viene ritenuto stabile negli ultimi 2.500 anni in considerazione della similitudine tra la quota del livello del mare desunta dalla presenza di depositi di spiaggia (situati a -2.5 m e con età AMS pari a 2500 anni cal BP) e la posizione derivata dal modello glacio-idro-isostatico elaborato da LAMBECK *et alii* (2004b).

- LAMBECK *et alii* (2004), a partire da evidenze fornite da siti archeologici ubicati lungo le coste del Tirreno centrale ricostruiscono il livello del mare nel periodo romano. Tra i diversi siti analizzati vi sono le peschiere romane dell'isola di Ponza che indicano un livello del mare di 1.12-1.3 m inferiore rispetto all'attuale. Tenendo conto dell'aggiustamento isostatico della crosta, tali quote sono compatibili con l'assenza di movimenti verticali di origine tettonica.

- FREZZA *et alii* (2005), hanno studiato le associazioni a foraminiferi recenti nei sedimenti dei fondali situati a SE di Ponza. Vengono individuate tre associazioni di foraminiferi bentonici: 1) associazione a *Rosalina bradyi* (CUSHMAN) e *Asterigerinata mamilla* (WILLIAMSON) (profondità: 20-87 m), corrispondente a un ambiente infralitorale-circalitorale superiore, dominata dai foraminiferi bentonici con presenza talvolta di rodoliti; 2) associazione a *Cassidulina carinata* (SILVESTRI) (profondità: 79-202 m), corrispondente al piano circalitorale, con presenza di alte percentuali di gusci alterati o glauconitizzati appartenenti a *taxa* infralitorali; 3) associazione a *Uvigerina mediterranea* HOFKER (profondità: 250-380 m), corrispondente al piano epibatiale superiore, costituita prevalentemente da foraminiferi bentonici e planctonici, pteropodi e spicole di spugna.

III - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOMORFOLOGICO E OCEANOGRAFICO

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'arcipelago pontino, di cui le isole di Ponza, Zannone e Palmarola fanno parte, è costituito da cinque isole maggiori ubicate lungo la costa tirrenica del Lazio e della Campania tra 40 e 41 gradi di latitudine. Sia in base a considerazioni geologiche che per naturali motivi geografici può essere suddiviso in due parti: un gruppo sud-orientale, costituito dalle isole di Ventotene e Santo Stefano, che si trova a sud di Gaeta, ed un gruppo nord-occidentale, circa 30 km a sud del promontorio del Circeo, costituito appunto dalle isole di Ponza, Zannone e Palmarola. L'arcipelago è sviluppato lungo il margine esterno della piattaforma continentale in prossimità della scarpata, ribassata da una serie di faglie a gradinata verso la piana abissale del Tirreno.

2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELLA PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO

Le isole di Ventotene e Santo Stefano, non comprese nell'area del Foglio, sono considerate la culminazione di un edificio vulcanico, tipo strato-vulcano, attivo circa 800.000 anni fa e caratterizzato da un chimismo alcalino-potassico (BARBERI *et alii*, 1967; BELLUCCI *et alii*, 1999). Le isole di Ponza, Zannone e Palmarola sono invece caratterizzate da un vulcanismo acido da riolitico a trachitico (BARBERI *et alii*, 1967), ed hanno un'età più antica compresa tra il Pliocene superiore (DE RITA *et alii*, 1986) ed 1.1 Ma (BARBERI *et alii*, 1967).

Le isole mostrano una similitudine morfologica connessa alla similitudine delle unità litologiche che le compongono. La morfologia è essenzialmente l'effetto combinato del processo erosivo sulla geometria originale delle unità sottomarine (e subaeree nel caso della parte meridionale di Ponza) in termini di distribuzione e litologia, mentre gli effetti della tettonica locale e regionale sembrano subordinati. Le caratteristiche morfologiche di dettaglio saranno discusse nel Capitolo X (paragrafo 10.1.)

3. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELLA PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO

I fondali circostanti l'arcipelago sono generalmente molto acclivi e la loro morfologia è estremamente articolata. Si può comunque individuare una ristretta piattaforma che circonda interamente le tre isole raccordandosi verso N alla piattaforma continentale laziale (fig. 1, cap. 1), che in questo settore raggiunge un'ampiezza considerevole (oltre 30 km al largo del Promontorio del Circeo) e pendenze piuttosto basse ($<0^{\circ}30'$). Pertanto, nel settore compreso tra il Promontorio del Circeo e l'Isola di Zannone, l'arcipelago e la penisola italiana sono in continuità morfologica; in questo settore la massima profondità raggiunta è di 120-140 m e corrisponde all'incirca alla posizione del livello del mare durante l'ultimo massimo glaciale (circa 20.000 anni fa).

Attorno alle isole, la piattaforma è piuttosto stretta (da meno di 1.5 km a 8 km), le pendenze sono variabili e mediamente elevate (tra 0.5° e 1.5°), con valori che aumentano in maniera significativa in corrispondenza delle testate dei canyon e degli affioramenti del substrato.

Il ciglio della piattaforma è ben definito e si trova a profondità variabili tra 95 m e 160-165 m; le massime profondità vengono raggiunte nel settore meridionale del canale tra Ponza e Palmarola, ove la presenza di testate di canyon e gully (incisioni di dimensioni inferiori ai canyon) lo rendono molto articolato e ne producono l'arretramento per molte centinaia di metri.

Oltre il ciglio della piattaforma si estende la scarpata continentale che si presenta molto differenziata nei diversi settori dell'arcipelago. Verso i bacini di Ventotene e Palmarola, i fondali della scarpata hanno una morfologia regolare e si approfondiscono in maniera piuttosto graduale con pendenze medie inferiori ai 4° (fig. 1). Al contrario, i fondali della scarpata continentale che raccordano l'alto pontino con la porzione settentrionale del Bacino del Vavilov sono tra i più acclivi dell'intero margine tirrenico, con un dislivello di oltre 3.400 m in meno di 20 km, e pendenze medie di $5-10^{\circ}$ (fino a 30° in alcuni settori della scarpata superiore); anche la morfologia è molto complessa per la presenza di numerosi lineamenti legati a fenomeni d'instabilità gravitativa e ad attività tettonica/vulcanotettonica (ZITELLINI *et alii*, 1984; BOSMAN *et alii*, 2004).

La scarpata continentale antistante l'arcipelago pontino appartiene ad un settore più esteso che si sviluppa con andamento circa rettilineo per circa 80 km,

in direzione NO-SE, dal largo di Ventotene a Palmarola. L'assetto fisiografico di questo settore della scarpata è strettamente collegato all'attività tettonica, che da un lato è responsabile della strutturazione della stessa e degli elevati gradienti, e dall'altro controlla, almeno in parte, lo sviluppo dei processi di instabilità sottomarina. Si tratta di processi di importanza regionale che producono il disfacciamento dei fondali per circa il 98% della loro estensione, determinando la cannibalizzazione dell'intero margine continentale (CHIOCCI *et alii*, 2003).

L'instabilità sottomarina si manifesta con lineamenti estremamente variabili sia per estensione areale (da pochi km² ad alcune centinaia di km²) che per tipologia di fenomeno. Sono presenti sia fenomeni puramente gravitativi (es. frane semplici e complesse), sia flussi di densità (es. flussi non coesivi iperconcentrati e flussi di detrito, *sensu* MULDER & ALEXANDER, 2001) che processi erosivi all'interno di canyon, incisioni lineari e gully. I rapporti tra i diversi lineamenti di instabilità ed erosione sono complessi e anche nell'ambito degli stessi processi si osservano eventi multipli (CHIOCCI *et alii*, 2003).

4. - INQUADRAMENTO OCEANOGRAFICO PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO

Similmente a quanto normalmente osservato nel Mar Tirreno, l'idrodinamismo dell'area è legato principalmente all'azione dei venti, del moto ondoso e delle correnti; le maree sono di scarsa ampiezza (regime microtidale con escursione massima <40-45 cm) ed esercitano un'influenza trascurabile.

Per quel che riguarda le caratteristiche chimico-fisiche, i valori medi riferiti al Tirreno indicano una salinità superficiale circa pari al 38 ‰ che non mostra variazioni significative durante l'anno. Al contrario, la temperatura delle acque superficiali è profondamente influenzata dalle variazioni stagionali, con valori che variano da un minimo di circa 13 °C a un massimo di 24-25 °C. In profondità (nei primi 100-120 m) è presente un termoclino stagionale che si forma prevalentemente durante il periodo estivo per riscaldamento delle acque superficiali; durante il periodo autunnale-invernale, il raffreddamento e rimescolamento delle acque ne determina la riduzione e l'approfondimento, fino a farlo scomparire nei mesi di gennaio-aprile. Al di sotto del termoclino la temperatura delle acque è mediamente compresa tra 13 e 14 °C e, non essendo più controllata dalle dinamiche atmosferiche, presenta minime variazioni stagionali.

4.1. - CIRCOLAZIONE DELLE ACQUE

Il Mar Tirreno costituisce il bacino più profondo (oltre 3.600 m) del Mediterraneo Occidentale e in conseguenza della sua conformazione fisiografica risulta quasi completamente isolato. Infatti, i principali scambi idrici con i bacini adiacenti avvengono attraverso il Canale di Sardegna (profondità di ~1900 m) e il Canale di Corsica (profondità di ~400-450 m).

La circolazione nel Mar Tirreno è legata a quella generale del Mediterraneo, che a sua volta è un bacino semi-chiuso in comunicazione tramite lo Stretto di Gibilterra con l'Oceano Atlantico tramite correnti di scambio di tipo anti-estuarino (SEIBOLD & BERGER, 1993; LASCARATOS, 1999). La circolazione del Mediterraneo è regolata principalmente dagli scambi idrici attraverso i diversi stretti e dal controllo meteorologico sullo strato d'acqua superficiale (ROBINSON *et alii*, 2001).

Delle principali masse d'acqua identificate nel Bacino del Mediterraneo ad intervalli di profondità caratteristici in temperatura e salinità, quelle che interessano direttamente o indirettamente la circolazione nel Mar Tirreno e delle aree adiacenti all'arcipelago Pontino, sono:

1) l'Acqua Superficiale Atlantica Modificata (MAW); 2) l'Acqua Intermedia Levantina (LIW); 3) l'Acqua Profonda del Mar Tirreno (TDW), 4) l'Acqua Profonda del Mediterraneo Occidentale (WMDW) (fig. 2).

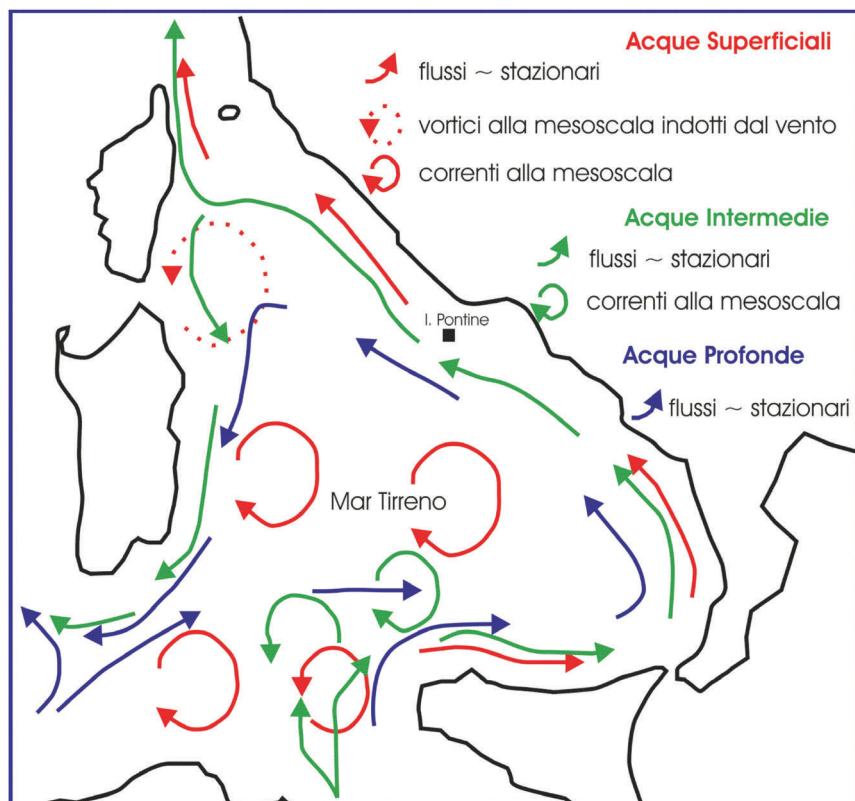


Fig 2 - Principali masse d'acqua identificate nel Mar Tirreno (ridisegnata da MILLOT, 1999).

L'*Acqua Superficiale Atlantica Modificata* deriva dalla progressiva trasformazione dell'acqua proveniente dall'Oceano Atlantico durante la sua circolazione nel Mediterraneo, come conseguenza di processi di interazione acqua-aria e di altri tipi di mescolamento (PINARDI & MASETTI, 2000). La MAW è presente in tutto il Mediterraneo, ove costituisce lo strato più superficiale (spesso circa 200 m). Nel Mar Tirreno, in conseguenza delle marcate variazioni stagionali, il flusso della MAW lambisce le coste orientali muovendosi lungo la penisola (diretto da SE verso NO) nel periodo invernale (fuoriuscendo nel Bacino Ligure-Provenzale attraverso il Canale di Corsica). Invece, nel periodo estivo il flusso si indebolisce in maniera significativa e rimane in parte confinato nel vortice ciclonico presente ad E delle Bocche di Bonifacio (ARTALE *et alii*, 1994; BIGNAMI *et alii*, 1996).

Nell'area di studio la MAW interagisce con l'alto morfologico delle isole Pontine, che ne complica localmente l'andamento. Inoltre, la circolazione è fortemente influenzata dai venti, con intensificazione della corrente nelle zone di canale dopo le tempeste (ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA, 1975).

L'*Acqua Intermedia Levantina* è presente a profondità generalmente comprese tra 200 e 800 m ed è caratterizzata da elevati valori di salinità (LASCARATOS *et alii*, 1999; ROBINSON *et alii*, 2001). A partire dall'area di formazione, situata nel Bacino Levantino (a S di Rodi), la LIW si diffonde verso il Mediterraneo occidentale attraverso il Canale di Sicilia e per completare il circuito termohalino fuoriesce dallo Stretto di Gibilterra. Nel Mar Tirreno la LIW ha un andamento ciclonico, con flusso diretto da SE verso NO lungo la scarpata orientale del bacino.

Nell'area di studio la LIW è stata identificata tra 250 e 700 m di profondità (SERRAVALLO & CRISTOFALO, 1999). Il particolare assetto morfologico del margine, in cui l'alto Pontino è separato dalla penisola italiana da un canale profondo al massimo 150 m, fa sì che il flusso sia deflesso dall'alto morfologico che quindi viene lambito nei settori situati ad E, a S e ad O dell'arcipelago.

L'*Acqua Profonda del Mediterraneo occidentale* è generata d'inverno nella parte settentrionale del Mediterraneo occidentale (Golfo del Leone). Poi si diffonde su tutto il bacino ed entra nel Tirreno attraverso il Canale di Sardegna (~1900 m); secondo HOPKINS (1988), questo flusso entrante è compensato da un flusso uscente di acqua densa del Tirreno.

L'*Acqua Profonda del Mar Tirreno* si origina nel medesimo bacino grazie a processi di mescolamento tra l'Acqua Levantina e l'Acqua Profonda del Mediterraneo Occidentale. Si ritiene che anche quest'acqua abbia un andamento ciclonico con flusso diretto da SE verso NO lungo il margine Tirrenico orientale; dopo aver circolato nel bacino il flusso fuoriesce attraverso il Canale di Sardegna, l'unico settore che permette lo scambio di acque ad elevata densità (SEND *et alii*, 1999).

Si può ragionevolmente assumere che le acque profonde interessino la parte inferiore della scarpata continentale presente a sud dell'arcipelago, che si spinge ad oltre 3.600 m di profondità (settorio SO del Foglio).

4.2. - VENTI E MOTO ONDOSO

Le informazioni disponibili per l'area in esame derivano da dati anemometrici e osservazioni sullo stato del mare e a partire dal 1989 da misure ondametriche dirette.

- Le informazioni raccolte dalla stazione anemometrica di Ponza dell'Aeronautica Militare (riferite al periodo 1951-1978, riportate in NOLI *et alii*, 1996) indicano la prevalenza dei venti di ponente, indipendentemente dalla loro intensità.

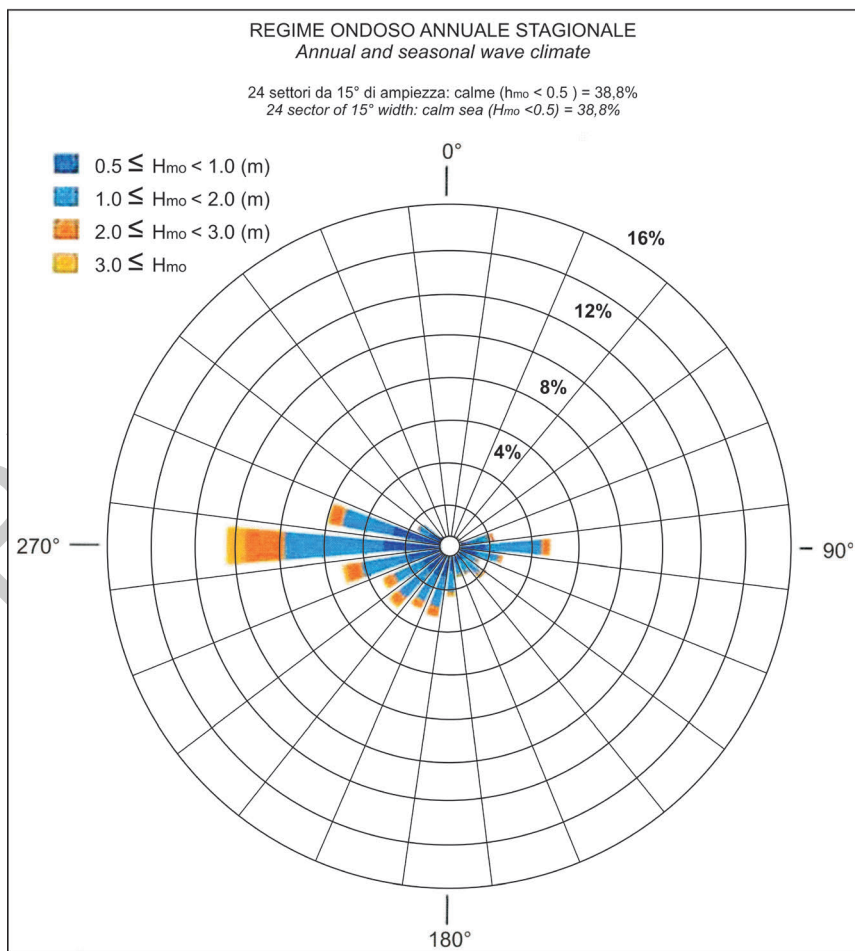


Fig. 3 - Regime ondoso annuale calcolato dalla stazione ondametrica di Ponza (dati rilevati dal 1 luglio 1989 al 30 giugno 2006; CORSINI *et alii*, 2006).

- I dati della stazione anemometrica e delle osservazioni giornaliere sullo stato del mare della Marina Militare (ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA, 1978), riferiti ai periodi 1930-1942 e 1945-1960, confermano la direzione prevalente dei venti di ponente ma indicano una maggior frequenza di quelli provenienti da levante per gli eventi più intensi (>5-6). Anche per la direzione delle mareggiate (mare 6-8, $4\text{ m} < H_s < 14\text{ m}$) risulta una provenienza prevalente da E.

La particolare incidenza di forti venti di levante segnalata dai dati anemometrici è dovuta ad una particolare condizione locale che provoca forti burrasche di vento da greco-levante (chiamato localmente Garigliano) che dura generalmente da tre a cinque giorni (ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA, 1975). Tuttavia la natura locale delle burrasche, pur provocando mareggiate nelle rade orientali di Ponza, con forte risacca nel porto, genera un moto ondoso di limitata lunghezza d'onda.

- I dati più recenti sono quelli forniti dalle misure dirette del moto ondoso effettuate tramite boa ondometrica direzionale (stazione di Ponza, Rete Ondametrica Nazionale, CORSINI *et alii*, 2006), installata nel 1989 e ubicata a ~1.4 km a SSO di Punta La Guardia (ancoraggio a -100 metri). I dati ondometrici, figura 3) indicano un moto ondoso prevalente proveniente dal settore occidentale, sia per gli eventi ordinari che per le mareggiate.

In linea generale la prevalenza degli eventi provenienti dai quadranti occidentali (sia per frequenza degli eventi che per altezza d'onda significativa) rispetto a quelli provenienti dai quadranti orientali è dovuta ad un fetch del settore occidentale molto più elevato di quello del settore orientale.

La mareggiata più intensa registrata dalla boa ondometrica è avvenuta nel Dicembre 1999; durante tale evento è stata misurata un'altezza d'onda significativa (media del terzo delle altezze delle onde più alte rilevate in un certo intervallo temporale) di 7.9 m con provenienza media da 266° N e periodo di picco spettrale (T_p) 11.1 s (CORSINI *et alii*, 2006).



IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La posizione geografica delle isole pontine settentrionali al margine della piattaforma continentale dell'Italia centrale, e sul bordo orientale del bacino tirrenico le rendono un luogo particolarmente interessante per lo studio delle relazioni geologico-strutturali di questi due settori. La presenza sull'isola di Zannone di un possibile frammento del basamento metamorfico in stretta relazione con le vulcaniti acide potrebbe offrire l'opportunità di analizzare le relazioni strutturali tra la tettonica estensionale e di collasso del bacino tirrenico con quella di compressione, estensione e vulcanismo che ha caratterizzato il margine costiero. La limitata estensione delle unità del basamento e le loro complesse relazioni strutturali non hanno però fino ad oggi consentito di correlarle senza margini di incertezza con unità note dell'area continentale; anche le vulcaniti hanno posto notevoli problemi, in quanto i processi vulcanici subacquei hanno presumibilmente compromesso gli equilibri isotopici iniziali delle rocce rendendo poco attendibili le datazioni geocronologiche che pure sono state variamente tentate (BARBERI *et alii*, 1967; SAVELLI, 1987; CADOUX *et alii*, 2005).

Sicuramente le isole nella loro struttura recano tracce degli eventi strutturali che hanno interessato il margine costiero occidentale della penisola italiana. Le indagini sismiche compiute da ZITELLINI *et alii* (1984), e da MARANI & ZITELLINI (1986), hanno evidenziato che la piattaforma continentale del margine tirrenico è caratterizzata da strutture plicative mioplioceniche a scaglie sovrapposte in un assetto geologico-strutturale conforme a quello dell'Appennino centrale. Questo assetto strutturale è in parte riconoscibile negli affioramenti delle unità sedimentarie presenti all'isola di Zannone. L'assetto attuale della piattaforma è invece legato agli effetti della tettonica distensiva, attiva a partire dal Pliocene, che ha determinato lo sviluppo di alti e bassi strutturali e quindi la formazione di bacini minori allungati in direzione sia parallela che perpendicolare alla costa.

La piattaforma stessa appare interessata da una serie di faglie che la ribassano a gradinate verso la piana abissale del Tirreno. Il magmatismo appare quindi strettamente connesso a questi ultimi eventi estensionali e il vulcanismo delle tre isole è originato dalla stessa sorgente magmatica profonda da un magma basico caratterizzato da un rapporto Rb/Sr relativamente basso (BARBERI *et alii*, 1967).

Il 41° parallelo, limite convenzionale che suddivide il Tirreno settentrionale da quello meridionale, due settori con caratteristiche fisiografiche e geologiche differenti, si trova poco a nord dell'arcipelago Pontino Occidentale. Il Tirreno settentrionale presenta profondità massime di poco superiori a 2.000 m, con ampi settori al di sotto dei 1.000 m, ed è articolato in bacini e dorsali orientati prevalentemente in direzione meridiana (es. Bacino della Corsica e Dorsale dell'Elba). Il Tirreno meridionale è più ampio, raggiunge profondità più elevate (oltre 3.600 m) e si differenzia rispetto alla porzione settentrionale per gli elevati valori del flusso di calore ($> 200 \text{ mW/m}^2$) e delle anomalie di Bouguer ($> 250 \text{ mGal}$), derivanti dal forte assottigliamento crostale e della formazione di litosfera oceanica nei bacini Vavilov e Marsili (MORELLI, 1975; LOCARDI & NICOLICH, 1988; MONGELLI & ZITO, 1994; ZITO *et alii*, 2003).

In base ai caratteri morfo-strutturali, MARANI & GAMBERI (2004), hanno definito diverse province geodinamiche: la provincia *basin and range* del Tirreno settentrionale; la provincia di margine passivo della Sardegna; la provincia appenninica attiva del Tirreno orientale e meridionale; la provincia con crosta oceanica del Tirreno centrale. Il limite tra la provincia *basin and range* del Tirreno settentrionale e quella appenninica attiva del Tirreno orientale viene posto all'altezza della scarpata continentale situata al largo dell'Isola di Ponza, ove sono presenti estese scarpate di faglia (lunghezza di $\sim 25 \text{ km}$) orientate NE-SO.

Per quel che riguarda la sismicità, l'*offshore* pontino è caratterizzato da una debole attività che tuttavia si differenzia da quella dell'area laziale per la maggiore frequenza dei terremoti di debole intensità (max. intensità di VII MCS - terremoto del 13 Aprile 1781); non si hanno evidenze di maremoti associati alla sismicità delle isole pontine (FAVALI *et alii*, 2004).

L'arcipelago Pontino Occidentale rappresenta la parte emersa di un alto strutturale che separa i bacini di *intraslope* di Palmarola e Ventotene (fig. 1), ovvero zone fortemente subsidenti in cui si sono accumulate potenti coltri sedimentarie, a partire dal Pliocene inferiore e durante il Quaternario (ZITELLINI *et alii*, 1984).

Il Bacino di Palmarola è situato a NO dell'alto pontino, ha una profondità massima di circa 570 m e uno spessore dei depositi plio-quaternari di circa 1200 m (ZITELLINI *et alii*, 1984; fig. 4).

Il Bacino di Ventotene è situato ad E dell'alto pontino, raggiunge la profondità massima di circa 860 m, spessori di circa 1000 m e al suo interno si sono avute nel corso del Quaternario le manifestazioni vulcaniche che hanno portato alla formazione delle Isole di Ventotene e S. Stefano.

Verso SO, l'alto strutturale pontino viene interrotto da una serie di faglie dirette che lo raccordano alla parte settentrionale del Bacino del Vavilov (Bacino

Gortani); quest'ultimo rappresenta un bacino di retroarco in cui processi di *rifting* hanno portato tra 4.3 e 2.6 Ma alla formazione di litosfera oceanica (KASTENS *et alii*, 1990; DOGLIONI, 1991).

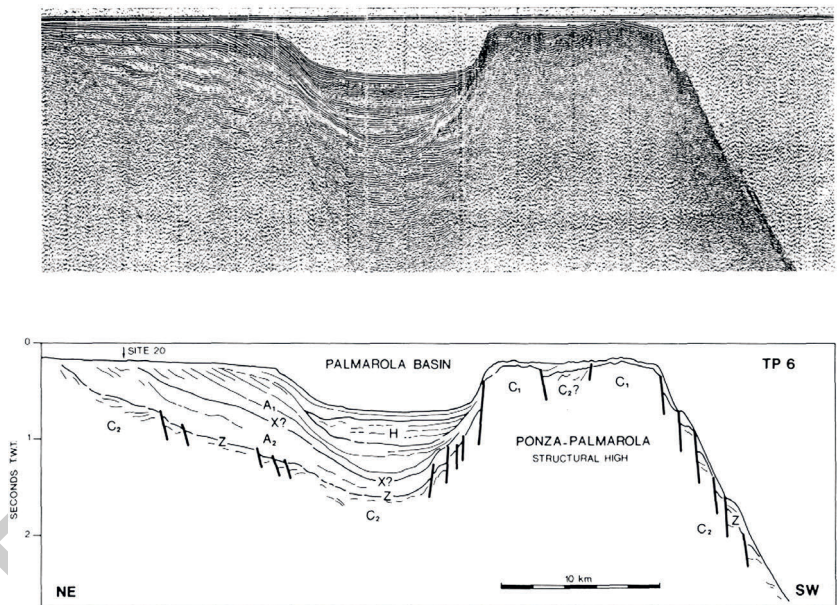


Fig. 4 - Sezione sismica trasversale al margine e passante attraverso il bacino di Palmarola (tratta da ZITELLINI *et alii*, 1984). A: sequenza sedimentaria plio-quadernaria (comprensiva di A1, A2 e H); C: basamento acustico, C1: non riflettivo, C2: riflettivo); X: unconformity medio-pliocenica; Z: tetto del basamento acustico.

PROGETTO
CARG

V - METODOLOGIA

1. - RILEVAMENTO DELLA PARTE EMERSA DELL'ARCIPELAGO (C. CIMARELLI, D. DE RITA & M. FABBRI)

La lettura critica della bibliografia geologica riassunta nel cap. II evidenzia come la ricostruzione della stratigrafia e dell'evoluzione strutturale delle isole contenga ancora molte problematiche irrisolte. Un problema concerne la natura ed i rapporti stratigrafici e tettonici delle unità sedimentarie affioranti all'isola di Zannone per cui non solo rimane incerta la correlazione con unità analoghe dell'Appennino toscano (o anche eventuali correlazioni con unità della Sardegna, Corsica e Calabria), ma è ancora irrisolto il problema degli eventi tettonici che ne hanno determinato le relazioni geometriche osservabili. Inoltre la presenza di numerosi terrazzi a quote anche molto elevate e diverse tra loro, non coincidenti sulle tre isole, pone il problema delle relazioni di questi terrazzi con le oscillazioni eustatiche e/o con eventuali fasi tettoniche quaternarie post-emersione delle isole. Per quanto riguarda le unità vulcaniche, esiste un generale accordo sull'origine sottomarina delle vulcaniti riolitiche, e sull'interpretazione genetica delle facies. Il modello interpretativo di DE RITA *et alii* (2001), che riconduce tali vulcaniti ad un complesso di duomi sviluppato secondo direttrici NE-SO, è quello che attualmente è in grado di spiegare meglio le relazioni geometriche di facies osservabili (fig. 5). Problematico è invece il quadro delle correlazioni stratigrafiche delle unità trachitiche sottostanti il duomo di Monte Guardia per cui diversi Autori (CARMASSI *et alii*, 1983; VEZZOLI, 1988; BELLUCCI *et alii*, 1997, 1999), propongono interpretazioni e soluzioni diverse, pur tenendo tutti come riferimento stratigrafico il terrazzo di quota 70-80 m, ben visibile nella parte meridionale dell'isola di Ponza, che viene considerato quasi un *marker* stratigrafico.

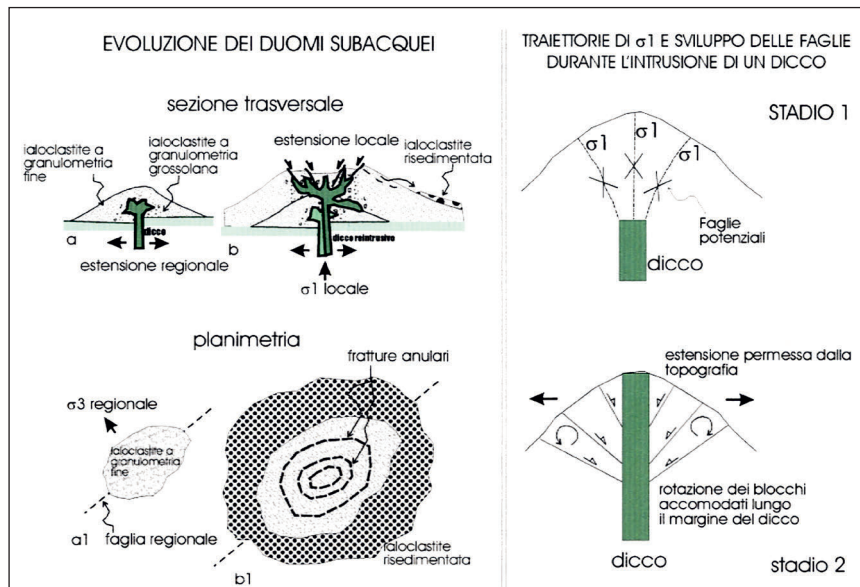


Fig. 5 - Modello della messa in posto dei duomi sottomarini (da DE RITA et alii, 2001 modificato). La lava a contatto con l'acqua marina produce uno spesso carapace di ialoclastite (a e a1). Ulteriori impulsi nella risalita del magma in superficie, in combinazione con la crescita del duomo, generano fratture concentriche e faglie normali. I dicchi si intrudono lungo le fratture anulari e radiali entro cui il magma si intrude. Lungo i fianchi del duomo le porzioni instabili di ialoclastite, generano scivolamenti e debris flow, muovendosi lungo piani a basso angolo (b e b1). La forza di gravità e lo stress indotto dall'intrusione del magma, generano un campo di stress locale caratterizzato da $\sigma_1 \gg \sigma_2 = \sigma_3$. Le traiettorie del σ_1 sono disposte a ventaglio in funzione della topografia esistente, in accordo con le geometrie delle faglie osservate attorno ai dicchi di Ponza (stadio 1). La rotazione dei blocchi viene accomodata lungo i margini del dicco e delle sue apofisi non ancora consolidate (stadio 2).

Considerati questi problemi, le unità stratigrafiche rilevate sono state organizzate in maniera diversa: le unità sedimentarie antiche (dal Paleozoico? al Pliocene superiore) sono state suddivise secondo il classico metodo litostratigrafico, mentre le unità più recenti sono state suddivise in base alla presenza di discontinuità stratigrafiche di ordine regionale e/o locale (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* - UBSU; SALVADOR, 1987a, 1987b). In accordo con la metodologia illustrata da DE RITA et alii (2000), e già adottata nel rilevamento dei Fogli alla scala 1:50.000, n. 387 "Albano Laziale" e n. 374 "Roma", l'istituzione dei Sintemi è stata introdotta solo nel caso di riconoscimento di superfici di discordanza prodotte da un processo esteso a scala regionale, quale le oscillazioni del livello del mare. Tali superfici sono presenti su tutte e tre le isole ed eventualmente correlabili con superfici temporalmente analoghe già riconosciute sul continente. Superfici di erosione o di terrazzamento riconosciute solo localmente

e non correlabili su tutta l'estensione delle tre isole sono state considerate locali e relazionate ai processi di evoluzione magmatica. Per le unità litostratigrafiche vulcaniche è stata adottata la nomenclatura di Unità, per i depositi associati a eventi eruttivi, e Litosoma.

Questa organizzazione stratigrafica delle unità affioranti sulle isole si è rivelata particolarmente utile per la risoluzione dell'evoluzione più recente delle isole. In base alle relazioni geometriche e strutturali delle facies ialoclastiche ed ai loro caratteri geochimico-petrografici, le unità sottomarine di Ponza, Zannone e Palmarola (vedi descrizione di dettaglio nei paragrafi successivi) sono state considerate fondamentalmente coeve e messe in posto dopo il Pliocene superiore. La maggiore affinità dei caratteri geochimico-petrografici delle vulcaniti più antiche di Ponza e Zannone rispetto a quelli delle vulcaniti di Palmarola, che invece si avvicinano a quelli delle manifestazioni più recenti di Ponza, rendono plausibile l'ipotesi che Palmarola sia leggermente più giovane, considerazione avallata anche da alcune datazioni radiometriche effettuate sulle lave del dicco di Monte Tramontana, che lo datano a circa 1.6 Ma (BARBERI *et alii*, 1967). È necessario però puntualizzare che il quadro offerto dalle numerose datazioni geocronologiche effettuate sulle ialoclastiti delle tre isole (BARBERI *et alii*, 1967; SAVELLI, 1983, 1987) rende piuttosto incerta la collocazione temporale di tutto il fenomeno vulcanico. Infatti, le datazioni geocronologiche effettuate sulle vulcaniti dell'isola di Ponza hanno un *range* temporale compreso tra 5 Ma e 2 Ma, rendendo difficile accettare l'idea che il loro processo di messa in posto possa essere durato per un così lungo lasso di tempo, anche considerato che i dati petrografici, strutturali ed i rapporti geometrici tra le varie facies ialoclastiche indicano chiaramente un processo di messa in posto pressoché continuo. Resta anche difficile accettare un'età così antica per queste vulcaniti, dal momento che a Palmarola le argille del Pliocene superiore risultano sollevate dal processo di messa in posto dei duomi riolitici.

È stato quindi definito un unico litosoma denominato "litosoma Ponza" che raggruppa l'attività sottomarina. All'interno del litosoma sono state incluse due unità, una relativa all'attività di Ponza e Zannone (Unità di Cala del Core), l'altra all'attività di Palmarola (Unità di Monte Tramontana). Non è stato definito il supersintema di riferimento in quanto non è possibile individuarne la superficie di base. Restano infatti indefiniti, perché non visibili sul terreno, i rapporti tra le argille del Pliocene superiore, affioranti a Palmarola, e le argille con gessi (Unità de Il Varo, VOR) attribuite al Messiniano, affioranti a Zannone.

Le unità sedimentarie affioranti a Zannone e Palmarola sono state suddivise in base a criteri litostratigrafici. Nonostante l'accuratezza delle indagini effettuate rimangono aperte alcune questioni relative alla risoluzione stratigrafica delle unità più antiche (Unità di Cala dell'Acqua) e più recenti (Unità de Il Varo). Per quanto riguarda le prime, i dati di terreno evidenziano uno stile deformativo ed un grado di metamorfismo meno consistenti rispetto alle unità del basamento a cui gli Autori le hanno riferite. Le analisi da noi effettuate non ci hanno però consentito né di attribuire questa unità al basamento metamorfico,

né di correlarla con unità strutturali più giovani. Si è scelto pertanto di mantenerla nella dizione generalmente già accettata di “basamento”, dubitativamente attribuita al Paleozoico.

Per l'unità delle argille con gessi (Unità de Il Varo) si è mantenuta la correlazione con le argille con gessi del Messiniano. Infatti l'obliterazione del contenuto fossilifero ad opera del processo di “cottura” subito durante il sollevamento ad opera della messa in posto del duomo, non consente un'attribuzione diversa. Non è da escludere, però, un'età più giovane, addirittura pliocenica (COSENTINO, comunicazione personale).

I rapporti strutturali tra le varie unità mostrano evidenze dei processi relativi alla tettonica compressiva orogenica, in gran parte ripresi e modificati da una successiva tettonica sia regionale che locale. La giacitura subverticale delle dolomie dell'Unità di Capo Negro e gli anomali rapporti giacitureali tra le dolomie e le unità soprastanti (Complesso di Monte Pellegrino comprendente la Scaglia e le unità del flysch) vengono interpretati come dovuti allo scalzamento e basculamento che le unità sedimentarie hanno subito durante la messa in posto del duomo di Zannone. Ne sono testimonianza le mineralizzazioni, il metamorfismo di contatto mostrato dalle unità e la cinematica deducibile dalle strie sui piani interstrato.

Tra le vulcaniti sottomarine e le successive unità esplosive a carattere trachitico dell'isola di Ponza deve essere intercorso un ragionevole lasso di tempo, evidenziato dalla presenza di profonde incisioni vallive successivamente colmate dalle unità idromagmatiche del settore meridionale di Ponza. Tali incisioni possono essere state prodotte da un concomitante fenomeno di sollevamento dell'isola e ritiro del livello del mare. Non è da escludere che l'emersione sia in parte dovuta anche al notevole accumulo di vulcaniti riolitiche. Questo evento deve essersi verificato tra circa 1.6 Ma, data relativa alla messa in posto del dicco di Monte Tramontana, sull'isola di Palmarola, e circa 1.1 Ma, che è la data della trachite di Monte Guardia a Ponza.

Questa parrebbe una superficie di erosione importante, a cui potrebbe essere ascritto un ordine gerarchico a livello regionale (supersintema). Non ne è però definibile il rango perché non si hanno elementi di correlazione a livello regionale e pertanto si è preferito attribuirle il rango di sintema (sintema Chiaia di Luna), riservandosi l'opportunità di una diversa definizione qualora ulteriori ritrovamenti o correlazioni con l'area continentale lo consentissero.

Su tutte e tre le isole tra le quote 60 e 120 m s.l.m., sono presenti depositi terrazzati ben evidenti nella parte meridionale dell'isola di Ponza ed in quella di Palmarola. In corrispondenza di questi depositi, è stata individuata una superficie di abrasione marina. A Ponza la superficie a 80 m, già riconosciuta e citata negli studi degli Autori precedenti (SEGRE, 1953-54; BARBERI *et alii*, 1967; VEZZOLI, 1988; BELLUCCI *et alii*, 1997, 1999), è sempre stata considerata una superficie sviluppatasi durante l'attività esplosiva idromagmatica precedente la messa in posto della trachite di Monte Guardia. In base al rilevamento effettuato, invece, tale superficie (ed i relativi depositi, quando presenti) è appunto correlata con

analoghe superfici presenti a quota 60 m nel settore orientale di Ponza (Parata degli Scotti) e a 120 m a Palmarola (Monte Guarniere) e a Zannone. Lo sviluppo della superficie deve essersi verificato dopo la chiusura dell'attività vulcanica delle tre isole. La correlazione è stata effettuata, nonostante la differenza in quota, sulla base dell'analogia evidenza morfologica e per la similitudine litologica dei depositi. Infatti, l'analisi approfondita degli affioramenti della superficie non ne mostra la continuità che ci si aspetterebbe nel caso di una superficie di erosione marina orizzontale su tutta l'estensione delle isole alle quote indicate. Inoltre, tale superficie verrebbe a suddividere depositi vulcanici con caratteri chimico-petrografici e di messa in posto assolutamente identici, presupponendo un ripristino delle condizioni eruttive e magmatologiche confrontabili, nonostante le oscillazioni del livello del mare ed il *gap* temporale. Un affioramento estremamente significativo è quello presente sulla falesia sudoccidentale di Monte Guardia (fig. 6), è ben visibile l'appoggio della superficie di terrazzamento sia



Fig. 6 - Settore meridionale dell'isola di Ponza. Appoggio dell'Unità di Monte Guarniere sulla Successione di Parata degli Scotti.

sul deposito del secondo evento eruttivo che su quello del quinto evento eruttivo della Unità di Parata degli Scotti (vedi paragrafo 6.3.1) che in questo settore si trova dentro un canale. È evidente che il canale è esposto nella sua integrità e non è tagliato dalla superficie di terrazzamento. Dunque, i dati di terreno indicano che, durante l'attività idromagmatica trachitica che ha prodotto i depositi affioranti in località Bagno Vecchio, Chiaia di Luna e de Gli Scotti (Unità di Parata degli Scotti), il livello del mare stazionava più o meno alla quota di affioramento di questi depositi o era in lenta risalita. Infatti questi depositi sono di natura idromagmatica, o sono flussi detritici ad alta concentrazione arrivati in acqua. Ad esempio il deposito della terza eruzione della Unità di Parata degli Scotti, costituita da una colata piroclastica, mostra evidenti *pipes* prodottisi al momento dell'entrata in mare della colata, testimoniando che al momento della sua messa in posto quello era il livello di base dell'isola.

Attualmente i *pipes* si trovano in affioramento pochi metri al di sopra dell'attuale linea di costa.

Al sollevamento della superficie deve aver contribuito sia un processo di *uplift* continentale che il ritiro del mare. Collocare temporalmente questi eventi risulta pressoché impossibile: i dati a nostra disposizione non consentono correlazioni precise. Dopo 1.1 Ma, momenti significativi di alto stazionamento del livello del mare si sono verificati in corrispondenza degli *stage* isotopici ($\delta^{18}O$) 25 o 21 e momenti del ritiro del mare con gli *stage* isotopici 22 o 20. Lungo la costa tirrenica una superficie di erosione che testimonia un evento di sollevamento regionale, concomitante ad un momento di basso stazionamento del livello del mare, è stata posta in correlazione con lo *stage* isotopico 22, tra 0.9 e 0.8 Ma.

Le differenze in quota della superficie riscontrate sulle tre isole possono invece essere spiegate da processi tettonici, di sollevamento e basculamento che diversi Autori hanno già segnalato (CARRARA *et alii*, 1994) e che possono aver svincolato le tre isole tra loro o anche parti delle isole. Ad esempio è possibile ipotizzare un importante svincolo strutturale che limiti da una parte le isole di Zannone, Palmarola ed il settore settentrionale di Ponza, rispetto al settore meridionale che risulterebbe maggiormente ribassato. La dislocazione potrebbe avere una direzione grosso modo NE-SO e potrebbe limitare l'area di forte alterazione idrotermale di Ponza (area di cava in località Cala dell'Acqua) e di Gavi. In questo quadro la superficie pianeggiante di Piano d'Incenso, a nord dell'isola di Ponza, posta alla quota 120 m s.l.m., potrebbe essere una superficie di abrasione marina. Infine, la tettonica di ribassamento del settore sudorientale di Ponza spiegherebbe perché la linea di costa segnalata dallo sviluppo dei *pipes* nella colata piroclastica, che dovrebbe essere stata sollevata a quote maggiori, si trovi oggi solo pochi metri al di sopra dell'attuale linea di costa.

Il sintema Chiaia di Luna comprende il litosoma Monte Guardia. Un importante risultato del presente rilevamento è che sulla base delle correlazioni stratigrafiche e dei caratteri chimico-petrografici, le unità affioranti nel settore meridionale di Ponza ed ascritte dagli Autori (CARMASSI *et alii*, 1983; DE RITA

et alii, 1986; VEZZOLI, 1988; BELLUCCI *et alii*, 1997, 1999) a centri di emissione diversi, sono state invece riconosciute come unità eruttive dello stesso centro di emissione. Si tratta di unità esplosive, a composizione trachitica, geneticamente connesse ai processi di crescita e collasso del duomo di Monte Guardia. Le unità eruttive che affiorano solo in falesie verticali sono state raggruppate, per motivi cartografici, in un'unica unità litostratigrafica. Quando cartografabili singolarmente coincidono per lo più con le unità litostratigrafiche.

Al di sopra del litosoma Ponza, viene istituito il supersistema Aurelio-Pontino, il cui tetto è costituito dalla superficie erosiva su cui poggiano i depositi olocenici. Questa superficie viene considerata di supersistema perché i depositi del Tirreniano, inclusi nel sistema Zannone risultano sollevati, indicando un processo di sollevamento regionale e successiva erosione. I depositi terrazzati affioranti fino a quota 55 m s.l.m., all'isola di Zannone sono riconducibili ad un momento di alto stazionamento del livello del mare e quindi limitati da una superficie di ordine gerarchico tale da poter istituire un sistema (sintema Zannone) datato al Tirreniano (SEGRE, 1953-54). All'interno di questo sintema sono stati inclusi i depositi eolici affioranti a Le Forna (Ponza) ai quali viene assegnata un'età analoga (CARRARA *et alii*, 1994). La superficie di base dei depositi olocenici chiude anche il Sintema.

La gerarchizzazione proposta tiene conto delle evidenze di terreno e delle possibili correlazioni con la situazione nota sulla costa continentale. Tuttavia, rimangono aperte alcune questioni anche rilevanti, come ad esempio l'evidente *gap* temporale tra lo sviluppo della superficie di chiusura del sintema Chiaia di Luna, posta in relazione allo *stage* isotopico 22, e lo sviluppo della superficie di letto del sintema Zannone, incluso nel supersistema Aurelio-Pontino, che invece è posto in relazione allo *stage* isotopico 6. Purtroppo la scarsità degli affioramenti e la tormentata morfologia delle isole non consentono di essere maggiormente precisi.

2. - RILEVAMENTO DELLA PARTE SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO

Le porzioni sommerse dell'arcipelago Pontino occidentale erano relativamente poco conosciute prima della realizzazione del Foglio, specie per quel che riguarda la distribuzione e le caratteristiche dei depositi recenti. L'acquisizione dei dati per la realizzazione del Foglio ha consentito nuove ricerche che, congiuntamente alla re-interpretazione dei dati pregressi, hanno permesso di: a) individuare e caratterizzare le unità deposizionali attuali e sub-attuali; b) definire la sismostratigrafia dei depositi superficiali (postglaciali/tardo-aternari); c) individuare e caratterizzare (laddove possibile) gli affioramenti rocciosi sommersi.

I dati di nuova acquisizione, principalmente sismostratigrafici, morfoacustici, sedimentologici e petrografici, hanno stimolato in molti casi ricerche scientifiche di particolare interesse, i cui risultati preliminari sono stati oggetto di presentazioni a convegni nazionali ed internazionali:

- MARTORELLI *et alii* (2003), hanno studiato gli affioramenti vulcanici sottomarini dell'arcipelago Pontino Occidentale mediante analisi integrata di dati morfo-acustici e analisi petrologiche.

- ALTOBELLI & COLLINS (2004), hanno confrontato la sedimentazione carbonatica temperata della piattaforma circostante le Isole Pontine occidentali con quella extra-tropicale dell'Australia occidentale (Rottnest shelf).

- BOSMAN *et alii* (2004), hanno analizzato i processi erosivi e di instabilità sottomarina presenti sulla scarpata continentale in relazione all'assetto morfo-strutturale.

- BASSO *et alii* (2004), hanno ricostruito lo sviluppo della facies a rodoliti durante la risalita del livello del mare olocenica nel settore prossimo al ciglio della piattaforma pontina.

- BRANDANO *et alii* (2004), hanno studiato la sedimentazione carbonatica lungo la piattaforma pontina indicando le facies e i fattori di controllo.

- MARTORELLI *et alii* (2004a), hanno ricostruito le principali caratteristiche geomorfologiche e l'evoluzione della sedimentazione a partire dall'ultimo massimo glaciale delle Isole Pontine Occidentali.

- MARTORELLI *et alii* (2004b), hanno effettuato uno studio sismostratigrafico di dettaglio dei terrazzi deposizionali sommersi presenti attorno alle isole pontine occidentali.

- SANÉ SCHEPISI *et alii* (2004), hanno studiato la distribuzione dei rodoliti sulla piattaforma pontina.

Inoltre, studi su aspetti specifici riguardanti la natura delle aree marine circostanti le Isole Pontine occidentali sono stati affrontati in diverse Tesi di Laurea e di Dottorato dell'Università di Roma "La Sapienza": ALTOBELLI (2002), ALTOBELLI (2006), BALOCCO (2002), BELLINO (2003), BOSMAN (2000), CASSATA (2002), MARTORELLI (2000), RASPAGLIOSI (2002), PAZZINI (2004), SANÉ SCHEPISI (2004), VENEZIANO (2005).

Il rilevamento del settore marino è stato quindi condotto attraverso l'analisi di una gran quantità di dati geofisici, di campionature e di ispezioni visive. I dati analizzati per questo settore (fig. 7) sono:

dati batimetrici derivanti da grafici di scandagliamento forniti dall'Istituto Idrografico della Marina (scala 1:25.000);

1.500 km di dati di sismica monocanale ad alta risoluzione (sorgenti Sparker 1 kJ, Bubble Pulser, Uniboom e Chirp);

215 km² di dati sonar a scansione laterale ad altissima risoluzione (SIS 1000 e DF1000 -EG&G);

140 km² di dati sonar a scansione laterale a grande copertura (TOBI –Towed Ocean Bottom Instrument);

45 km² di batimetria di dettaglio (multibeam Reson 8160);

275 bennate;

68 filmati ROV (*Remote Operating Vehicle*);

39 dragaggi e 47 ispezioni subacquee con campionamento;

2 carotaggi a gravità.

Nella tabella 1 sono riassunti i dati utilizzati suddivisi per campagne di rilievo.

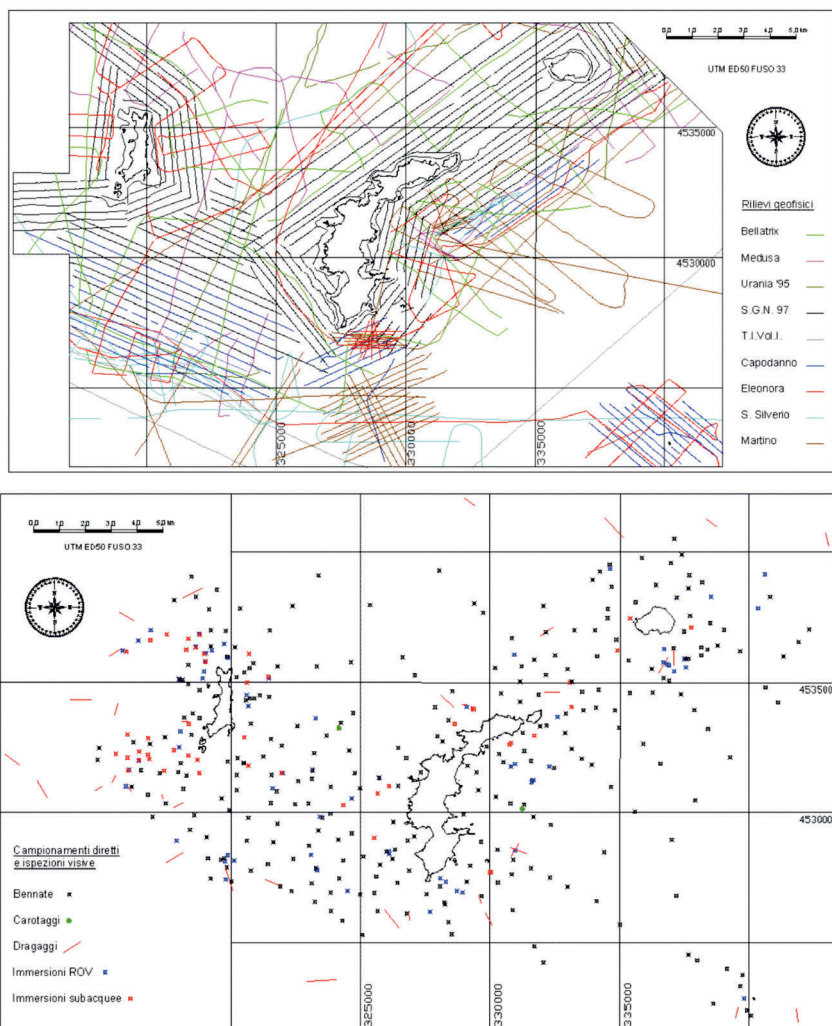


Fig. 7 - Dati geofisici e campionamenti per il settore circostante l'arcipelago Pontino occidentale.

Gran parte dei dati utilizzati sono stati raccolti in rilievi specificatamente eseguiti nell'ambito del progetto CARG o comunque in rilievi organizzati per completare/approfondire le ricerche intraprese per la cartografia geologica, per un totale di undici campagne oceanografiche. Oltre ai dati di nuova acquisizione sono stati re-interpretati, in chiave di cartografia geologica, i dati esistenti.

Tab. 1 - *Campagne di rilievo e dati utilizzati per la realizzazione della porzione sottomarina del Foglio.*

Data	Ente	Campagna	Strumentazione	Dati a disposizione
1989	C.N.R.	Aldebaran	Sub-Bottom Profiler	Sismostratigrafici alta risoluzione (piattaforma)
1989	C.N.R.	Andromeda	Sub-Bottom Profiler, Uniboom	Sismostratigrafici alta risoluzione (piattaforma)
1990	C.N.R.	Bellatrix	Sub-Bottom Profiler, Bubble Pulser	Sismostratigrafici alta risoluzione (piattaforma)
1992	C.N.R.	Medusa	Sub-Bottom Profiler, Sparker, Uniboom	Sismostratigrafici alta risoluzione (piattaforma); 2 carotaggi (piattaforma)
1995	C.N.R.	Urania '95	Sub-Bottom Profiler e Sparker	Sismostratigrafici alta risoluzione (piattaforma e scarpata)
1997	S.G.N.	S.G.N. 97	Sonar a scansione laterale, Chirp, Benna Van Veen	Sismostratigrafici alta risoluzione
1998	C.N.R.	T.I.Vol.I.	Sonar a scansione laterale TOBI	Morfoacustici (scarpata)
2000/2001	S.G.N.	Capodanno	Sonar a scansione laterale, draga	Morfoacustici/ 6 dragaggi (piatt. e scarpata)
Marzo-Maggio 2001	S.G.N.	S.G.N. Bennate	Benna Shippek e Van Veen	235 bennate (piattaforma e scarpata)
mag-01	S.G.N.	S.G.N. Foliano 1	Benna Van Veen	30 bennate (piattaforma)
Giugno-Luglio 2001	S.G.N.	S.G.N. ROV	ROV	68 filmati (piattaforma)
set-01	S.G.N.	S.G.N. Pontine Sub	Immersioni ARA	47 campionamenti di rocce (piattaforma)
nov-01	C.N.R.	Martino	Chirp e Sparker	Sismostratigrafici ad alta risoluzione (piattaforma e scarpata)
gen-02	S.G.N.	S.G.N. Dragaggi	Draga	29 dragaggi (piattaforma)
ago-02	S.G.N.	S.G.N. Fogliano 2	Sonar a scansione laterale e Chirp	Sismostratigrafici ad alta risoluzione/morfoacustici (piattaforma)
set-03	C.N.R.	Eleonora	Multibeam, Sparker e Chirp	Batimetria scarpata sup./ciglio. Sismostratigrafici ad alta risoluzione (piattaforma)
feb-04	C.N.R.	S. Silverio	Sparker e Chirp	Sismostratigrafici ad alta risoluzione (piatt. e scarpata); 4 dragaggi (piattaforma)

Tutti i dati a disposizione sono stati integrati in ambiente georeferenziato e gestiti tramite programmi CAD e GIS.

Occorre precisare che alcuni problemi riguardanti il posizionamento dei dati sismici (dati acquisiti in campagne antecedenti al 1992, e quindi precedenti all'utilizzo del sistema GPS) e quello dei dati *side scan sonar* hanno reso necessaria la ri-localizzazione dei dati attraverso correlazione morfologica con i dati batimetrici dell'Istituto Idrografico della Marina. Ciononostante, i dati *side scan sonar* di alcuni settori (in particolare quelli prossimi alla costa ove la navigazione è molto irregolare), sono rimasti affetti da errori di posizionamento stimabili fino a 70-100 m.

Il rilevamento delle aree marine è stato condotto seguendo i criteri illustrati nelle linee guida del progetto CARG (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia Serie III-Vol. 12), con procedure che tuttavia differiscono in maniera sostanziale da quelle abitualmente utilizzate negli altri contesti italiani. Infatti, in considerazione delle caratteristiche peculiari dei fondali pontini, costituiti essenzialmente

da sedimenti sabbiosi di natura bioclastica, e caratterizzati in maniera diffusa da rocce affioranti e sub-affioranti, nei rilievi è stata privilegiata l'acquisizione dei dati di superficie (*side scan sonar*, bennate, dragaggi e campionamenti tramite operatore subacqueo) rispetto a quelli di sottofondo (sismica e carotaggi di sedimento marino). In questo contesto risulta infatti praticamente impossibile l'esecuzione di carotaggi a gravità per la mancanza di penetrazione del carotiere nei sedimenti sabbiosi. Anche la sismica a riflessione monocanale ad alta risoluzione presenta fortissime limitazioni dovute alla scarsa o nulla penetrazione del segnale acustico; gli unici settori in cui si è avuta una discreta penetrazione sismica sono le aree di piattaforma esterna/ciglio ove sono presenti i depositi di caduta-basso stazionamento della sequenza deposizionale tardo-quaternaria (cfr par. 9.1).

Di particolare importanza si è rivelata l'acquisizione dei dati *side scan sonar*, con copertura pressoché totale dei fondali della piattaforma. Ciò ha consentito di cartografare con estremo dettaglio i lineamenti morfologici principali e le facies *sonar* associate alla presenza di sedimenti con tessitura e/o composizione differente. Al fine di caratterizzare da un punto di vista sedimentologico e composizionale le diverse facies *sonar* individuate, sono stati effettuati numerosi campionamenti mirati tramite benna, progettati successivamente all'interpretazione dei dati *sonar*.

Particolare attenzione è stata rivolta all'analisi composizionale della frazione bioclastica (prevalente nei settori di piattaforma intermedia ed esterna) che in questo studio ha rappresentato uno strumento imprescindibile per l'identificazione delle diverse unità deposizionali, nonché per l'individuazione dei principali fattori di controllo della sedimentazione.

Le unità deposizionali sono state quindi cartografate attraverso l'integrazione dei dati *sonar* a scansione laterale e delle caratteristiche tessiturali e composizionali dei sedimenti. È importante sottolineare come, in un contesto quale quello dell'arcipelago Pontino occidentale, l'unica possibilità di definire i limiti delle unità deposizionali sia data dall'utilizzo dei limiti delle facies *sonar*. Tuttavia, occorre considerare che sebbene queste ultime siano associate essenzialmente alla tessitura e/o composizione dei sedimenti, non sono in relazione univoca con le unità deposizionali. È pertanto possibile che i limiti cartografati non tengano conto di eventuali variazioni composizionali e di passaggi gradualità tra le diverse unità. Del resto, vista l'estrema articolazione della distribuzione delle unità deposizionali, una loro mappatura basata esclusivamente sulle caratteristiche dei sedimenti non fornirebbe una ricostruzione realistica, perché inficiata dall'impossibilità di ricostruire l'andamento di unità molto articolate attraverso l'interpolazione di dati puntuali.

Inoltre, in diversi casi, per esigenze cartografiche, i limiti delle unità deposizionali con andamento particolarmente articolato (ad esempio le rocce incrostate da coralligeno) sono stati semplificati a seguirne l'andamento medio. Anche per quel che riguarda i lineamenti areali sono stati cartografati quelli con dimensioni rappresentabili alla scala del Foglio; i lineamenti di piccole dimensioni (in genere dimensioni inferiori a 0.25 km²) sono stati raggruppati quando possibile, altrimenti sono stati omessi.

Particolarmente utili si sono rivelati i 45 campionamenti eseguiti tramite operatore subacqueo, che hanno consentito una accurata caratterizzazione litologica degli affioramenti sottomarini fino alla profondità massima di 47 m. Al contrario, i numerosi dragaggi del substrato roccioso realizzati in piattaforma sono stati efficaci solo in pochi casi, per la diffusa presenza a profondità superiori a ~50 m di coralligeno incrostante.

Infine, la presenza di corpi deposizionali con spessori e continuità laterale significativi solo nei settori di piattaforma esterna/ciglio ha causato forti limitazioni nell'applicazione dei principi stratigrafico-sequenziali e nell'individuazione di unità a limiti inconformi. Per lo stesso motivo non è stato possibile effettuare alcuna correlazione stratigrafica terra-mare. L'unica correlazione possibile è stata quella relativa alle unità vulcaniche, realizzata su base petrografica e morfologica (cfr par. 8.1.1).

Le secche rocciose sono state attribuite a formazioni vulcaniche in base a dragaggi e a campionamenti puntuali. Il limite degli affioramenti è stato poi definito su base morfologica e quindi la loro presenza è da ritenersi probabile ma non provata. Parimenti, molti alti morfologici non caratterizzati petrograficamente (o perché non campionati o perché molto incrostati da concrezioni biogene) sono stati attribuiti al substrato solo in base ai caratteri morfoacustici.

VI – STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE DELL'ARCIPELAGO

(C. CIMARELLI, D. DE RITA & M. FABBRI)

1. - UNITÀ PRE-VULCANICHE

Le unità pre-vulcaniche più antiche, sedimentarie e metamorfiche, affiorano nell'isola di Palmarola e nel settore nord-orientale dell'isola di Zannone formando una falesia alta circa 100 metri. Le pareti della falesia sono spesso interessate da fenomeni di crollo, responsabili della formazione delle conoidi di detrito che raggiungono le spiagge. Nella carta tali conoidi non sono state cartografate per motivi di scala. (Paleozoico? - Pliocene superiore)

1.1. - UNITÀ DI CALA DELL'ACQUA (AQA)

Si tratta di arenarie compatte grigio verdi, stratificate in banchi decimetrici, a granulometria da media a fine, passanti verso l'alto a filliti quarzoso-sericitiche fittamente laminate, di colore grigio scuro, con abbondanti intercalazioni costituite da sigmoidi di quarzo e mineralizzazioni a pirite. È evidente un clivaggio grosso modo parallelo ai piani di stratificazione, spesso evidenziato dall'allineamento dei minerali di mica. L'affioramento è interessato in modo pervasivo da una mineralizzazione a calcite che si presenta spesso anche in vene.

L'unità è interessata da deformazioni sia di tipo duttile che di tipo fragile.

Un'analisi strutturale di dettaglio è riportata in DE RITA *et alii*, 1986.

L'unità affiora solamente nel settore nord orientale dell'isola, poco a nord di Punta Lauro con uno spessore di alcuni metri. Non sono stati riconosciuti fossili di alcun tipo. L'unità viene attribuita al tardo Paleozoico o al Triassico, in considerazione dei suoi rapporti giacaturali con le soprastanti dolomie ed in accordo con quanto già discusso dagli Autori precedenti (SEGRE, 1953-54; PAROTTO & PRATURLON, 1975; DI SABATINO, 1979). Permo-Trias?

1.2. - UNITÀ DI CAPO NEGRO (NEG)

Alla base, questa unità è costituita da un calcare dolomitico grigio scuro quasi nero, intensamente brecciato, a fratturazione scheggiata in prossimità delle dislocazioni. Sono presenti alternanze di strati scistosi e banchi blu-neri (che PAROTTO & PRATURLON, 1975, associano alla “facies Portoro” dell’Appennino settentrionale) con fitto reticolato di vene calcitiche bianche. Verso Capo Negro diventa più vacuolare a carattere cavernoso, attraversato da fratture e grosse vene di dolomite e geodi di quarzo. I calcari dolomitici si presentano talvolta alterati fino a ridursi in sabbioni. Verso l’alto, le dolomie si presentano compatte, in potenti bancate di colore grigio chiaro. Contengono abbondanti megalodonti e stromatoliti. Le zone di alterazione sono piuttosto frequenti e sono costituite da cristalli di zolfo immersi in materiale talcoso biancastro con quarzo e calcite alterata da ossidi, probabilmente generati durante la fase pneumatolitica associata all’attività vulcanica.

L’età di questa unità è riferibile al Norico-Retico. Gli affioramenti si trovano lungo tutta la costa NE dell’isola costituendo una ripida falesia di oltre 70 metri di altezza. Lo spessore totale dell’unità è stimabile attorno ai 600-700 metri circa. Un contatto tettonico di tipo diretto separa questa unità dalle sottostanti arenarie e filliti (fig. 8). Anche questa unità appare fortemente tettonizzata. DE RITA *et alii*, 1986, riconoscono una fase di deformazione principale con

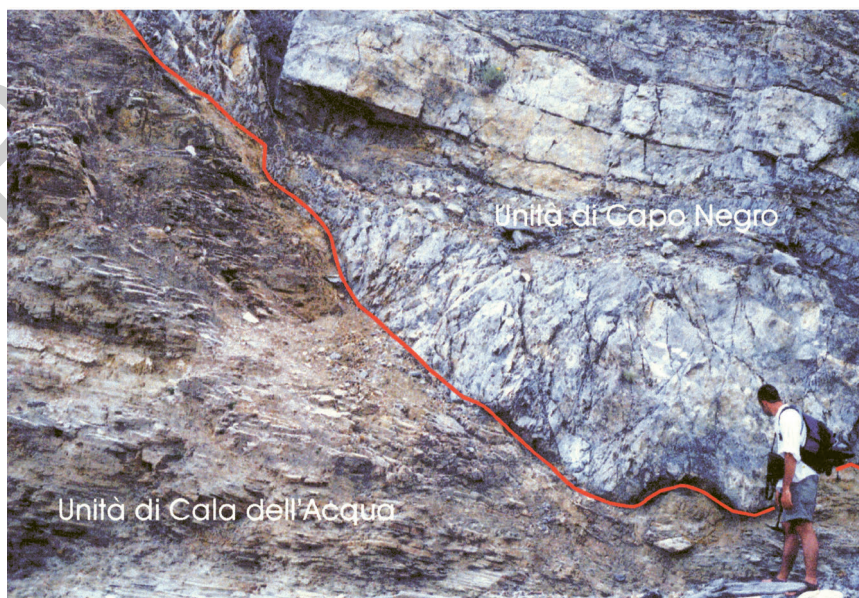


Fig. 8 - Isola di Zannone. Contatto tettonico tra l’Unità di Cala dell’Acqua e l’Unità di Capo Negro

direzione N60E e trasporto verso ONO, forse di età miocenica, che culmina con lo stiramento verso SSE accompagnato da un'intensa fagliazione normale con conseguente collasso gravitativo.

Nell'ambito di questo rilevamento la giacitura quasi verticale della dolomia e la presenza di strie che indicano lo slittamento gravitativo inter-strato viene ricollegata ai processi di deformazione indotti dalla messa in posto del duomo. Norico-Retico

1.3. - COMPLESSO DI MONTE PELLEGRINO (PEG)

Per esigenze cartografiche sono stati raggruppati con questa dizione i termini sedimentari dal Maastrichtiano-Serravalliano, provenienti da ambienti diversi e che sono tra di loro in contattato tettonico

Per quanto riguarda i termini più antichi, si tratta di alternanze ben stratificate di calcari e marne da grigie a bianche (facies della "Scaglia rossa"), con resti di *Globotruncana* sp., *Morozovella* sp., *Gumbelina* sp., e globigerinidi che ne permettono un'attribuzione al Maastrichtiano-Eocene.

Al di sopra della "Scaglia" sono presenti i termini del flysch miocenico. Essi risultano costituiti da calcari marnosi, marne policrome, marne nere e arenarie.

La fauna è scarsa ma permette una datazione al Langhiano-Serravalliano anche se per alcuni termini non è da escludere un'età più recente.

Il contatto tettonico del complesso di Monte Pellegrino che interessa l'unità di Capo Negro, è planare e mostra spettacolari pieghe metriche all'interno dei termini più antichi dell'unità di tetto. Tale contatto viene interpretato come dovuto allo slittamento gravitativo della scaglia sulla dolomia indotto dalla messa in posto del duomo. Maastrichtiano-Serravalliano

1.4. - UNITÀ DE IL VARO (VOR)

L'unità è costituita da argille e marne grigio-turchine che localmente contengono all'interno grossi cristalli di gesso spesso geminati che, per la loro posizione non è escluso che siano rimaneggiati. Gli affioramenti si presentano discontinui in contatto anomalo con le unità riolitiche, spesso limitati da piani di discontinuità a basso angolo e mineralizzati. I più estesi assumono una morfologia calanchiva e si trovano in località Grottele, nella parte meridionale dell'isola di Zannone. Nel deposito si possono osservare alcune impronte di microfossili dalla forma globulare (globigerinidi e *Orbulina* sp. di grandi dimensioni; COSENTINO comunicazione personale). La definizione degli stessi risulta impossibile. Infatti qualora si tenti di lavare e setacciare il deposito, non si conserva alcuna traccia organica.

Ciò può essere dovuto ad una alterazione del deposito stesso a contatto con la massa lavica del duomo riolitico di Zannone. I rapporti giacitureali osservabili giustificano l'ipotesi che tali argille siano state sollevate, deformate e mineralizzate durante la messa in posto del duomo. L'età è incerta. Sulla base della presenza dei gessi è attribuita al Messiniano (SEGREG, 1953-54) anche se non

è da escludere un'età più recente (Pliocene?; COSENTINO, comunicazione personale) (fig. 9).
Messiniano?

1.5. - UNITÀ DI SAN SILVERIO (VEO)

Questa unità affiora in estensione limitata (una decina di metri per 4-5 metri di spessore) solo sull'isola di Palmarola in prossimità della località San Silverio. È costituita da marne e argille di colore da grigio verde a giallastre, passanti verso l'alto ad argille sabbiose. Nel complesso massive; contengono resti di Foraminiferi planctonici e bentonici, Ostracodi, radioli di Echinidi e rari resti di Lamellibranchi di mare profondo. L'associazione microfaunistica presenta una prevalenza di specie indicanti condizioni di mare aperto e profondo, e per la presenza di *Globorotalia inflata* d'Orbigny può essere attribuita al Pliocene superiore (CARRARA *et alii*, 1986). Le argille non contengono materiale vulcanico e sono troncate al tetto da una netta superficie di erosione.

Pliocene superiore



Fig. 9 - Isola di Zannone. Contatto tra l'Unità de il Varo e l'Unità di Cala del Core in facies b.

2. - LITOSOMA PONZA

Le vulcaniti riolitiche sono state distinte in unità e ricondotte ad un unico litosoma, il litosoma Ponza. Le superfici che lo delimitano sono superfici significative alla scala del vulcano, in quanto delimitano un periodo in cui l'attività vulcanica si è svolta con caratteristiche uniformi per quanto riguarda il chimismo, le modalità eruttive e l'ambiente di messa in posto. Le unità eruttive appartengono all'attività di un complesso di duomi sottomarini emessi principalmente lungo fessure orientate NE-SO. I duomi sono per lo più coalescenti tra loro ed i rapporti geometrici tra le facies evidenziano la continuità dei loro processi di messa in posto. L'attività dei duomi di Ponza e Zannone è inclusa nell'unità di Cala del Core mentre l'unità di Monte Tramontana inclu-

de quella dei duomi di Palmarola. Le due unità sono state distinte sulla base delle indicazioni mineralogico-petrografiche e geocronologiche che indicano per Palmarola un chimismo più sodico ed un'età lievemente più giovane. La messa in posto di ciascun duomo include più pulsazioni eruttive, con produzione di una grande varietà di facies. Le prime fasi di attività producono la massa ialoclastitica che presenta facies via via meno brecciate in funzione della maggior protezione dal contatto con l'acqua marina che la massa stessa offre. Successivamente il magma può introdursi nelle fratture di contrazione per raffreddamento prodotte all'interno della massa ialoclastica appena messa in posto. Tipicamente queste fratture sono radiali e tangenziali rispetto al cuore del duomo (DE RITA *et alii*, 2001).

L'analisi della distribuzione delle facies ialoclastiche e coerenti ha permesso di ricostruire le geometrie dei duomi principali. A Ponza, un duomo è stato localizzato in corrispondenza di Monte Pagliaro; almeno due duomi sono coalescenti a Cala dell'Acqua, ed uno si trova in corrispondenza di Piano d'Incenso. A Zannone è stato riconosciuto un unico duomo più o meno coincidente con gli affioramenti di vulcaniti presenti. Per quanto riguarda l'isola di Palmarola sono stati identificati due duomi, Punta Tramontana e Monte Guarniere, rispettivamente ubicati probabilmente a NO di Monte Tramontana e a SE di Monte Guarniere.

Ogni duomo ha un raggio di circa 1 km e presenta una distribuzione di facies inerente al processo di messa in posto che lo ha prodotto. Ad esempio i duomi di Piano d'Incenso e di Zannone presentano facies più laviche e coerenti, con un grado di autobrecciazione molto basso rispetto a quelle dei duomi di Cala dell'Acqua, Monte Pagliaro, e a quelli di Monte Tramontana e di Monte Guarniere a Palmarola. Questo implica una minore interazione con l'acqua marina che potrebbe essere dovuta ad una crescita in condizione di criptoduomo per i centri di Piano d'Incenso e di Zannone. La presenza di un alto del substrato sedimentario in corrispondenza della parte settentrionale dell'isola di Ponza e dell'isola di Zannone, potrebbe rendere plausibile questa ipotesi.

L'età di messa in posto dei duomi è a tutt'oggi problematica. Il ritrovamento di argille del Pliocene superiore sollevate dalla messa in posto delle vulcaniti può essere considerato l'unico dato di riferimento certo che colloca il vulcanismo ad un'età quaternaria o di poco successiva al Pliocene superiore (DE RITA *et alii*, 1986). Tale dato è in accordo con la datazione effettuata sulla lava di Monte Tramontana che la pone a 1.6 Ma (BARBERI *et alii*, 1967). Le datazioni radiometriche eseguite in passato sulle rioliti di Ponza (BARBERI *et alii*, 1967; SAVELLI, 1983, 1987), hanno fornito età comprese nell'intervallo di 5.0-1.9 Ma. Questo dato risulta problematico sia perché collocherebbe il vulcanismo di Ponza in un arco di tempo troppo lontano da quello di Palmarola, sia perché presupporrebbe un *range* temporale troppo lungo per un processo che invece presumibilmente è rapido e continuo.

Pliocene superiore *p.p.* – Pleistocene inferiore *p.p.*

2.1. - UNITÀ DI CALA DEL CORE (UCO)

L'unità di Cala del Core, comprende le vulcaniti basali riolitiche, a carattere calcoalcalino alto in potassio, dell'isola di Ponza e Zannone. Include numerose variazioni di facies connesse al diverso grado di frammentazione subita dal magma al contatto con l'acqua durante la crescita subacquea dei duomi. Per motivi di scala del foglio geologico le varie litofacies sono state suddivise in tre tipologie rappresentative: **UCOa**) lava coerente; **UCOb**) breccia ialoclastica clasto-sostenuta; **UCOc**) ialoclastite matrice-sostenuta (fig. 10).



Fig. 10 - Facies dell'Unità di Cala del Core. a) lava coerente, b) breccia ialoclastica clasto sostenuta, c) ialoclastite matrice sostenuta.

UCOa: in questa litofacies sono incluse tutte le tipologie laviche a basso o nullo grado di frammentazione. Si tratta di lave a tessitura da afanitica (rari fenocristalli di K-feldspato) a porfirica (fenocristalli di plagioclasio, K-feldspato e biotite). Per lo più costituiscono i vari dicchi i cui margini ondulati sono spesso circondati da una zona di alterazione idrotermale. La giacitura è variabile, da subverticale a suborizzontale con inclinazioni minori di 30°. Procedendo dall'interno verso l'esterno dei dicchi, la lava passa da facies più coerenti a facies ossidianece, spesso perlitiche, interessate da pseudostratificazioni (*flow-banding*) parallele ai margini del dicco, e via via più alterate e sempre meno ricche in fenocristalli. La parte più interna dei dicchi presenta spesso una fessurazione colonnare. Lo spessore dei dicchi varia da alcuni metri a poche decine di metri.

Nelle secche a SO di Palmarola **UCOa** passa a luoghi anche alla facies ialoclastica **UCOc**, non cartografabile alla scala della carta.

UCOb: si tratta di una breccia, massiva, clasto-sostenuta, costituita da clasti angolari di lava riolitica, di dimensioni da decimetriche a metriche spesso con evidente *flow-banding*. Al contatto tra i vari clasti e al loro interno si riconosce una scarsa matrice ialoclastica. Affiora nell'isola di Ponza, in località Cala dell'Acqua e più estesamente in località Punta d'Incenso; costituisce, inoltre, l'isolotto di Gavi e gran parte dell'isola di Zannone. In accordo al modello di DE RITA *et alii* (2001), tale facies si produce per autobrecciazione della lava nella parte più vicina al nucleo del duomo, dove la lava è più protetta dal contatto con l'acqua o quando il duomo cresce in condizione di criptoduomo.

UCOc: include ialoclastite a diverso grado di brecciazione: da ialoclastite costituita da clasti di lava riolitica, da decimetrici a metrici, in scarsa matrice, ai margini dei dicchi; a ialoclastite costituita da clasti di lava da centimetrici a decimetrici, immersi in una matrice cineritica di colore grigio chiaro che è la facies più comune; fino a ialoclastite caratterizzata da un alto grado di frammentazione formata da clasti di lava riolitica da millimetrici a centimetrici immersi in abbondante matrice cineritica di colore grigio chiaro. La ialoclastite si presenta per lo più massiva. Raramente la ialoclastite appare pseudostratificata: in questo caso è possibile che processi di slittamento abbiano causato la rimobilizzazione lungo piani a basso angolo di intere masse di ialoclastite.

Alcuni di questi piani sono ben visibili a Cala dell'Acqua e sono stati posti in relazione alla crescita del duomo che crea instabilità dei versanti, facilitandone lo slittamento a valle. In altri casi la presenza di processi di rimobilizzazione viene dedotta dal brusco contatto tra facies a diverso grado di brecciazione (spiaggia di Cala del Frontone). Connessi a questi processi sono anche i depositi di *debris flow* confinati all'interno di canali ad U visibili in località Punta Capo Bianco.

A Cala dell'Acqua nella parte alta dell'unità compare un limitato spessore di livelli cineritici stratificati imputabili ad un locale episodio idromagmatico, non cartografabili alla scala della carta.

Le facies ialoclastiche mostrano nella parte settentrionale dell'isola di Ponza un'estesa area di alterazione idrotermale con formazione di bentonite, caolino ecc.

Pliocene superiore *p.p.* - Pleistocene inferiore *p.p.*

2.2. - UNITÀ DI MONTE TRAMONTANA (TTN)

Questa unità comprende le vulcaniti riolitico-sodiche legate all'attività dei duomi sottomarini che compongono l'isola di Palmarola. Sono state individuate due litofacies: **TTNa**) lava coerente; **TTNb**) ialoclastite matrice-sostenuta. Le variazioni di facies sono connesse al grado di frammentazione del magma al contatto con l'acqua.

TTNa: si tratta di una lava a tessitura da afanitica a porfirica, contenente unicamente cristalli di feldspato alcalino-sodico (anortoclasio) con caratteristiche macroscopiche simili alla facies **UCOa** dell'unità di Cala del Core, per lo più in dicchi. Solo le analisi chimiche rivelano un carattere alcalino e una maggiore omogeneità chimica rispetto alle rioliti di Ponza. L'affioramento più esteso e spettacolare è situato in corrispondenza di M. Tramontana. Qui le lave si presentano particolarmente interessate da *jointing* colonnare, e costituiscono una falesia di circa 200 metri di altezza. Datazioni radiometriche effettuate con il metodo K/Ar indicano un'età di 1.6 Ma (BARBERI *et alii*, 1986; SAVELLI 1983, 1987).

TTNb: questa facies, sia per i meccanismi di messa in posto, sia per le proprietà chimico petrografiche della ialoclastite, mostra caratteristiche tessitura-

li che possono essere ricondotte in toto all'analogia facies c di Cala del Core. Pleistocene inferiore *p.p.*

3. - SINTEMA CHIAIA DI LUNA (CHL)

La superficie di letto di questo sintema è una superficie ad alto rilievo ed è attualmente osservabile solo nel settore meridionale dell'isola di Ponza dove è rappresentata dalla superficie erosiva che determina nelle vulcaniti riolitiche di base delle profonde incisioni con dislivelli di almeno 80 metri. Le incisioni sono state in seguito riempite dai depositi piroclastici legati all'attività esplosiva trachitica del duomo di Monte Guardia.

Questa superficie potrebbe essere stata prodotta da un abbassamento del livello del mare verificatosi nel Pleistocene inferiore, dopo la fine dell'attività subacquea e precedente a quella subaerea, in un periodo compreso tra circa 1.6 e 1.1 Ma (BARBERI *et alii*, 1967; SAVELLI, 1983, 1987; BELLUCCI *et alii*, 1999). Il Sintema comprende le unità appartenenti al litosoma Monte Guardia e l'unità di Monte Guarniere. Pleistocene inferiore *p.p.*

3.1. - LITOSOMA MONTE GUARDIA

Sulla base delle correlazioni stratigrafiche e dei caratteri chimico-petrografici delle unità eruttive, il litosoma Monte Guardia è relativo ai processi di crescita e collasso di un duomo trachitico, il cui centro di emissione doveva essere ubicato poco più a sud di Monte Guardia (fig. 11). Pleistocene inferiore *p.p.*

3.2. - UNITÀ DI PARATA DEGLI SCOTTI (PGO)

Questa unità è composta da una successione di depositi associati a più eventi eruttivi, nel complesso sette, separati da superfici di ordine gerarchico inferiore a quelle del litosoma, e relative a brevi stasi dell'attività vulcanica. Solo tra la terza unità eruttiva e la seconda è presente una superficie erosiva ad alto rilievo, responsabile dell'incisione di circa 60 m s.l.m., visibile in località Parata degli Scotti. Tale superficie è stata comunque considerata di ordine gerarchico inferiore, in quanto osservabile solo nella suddetta località. È possibile quindi che il suo sviluppo sia connesso ad una situazione locale, come il colmamento e reincisione durante l'attività vulcanica di una paleotopografia preesistente. Non è da escludere che la forte erosione possa essere stata prodotta anche per un locale rigonfiamento del duomo. (fig. 12).

La prima unità è costituita da una matrice cineritica grigio chiara, con scheletro a granulometria nel complesso lapillosa, costituito da pomici grigio chiare, microvescicolate, con vescicole allungate, afriche o con scarsi cristalli di pirosseni e biotite, litici sienitici, riolitici e trachitici. Nel complesso il depo-

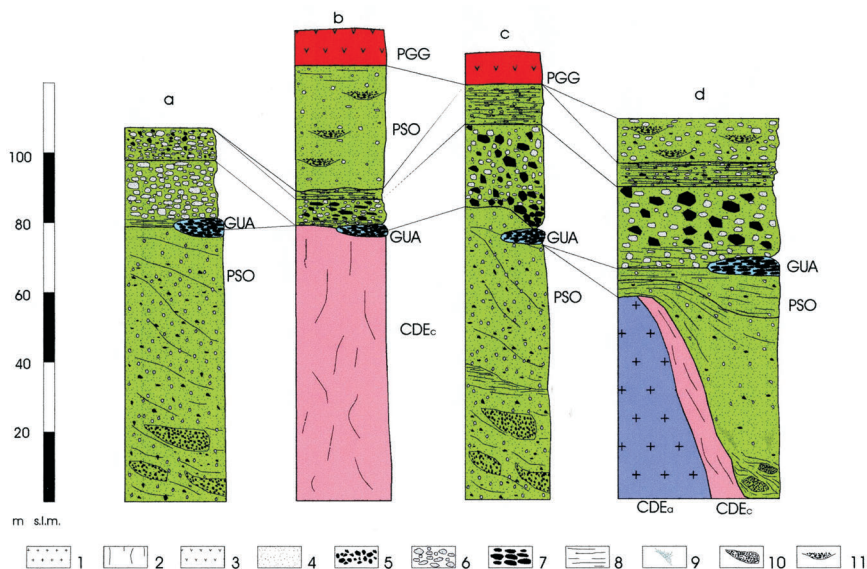


Fig. 11 - Correlazione stratigrafica tra le sezioni di: a) Chiaia di Luna, b) Punta del Fieno Nord, c) Parata degli Scotti Sud, d) Parata degli Scotti Nord.

Legenda: 1) Lava in dicco; 2) Breccia ialoclastica; 3) Lava del duomo; 4) Ceneri o sabbie; 5) Litici; 6) Pomici; 7) Ciottoli; 8) Stratificazione da parallela ad incrociata a basso angolo; 9) Pipes; 10) Tasche di litici; 11) Concentrazione di litici.

GUA – Unità di Monte Guarniere; PUD – Unità di Punta della Guardia; PGO – Unità di Parata degli Scotti; UCOc – Unità di Cala del Core facies c; UCOa – Unità di Cala del Core facies a.

sito appare clastosostenuto. Alla base la percentuale di scheletro è minore e la granulometria è più fine. Verso l'alto, sono presenti lenti costituite soprattutto da litici lavici decimetrici e laminazioni sia parallele sia incrociate a basso angolo.

Al tetto è presente un'alternanza di livelli cineritico lapilloso, da clastosostenuti a matrice sostenuti costituiti da pomici grigio chiari e litici riolitici, trachitici e sienitici. Nel complesso il deposito può essere interpretato come prodotto da flussi concentrati depositosi in acqua. Le tasche di materiale grossolano presenti all'interno possono essere interpretate come prodotti di *debris flow* innescati da collassi settoriali del duomo o da fasi particolarmente esplosive e distruttive.

La seconda unità ha una matrice cineritica, grigio chiara con scheletro nel complesso lapilloso, costituito da pomici bianco grigiastre, microvescicolate con vescicole allungate, afiriche o con cristalli di biotite e k-feldspato (circa il 60%) e litici trachitici, riolitici e sienitici. Si presenta massiva e caotica. Le caratteristiche strutturali e tessiture permettono di stabilire che si tratta di un deposito da colata piroclastica.

Affioramenti di queste due prime unità eruttive sono presenti in località Punta del Fieno sud e Chiaia di Luna, di fronte ai Faraglioni di Calzone Muto.

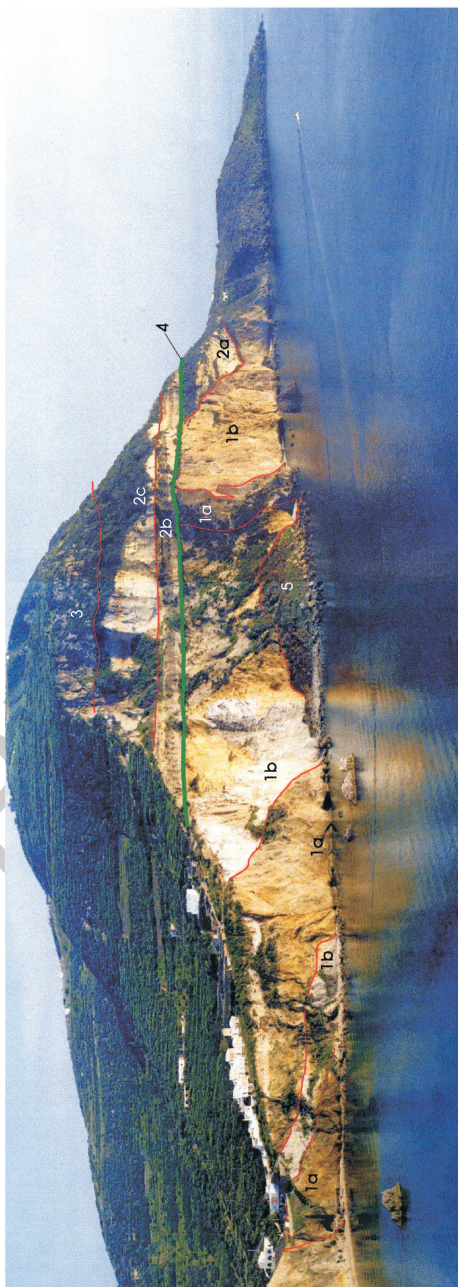


Fig. 12 - Isola di Ponza - località Punta del Fieno. Legenda: 1) Unità di Cala del Core; a) lava coerente; b) ialoclastite. 2) Successione di Parata degli Scotti: a) 1^a e 2^a unità; b) 5^a e 6^a unità; c) 7^a unità. 3) Unità di Punta della Guardia. 4) Unità di Monte Guarniere. 5) Detrito.

Lo spessore complessivo per le due unità è valutabile intorno agli 80 metri circa.

Appena a SE del centro abitato di Ponza, verso la località Parata degli Scotti, in prossimità del belvedere, è presente un deposito, costituito principalmente da sabbie grossolane, di colore grigio chiaro, a stratificazione da parallela ad incrociata, contenenti lenti conglomeratiche a laminazione inclinata verso est. I clasti lavici, sia trachitici che riolitici, e ialoclastici, hanno un arrotondamento che varia da subangoloso a subarrotondato. Sono inoltre presenti pomici arrotondate grigie, con vescicole tonde o fibrose, afiriche o con piccoli cristalli di k-feldspato. Sono visibili intercalati due paleosuoli di colore da marrone a rossastro; al di sopra del secondo aumenta la componente pomicea.

Per la scarsità di affioramenti, non è stato possibile ricostruire i rapporti tra questo deposito e le prime due unità. Presumibilmente si trova al tetto di entrambe le unità e rappresenta una fase di rimaneggiamento intereruttivo.

La terza unità è costituita da una matrice cineritica grigio chiara con scheletro (circa 35%) composto da pomici grigie o marroni, di dimensioni nel complesso centimetriche e raramente decimetriche, mediamente vescicolate con setti da tondeggianti a mediamente allungati e contenenti k-feldspato. Si rinven- gono litici lavici ossidianacei e di ialoclastite. L'unità presenta variazioni di facies laterali, da *valley pounded a venier*, riconducibili a trasformazioni del flusso durante la sua messa in posto. Strutture di degassazione verticali e di dimensioni metriche sono visibili lungo la falesia di Parata degli Scotti (fig. 12).

La loro dimensione e la geometria permettono di stabilire che si siano formati al momento dell'entrata in acqua dell'unità, dando anche indicazioni sulla collocazione della linea di costa al tempo della sua messa in posto. Nella parte sommitale del deposito è visibile una stratificazione parallela e sono presenti lenti di materiale più grossolano, per lo più bombe e lapilli pomicei. Il deposito può essere interpretato come generato da una colata piroclastica prodotta da una fase altamente esplosiva del duomo. Lo spessore massimo visibile è di circa 50 m.

La quarta unità è costituita da un'alternanza irregolare di livelli lapillosi pomicei e cineritici contenenti grossi blocchi lavici, a stratificazione parallela e incrociata a basso angolo e strati lentiformi. Le pomici sono grigio chiaro e grigio scuro, con biotite e forse pirosseno, vescicolate con setti ovoidali. Lo spessore totale di questa unità è di circa 10 metri. ed è interpretabile come il deposito di un'eruzione idromagmatica.

La quinta unità presenta una matrice cineritica con scheletro costituito da pomici da centimetriche a decimetriche e litici lavici trachitici di dimensioni fino a metriche. Alla base dell'unità, per i primi 6 metri circa di spessore, il deposito si presenta stratificato con matrice cineritica e scheletro costituito da pochi litici che verso l'alto aumentano gradualmente in dimensioni e numero, fino a prevalere sulla matrice ed assumere le dimensioni dei blocchi. Il resto dell'unità appare massiva ed organizzata in livelli a concentrazione variabile di litici a blocchi. Nel complesso l'unità è interpretabile come un deposito da colata piroclastica prodotta dall'esplosione del duomo di Monte Guardia.

Superiormente è presente la sesta unità, a matrice cineritica e scheletro costituito da pomici grigie e litici trachitici, a laminazioni sia parallele sia incrociate a basso angolo; presenza di strutture da impatto e lenti a granulometria più grossolana. Di colore da grigio a marrone rossiccio e spessore di circa 5 m. Le caratteristiche rilevate consentono di associare l'unità a meccanismi di messa in posto da *surge*.

La settima unità è a matrice cineritica biancastra con scheletro intorno al 40% costituito da pomici grigiastre decimetriche, poco vescicolate, con rari cristalli di k-feldspato e pirosseni, e litici lavici trachitici da decimetrici a metrici, spesso concentrati in tasche. Il deposito, massivo e caotico, raggiunge uno spessore massimo di circa 30 m in località Punta del Fieno. È interpretabile come un deposito da colata piroclastica.

Al di sopra della colata piroclastica sono presenti dei depositi sabbiosi contenenti pomici e litici lavici di dimensioni centimetriche, aventi stratificazione da parallela ad incrociata. La parte sommitale di questi depositi risulta ossidata

dal contatto con la soprastante lava di Monte Guardia. Per le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali rilevate, il deposito può essere interpretato come un rimaneggiato dei depositi sottostanti.

Pleistocene inferiore *p.p*

3.3. - UNITÀ DI PUNTA DELLA GUARDIA (PUD)

L'unità di Punta della Guardia è costituita da una lava compatta grigia, porfirica con fenocristalli di k-feldspato, plagioclasio e pirosseno che costituisce il duomo di Monte Guardia. Il *jointing* colonnare che caratterizza questa unità assume una direzione verticale in corrispondenza di Monte Guardia, mentre assume una direzione suborizzontale in corrispondenza di Punta della Guardia, sotto l'edificio del Faro. Tali direzioni forniscono un'indicazione sulla direzione del flusso, suggerendo che nell'area di Punta della Guardia fosse ubicato il centro di emissione. Alla base dell'unità, dove essa presenta il *jointing* verticale, si rinviene un livello di blocchi scoriacei ossidati, che ne costituiscono l'autobreccia. Nel complesso l'unità ha uno spessore di circa 140 metri. Datazioni geocronologiche indicano un'età di 1.1 Ma (BARBERI *et alii* 1967, SAVELLI 1983,1987, BELLUCCI *et alii* 1999).
Pleistocene inferiore *p.p*.

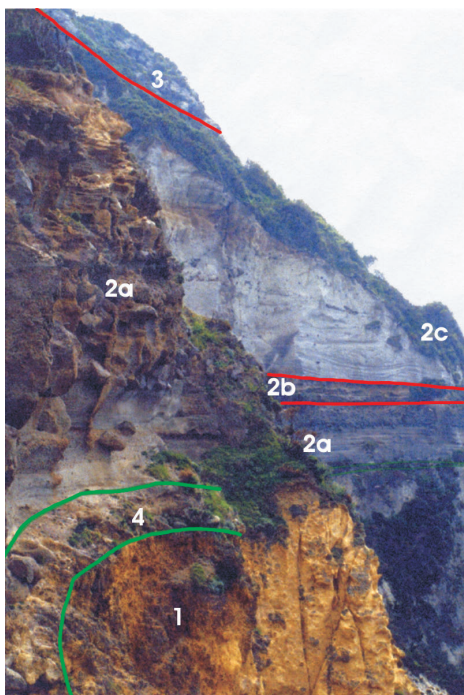


Fig. 13 - Isola di Ponza - località Punta del Fieno nord. In primo piano si nota l'appoggio dell'Unità di Monte Guarniere sulla Successione dell'unità di Parata degli Scotti. Legenda: 1) Unità di Cala del Core in facies ialoclastica; 2) Successione di Parata degli Scotti, 2a) 5^a unità, 2b) 6^a unità, 2c) 7^a unità. 3) Unità di Punta della Guardia. 4) Unità di Monte Guarniere.

3.4. - UNITÀ DI MONTE GUARNIERE (GUA)

L'unità di Monte Guarniere comprende depositi marini terrazzati presenti sulle isole di Palmarola e di Ponza a quote comprese tra 120 e 60 m s.l.m.

Si tratta di depositi di sabbie e conglomerati a matrice sabbiosa marrone, nel complesso clastosostenuti e pseudostratificati. Lo scheletro è costituito principalmente da litici lavici trachitici e riolitici con arrotondamento variabile da subangoloso a subarrotondato, le cui dimensioni variano da centimetriche a decimetriche.

Sull'isola di Ponza questo deposito poggia su di una superficie di terrazzamento posta ad una quota di circa 80 – 60 m s.l.m. con spessori generalmente intorno al metro (fig. 13).

Nell'isola di Palmarola depositi analoghi si rinvengono alla quota di circa 120 m s.l.m. sulla falesia di ialoclastite nella parte meridionale dell'isola tra Punta Sud e Punta Vardella, con uno spessore di circa 5 metri (fig. 14).

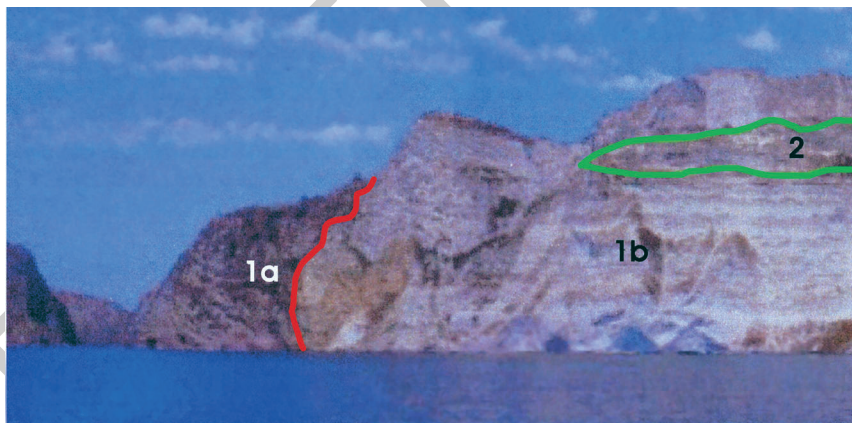


Fig. 14 - Isola di Palmarola – falesia tra Punta Sud e Punta Vardella. Legenda 1) Unità di Monte Tramontana: a) lava coerente, b) ialoclastite. 2) Unità di Monte Guarniere.

Sull'isola di Zannone, i depositi sono associati ad un solco di battigia inciso nella breccia ialoclastica, presente a circa 110 m s.l.m., sul versante centro-occidentale del Monte Pellegrino (fig. 15). La superficie di terrazzamento è ben evidente anche a sud dei ruderi del Convento, tra le quote di 125 e 100 m s.l.m. Pleistocene inferiore *p.p.*

4. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU)

La superficie di base di questo supersintema è la superficie indotta dal ritiro del mare dopo la deposizione dell'unità di Monte Guarniere. Tale arretramento deve essere più recente di 1.1 Ma e quindi potrebbe coincidere con un

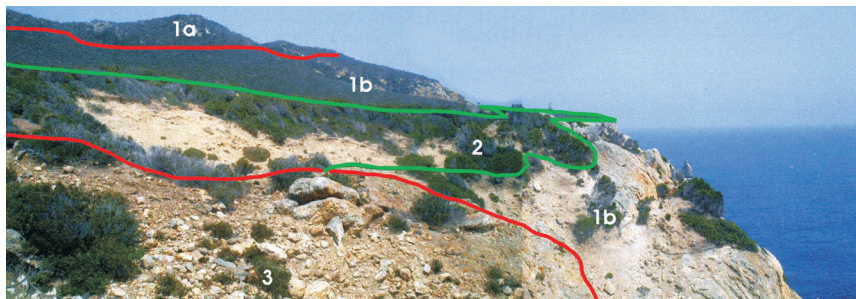


Fig. 15 - Isola di Zannone – lato meridionale. Legenda: 1) Unità di Cala Core: a) lava coerente, b) breccia ialoclastica matrice sostenuta. 2) Unità di Punta Levante. 3) Detrito.

momento di sollevamento regionale riscontrato nel continente tra 0.9 e 0.8 Ma. Per tale motivo le è stato assegnato un rango gerarchico superiore a quello dell'oscillazione del livello del mare ed è considerata una superficie di Supersintema. Comprende il Sintema Zannone. Pleistocene medio - Pleistocene superiore *p.p.*

4.1. - SINTEMA ZANNONE (ZNS)

Il Sintema Zannone è rappresentato dall'unità di Punta Levante presente sull'isola di Zannone e dall'unità Le Forna sull'isola di Ponza. La superficie di base del sintema è una superficie di erosione che raggiunge quote massime di 55 m s.l.m., relazionata allo *stage* isotopico 6 in base all'età dei depositi soprastanti datati al Tirreniano (SEGRE, 1953-54; CARRARA *et alii*, 1994). Pleistocene superiore *p.p.*

4.2. - UNITÀ DI LE FORNA (LFR)

Sabbie a granulometria da media a grossolana, da debolmente a fortemente cementate, color avana. Il deposito risulta clastosostenuto, costituito da granuli ben classati, da subarrotondati a subsferici di quarzo e/o k-feldspato, mica e altri frammenti di cristalli femici, frammenti di gusci e radioli di Echinidi. La laminazione degli strati è incrociata ad alto angolo. Le caratteristiche sedimentologiche del deposito e la stratificazione dello stesso, ne suggeriscono un meccanismo di messa in posto di tipo eolico. Il contenuto fossilifero è stato analizzato con il metodo del ^{14}C e dell'epimerizzazione dell'isoleucina (CARRARA *et alii*, 1994) ed ha fornito un'età per il deposito maggiore di 33 ka. Gli affioramenti più significativi sono situati nel settore centro-occidentale dell'isola di Ponza ed in particolare a Cala dell'Acqua. Pleistocene superiore *p.p.*

4.3. - UNITÀ DI PUNTA LEVANTE (LVT)

Si tratta di un deposito di spiaggia costituito da ciottoli arrotondati di breccia ialoclastica e di lava, riolitica da centimetrici a decimetrici, immersi in una scarsa matrice sabbioso-grossolana. Il deposito presenta delle laminazioni incrociate, ha uno spessore di circa 3 metri, ed è stato attribuito dagli Autori (SEGRE, 1953-54) al Tirreniano. L'affioramento più esteso si trova sull'isola di Zannone ad ovest di Punta Levante, in prossimità della falesia che costituisce la costa meridionale dell'isola, ad una quota di circa 55 m s.l.m. Pleistocene superiore *p.p.*

5. - UNITÀ OLOCENICHE

5.1. - UNITÀ DI PUNTA VIAGGIO (VGG)

Questa unità è composta in realtà da due depositi terrazzati che si articolano su due diverse quote. Il deposito posto alla quota più alta, circa 14 m s.l.m., è costituito da un conglomerato clastosostenuto, fortemente cementato a ciottoli vulcanici, arrotondati, di dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche.

La scarsa matrice ha una granulometria sabbiosa e contiene frammenti di gusci di molluschi. Si tratta di un deposito di spiaggia ad alta energia e il suo spessore è di circa 2 m. La superficie del terrazzo immerge di circa 10° verso ESE. Il deposito più basso, posto ad una quota di circa 6 m s.l.m. è costituito da un conglomerato i cui ciottoli sono di natura vulcanica, ben arrotondati, da centimetrici a decimetrici, a gradazione diretta. Contiene resti di Gasteropodi e di Echinidi. Il suo spessore è di circa 1.5 metri. Al tetto sono presenti relitti di una calcarenite giallastra di origine eolica.

Sulla base delle datazioni del ^{14}C e della epimerizzazione dell'isoleucina, condotte sui gusci dei molluschi, questi depositi risultano avere un'età olocenica (circa 5 ka; CARRARA & DAI PRA, 1992).

In base alla diverse quote dei due depositi, possiamo ipotizzare l'esistenza di movimenti tettonici recenti che hanno in una prima fase sollevato il deposito più antico e ne hanno causato il basculamento, e successivamente, dopo la formazione del deposito più basso in quota, li hanno sollevati entrambi.

Olocene

5.1.1. - *Depositi di spiaggia* (g_2)

Sono costituiti da sabbie sciolte o più frequentemente da ciottoli, nel complesso arrotondati. Sono localizzati principalmente nei settori di Parata degli Scotti, Chiaia di Luna, Spiaggia del Frontone, Cala del Core a Ponza, lungo la costa settentrionale di Zannone, e nella cala prospiciente il promontorio di San Silverio a Palmarola.

Olocene

5.1.2. - *Depositi alluvionali* (**b**)

Nella parte insulare sono costituiti principalmente da sabbie, limi e argille localizzate lungo due fossi ubicati nel settore centro-meridionale dell'isola di Ponza.
Olocene

5.1.3. - *Detrito di falda* (**a₃**)

Deposito a matrice sabbiosa a tratti prevalente, con scheletro costituito da clasti di lava e ialoclastite da centimetrici a decimetrici, nel complesso subangolosi. Si presenta da pseudostratificato a stratificato, da coerente a cementato. È presente in gran parte dell'isola con spessori variabili da pochi decimetri ad alcuni metri.
Olocene

5.1.4. - *Deposito di frana* (**a₁**)

Depositi costituiti prevalentemente da blocchi di lava e ialoclastite da decimetrici a metrici, provenienti dal crollo delle falesie che costituiscono le coste delle isole.
Olocene

5.1.5. - *Discarica* (**h₁**)

Si tratta di scarti di cava, presenti nella parte insulare, che si presentano come depositi sciolti di colore da bianco a grigiastro, composti dai residui della coltivazione della miniera di bentonite situata in prossimità di Punta del Papa. Lo spessore di tali depositi in alcune aree può superare i 5 metri ed ha parzialmente modificato la topografia locale.
Olocene

**VII - CARATTERI MINERALOGICI E PETROCHIMICI DELLE
VULCANITI DELLE ISOLE PONTINE OCCIDENTALI
(PONZA, ZANNONE E PALMAROLA)**
(a cura di D. DOLFI & A.M. CONTE)

1. - INTRODUZIONE

Le Isole Pontine occidentali sono costituite pressoché totalmente da rocce vulcaniche che, da un punto di vista composizionale sono inquadrabili nell'ambito dei litotipi riolitici e trachitici; questi ultimi sono presenti solamente nella parte meridionale dell'isola di Ponza e negli scogli limitrofi (Monte Guardia, Faraglioni di Calzone Muto, La Botte, Le Formiche).

Le rioliti costituiscono la totalità delle rocce affioranti nell'isola di Palmarola e sono i soli prodotti vulcanici presenti a Zannone, nella cui parte nord-orientale sono inoltre riconoscibili termini di bassissimo grado metamorfico costituiti da filladi e quarziti, soggiacenti ad unità carbonatiche, carbonatico-marnose e terrigene di età variabile dal Trias al Serravalliano (DE RITA *et alii*, 1989). Di tipo riolitico sono le manifestazioni vulcaniche che danno luogo alla breccia basale e ai dicchi e domi lavici affioranti nell'isola di Ponza, e precedenti le manifestazioni a carattere trachitico.

Le modalità di emissione sono state prevalentemente effusive, sia subacquee per quanto concerne i termini riolitici, che subaeree, per quanto concerne i litotipi trachitici. Fanno eccezione degli episodi esplosivi di interazione magma-acqua che segnano la transizione al vulcanismo decisamente subaereo nell'isola di Ponza, seguiti da episodi di flusso piroclastico, con la conseguente messa in posto di unità ignimbristiche. Gli episodi esplosivi sembrano essere innescati dalla risalita del magma a composizione trachitica, che genera la effusione finale di Monte Guardia.

2. - VULCANITI RIOLITICHE

Le rioliti si rinvennero in tutte e tre le isole, sia in facies brecciata e/o ialoclastica che in facies massiva, sotto forma di dicchi e duomi lavici ad aspetto sia ossidiano che litoide. È bene puntualizzare che in ciascuna delle isole i chimismi dei litotipi in facies brecciata non sono comunque distinguibili da quelli in facies massiva dei rispettivi dicchi, attestando una continuità nelle modalità di formazione e risalita dei magmi (tab. 2).

Le rioliti di Palmarola sono di tipo alcalino e chimicamente più omogenee di quelle di Ponza; queste ultime, a carattere calcoalcalino alto in potassio (CONTE & SAVELLI, 1994) mostrano infatti variazioni apprezzabili nel tenore di SiO_2 e di altri elementi maggiori; variazioni che segnano il passaggio a termini decisamente leucocrati (fig. 16).

Le rocce riolitiche di Zannone non possono essere caratterizzate chimicamente in modo univoco, dal momento che estesi fenomeni idrotermali di alta temperatura hanno modificato in modo variamente consistente il chimismo originario. Rapporti di elementi in traccia considerati immobili durante il processo idrotermale hanno consentito tuttavia di porre in continuità il magmatismo di quest'isola con quello che ha dato luogo alle rioliti dell'Isola di Ponza, piuttosto che con quello dei prodotti affioranti a Palmarola (fig. 17).

Il quadro delle rocce riolitiche affioranti nelle isole è completato dalla presenza di termini a carattere peralcalino, connessi ad una unica effusione comen-

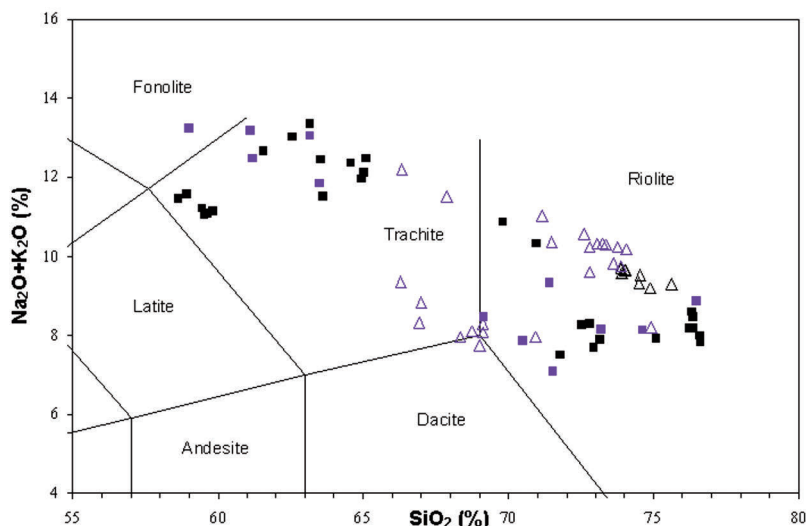


Fig. 16 - Diagramma classificativo somma alcali- SiO_2 (TAS; LE MAITRE et alii, 1989) delle vulcaniti non idrotermalizzate emerse e sommerse delle Isole Pontine Occidentali. In nero le vulcaniti emerse, in blu le vulcaniti sommerse; quadrati pieni = Settore Zannone-Ponza-Scoglio "La Botte"; triangoli vuoti = Palmarola.

Tab. 2 - *Analisi chimiche rappresentative delle rocce delle Isole Pontine Occidentali. 1-7: rioliti Ponza; 8-9 rioliti Zannone idrotermalizzate; 10-12: rioliti Palmarola (10 dicco; 11 breccia di base; 12 lava superiore); 13-16: trachiti Ponza (13 facies scura; 14 facies chiara; 15 ignimbrite; 16 incluso sienitico nella ignimbrite).*

	Cala Frontone	Chiaia di Luna	M.te Pagliaro	Chiaia di Luna	Punta del Fieno	Piana dell'Incenso			Zannone			Monte Tramont.	Cala Brigant.	Cala Brigant.		Mt. Guardia			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16			
SiO ₂	70.55	72.55	76.34	72.87	71.01	73.56	75.16	75.74	72.17	74.48	74.01	73.87	59.11	62.64	63.76	64.65			
TiO ₂	0.34	0.20	0.04	0.22	0.15	0.09	0.19	0.19	0.23	0.09	0.10	0.10	0.71	0.39	0.32	0.27			
Al ₂ O ₃	15.25	14.27	13.44	14.55	12.67	14.25	14.66	13.63	14.19	13.55	13.71	13.70	19.14	18.98	18.76	18.62			
Fe ₂ O ₃	0.91	1.32	0.30	1.02	4.92	0.17	0.81	0.51	0.16	1.89	1.88	1.94	2.19	1.91	1.49	1.70			
FeO	1.91	1.42	0.90	1.08	0.27	-	-	-	-	-	-	-	2.53	1.16	1.97	1.16			
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.28	0.00	0.00	0.03	0.02	0.08	0.07	0.09	0.10	0.12	0.14	0.14			
MgO	0.69	0.31	0.00	0.33	0.08	0.07	0.32	0.52	0.16	0.06	0.09	0.06	1.32	0.34	0.61	0.22			
CaO	2.43	1.53	0.76	1.58	0.27	0.06	0.74	0.08	0.05	0.48	0.48	0.55	3.08	1.38	1.37	0.80			
Na ₂ O	3.07	3.78	3.85	2.84	5.85	0.56	1.19	1.55	0.29	3.92	4.16	4.32	4.86	5.97	5.22	6.71			
K ₂ O	4.75	4.57	4.33	5.46	4.47	11.21	6.89	7.74	12.72	5.42	5.47	5.36	6.73	7.08	6.32	5.68			
P ₂ O ₅	0.06	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.22	0.03	0.05	0.04			
totale	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
L.O.I.	3.23	3.13	3.24	3.8	0.72	1.14	1.89	1.43	0.42	3.78	3.06	3.25	0.34	0.48	6.25	0.74			
K ₂ O/N ₂ O	1.55	1.21	1.12	1.92	0.76	19.88	5.77	4.99	43.76	1.38	1.31	1.24	1.38	1.19	1.21	0.85			
D.I.	80.84	86.23	92.92	86.40	86.70	97.51	86.70	94.84	-	93.79	94.02	93.99	76.86	89.20	84.44	89.51			
A.I.	0.67	0.78	0.82	0.73	1.14	0.92	0.64	0.80	1.00	0.91	0.93	0.94	0.80	0.92	0.82	0.92			
Rb	229	243	249	214	1750	367	288	378	224	490	397	407	265	361	363	558			
Ba	510	453	483	440	13	476	786	634	1228	13	11	10	647	163	151	6			
Sr	224	158	99	183	10	34	132	95	115	9	11	7	599	121	53	30			
Zr	153	133	112	146	2600	136	191	203	178	282	269	291	235	382	448	897			
Th	19	22	21	22	359	30	34	25	25	77	72	77	15	32	37	84			
Zr/Th	8.05	6.05	5.33	6.64	7.24	4.53	5.62	7.99	7.24	3.66	3.74	3.78	15.67	11.94	12.11	10.68			

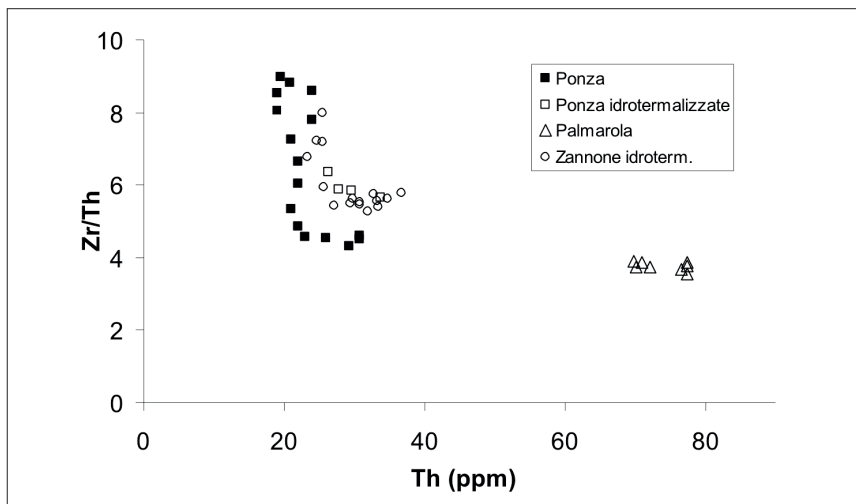


Fig. 17 - Diagramma Zr/Th - Th (elementi immobili nei processi idrotermali operati da acqua marina) che evidenzia l'affinità magmatica delle rioliti di Zannone con quelle di Ponza.

ditica di piccola entità e al relativo dicco, che intrude una frattura estensiva all'interno della riolite basale a sud di Punta del Fieno, nella zona meridionale di Ponza. Le rocce a composizione comenditica sono poco diffuse su scala mondiale e prevalentemente concentrate in ambienti distensivi; la comendite di Ponza costituisce una rarità essendo l'unico rinvenimento nell'ambito del magmatismo acido dell'Italia Centrale.

Da un punto di vista minero-petrografico, i prodotti affioranti a Palmarola sono termini pressoché vitrofirici, caratterizzati da scarsa presenza di cristalli feldspatici, per altro in via di riassorbimento ed in apparente disequilibrio, a composizione molto prossima ai termini anortoclasici (Or_{42}). Localmente, a questi si uniscono rari cristalli di clinopirosseno, di consolidazione pressoché superficiale, a marcata componente egrinica (Ac_{15}). La tessitura della massa vetrosa dei campioni esaminati varia da perlitica a vitroclastica a fluidale. Nelle rocce di Palmarola non è stata rinvenuta biotite; ciò, unitamente alla cristallizzazione di clinopirosseno, attesterebbe il carattere sufficientemente anidro di questi magmi.

Le rioliti di Ponza sono mediamente più cristallizzate, anche se l'indice di porfirità non è mai superiore a 15. La struttura è pertanto vitrofirica, e la tessitura perlitica, fluidale e vitroclastica, a seconda delle giaciture. L'associazione mineralogica muta in funzione del chimismo, così come la composizione dei minerali, in cui varia il contenuto di silice e/o di ferro.

Distinguiamo:

rioliti con contenuto in SiO_2 fino a 73% (su base anidra); queste si ritrovano a sud di una ipotetica linea che congiunge Punta Nera a Chiaia di Luna. Sono

rocce prevalentemente afiriche con un contenuto di cristalli intratellurici raramente superiore al 15% in volume, immersi in una massa vetrosa caratterizzata da una tessitura sia perlitica che fluidale o vulcanoclastica. I cristalli intratellurici sono rappresentati da plagioclasio prevalente, subordinato clinopirosseno ed occasionali ortopirosseno e biotite. Sia il plagioclasio che il clinopirosseno sono zonati chimicamente, variando il primo nell'intervallo An_{60-44} ed il secondo nell'intervallo $Wo_{47-41}En_{41-28}Fe_{12-31}$. L'ortopirosseno e la biotite presentano composizioni costanti, caratterizzate rispettivamente da Mg#41 e Mg#48;

rioliti con contenuto di SiO_2 compreso tra 73 e 77% (su base anidra). Sono caratterizzate da scarsissima cristallizzazione intratellurica (<10% in volume) ed i cristalli sono ben formati ed in apparente equilibrio termodinamico con il fuso che li contiene. Sono stati analizzati cristalli limitatamente zonati di plagioclasio (An_{44-32}), accanto a cristalli chimicamente omogenei di K-feldspato (Or_{71}), e biotite (Mg#45).

La originaria paragenesi mineralogica delle rioliti idrotermalizzate di Zannone è rappresentata da scarso feldspato alcalino (Or_{69-73}) il cui chimismo relitto è rilevabile solo al nucleo di alcuni cristalli dimensionalmente più sviluppati, e da rara biotite costantemente in disequilibrio, come evidenziato dalla pressoché totale opacizzazione e talora dalla neoformazione di sericite. Tali cristalli sono immersi in una matrice originariamente vetrosa e solo localmente con struttura perlitica. L'aspetto microscopico, oltre alle già citate caratteristiche chimiche, accomuna le rioliti di Zannone a quelle di Ponza attestando per ambedue un carattere decisamente più idrato dei magmi, di quanto riscontrato a Palmarola.

Caratteristiche mineropetrografiche a parte presenta l'affioramento comenditico, che precede la messa in posto del duomo trachitico di Monte Guardia. La struttura della roccia, olocristallina ma non porfirica, è da relazionare ad un ambiente di consolidazione pressoché superficiale ed a condizioni molto prossime a quelle di eutettico. I microliti di feldspato alcalino (Or_{35-30}) sono prevalenti, assieme a quarzo, anfibolo alcalino di tipo arfvedsonitico e mica di tipo annitico. Questi ultimi due minerali sono ricchi in fluoro che, nella mica in particolare, varia da tenori del 3% al 7%. Ubiquitari sono accessori come zircone ed apatite, mentre in posizione interstiziale si rinvencono minerali con elevato contenuto di terre rare, quali la bastnasite.

Fenomeni di idrotermalismo interessano le formazioni riolitiche affioranti soprattutto nella zona nord-ovest dell'isola di Ponza, più precisamente nel settore compreso tra Cala dell'Acqua e Piano d'Incenso, per proseguire nelle isole di Gavi e di Zannone. L'alterazione idrotermale è maggiormente modulata a Ponza, dove si rinvencono zone di alterazione a temperatura crescente, procedendo verso il capo estremo dell'isola. Sulla base della mineralogia presente, YLAGAN *et alii* (1996), distinguono:

- Una alterazione di bassa temperatura (30-90°C) con sviluppo prevalente di minerali argillosi (smectite) dalla matrice vetrosa, in un sistema caratterizzato da una debole alcalinità e quindi, presumibilmente, da una circolazione abbastanza libera di acqua (Cala dell'Acqua).

- Una zona propilitica (110-160°C) che si sviluppa lungo una fascia che va da Cala dell'Acqua al settore più meridionale di Cala Gaetano, e si estende all'Isolotto di Gavi; tale facies è caratterizzata da strati misti illite/smectite (10-85% illite), mordenite, opale e K-feldspato autigeno.

- Una zona sericitica (fino a 300°C) con strati misti illite/smectite (illite >65%), quarzo, scarso alcali-feldspato e pirite. Quest'ultima zona è limitata ad una fascia che borda a nord l'isolotto di Gavi e a Punta d'Incenso.

- Una zona silicica (160-270°C), che si sviluppa parallelamente alla precedente, interessando la quasi totalità delle rocce di Piano d'Incenso; questa è la zona più estesa, caratterizzata da strati misti illite/smectite con illite >90%, quarzo, K-feldspato e occasionale albite.

Secondo gli Autori i fluidi idrotermali sono derivati con ogni probabilità dall'acqua marina. Non sono della stessa opinione altri autori (BELLUCCI *et alii*, 1997), secondo cui il fenomeno idrotermale a Ponza è connesso a fluidi rilasciati dal magmatismo trachitico e risalenti lungo direzioni di fratturazione NE-SO.

- Un fenomeno idrotermale pervasivo, la cui termalità è da ricondurre attorno ai 300°C, interessa la totalità delle rocce vulcaniche affioranti a Zannone.

Questo fenomeno, come si può dedurre dalle paragenesi individuate, è inquadrabile nel tipo silicico precedentemente descritto. A Zannone la silicizzazione ha localmente condotto alla notevole riduzione del contenuto in H₂O dei vetri di cui sono costituite le rioliti, con formazione di quarzo a riempimento dei vacuoli presenti al momento della consolidazione del materiale riolitico e con concomitante neoformazione di feldspato potassico (Or_{95.99}) e di albite (Ab_{90.99}). Il vetro subisce inizialmente una cristallizzazione dominata da feldspato e quarzo, indice di uno stadio granofirico di alta termalità >400°C; in un secondo momento il feldspato autigeno viene alterato in minerali argillosi del gruppo dell'illite (idromuscovite); solamente in un momento decisamente successivo si ha scarsa argillificazione della matrice vetrosa con formazione di minerali del gruppo della smectite. L'assenza di strati misti I/S è da relazionare ad un episodio di bassissima termalità.

Oltre alle modificazioni mineralogiche, indice di due termalità ben distinte, lo studio del chimismo di vari campioni prelevati a quote differenti s.l.m., evidenzia una sequenza di apporto-asporto di materiale, interessante in particolar modo le sostituzioni: $Mg^{++} \rightarrow Ca^{++}$, $Mg^{++} \rightarrow 2K^{+}$, $K^{+} \rightarrow Na^{+}$, caratteristiche di un idrotermalismo operato da acqua marina in una ambientazione con un basso rapporto acqua/roccia, cioè con scarsa circolazione di acque (SHIRAKI *et alii*, 1987; HAJASH *et alii*, 1981). Ciò depone a favore di una deposizione in un ambiente subacqueo poco profondo, soggetto ad oscillazioni del livello marino.

3. - VULCANITI TRACHITICHE

La sequenza trachitica si imposta successivamente alla consolidazione delle unità riolitiche. Le rocce attribuibili all'episodio magmatico più recente possono essere facilmente suddivise sulla base dell'aspetto macroscopico in due facies:

una “chiara” e l’altra “scura”; tale ripartizione trova comunque riscontro in una variazione chimica di tipo differenziativo (CONTE & DOLFI, 2002).

La facies chiara, tendenzialmente africa, caratterizza le emissioni trachitiche iniziali; in facies “chiara” è il deposito ignimbrico che affiora prevalentemente nella zona a NO di Monte Guardia, così come alcune porzioni del duomo trachitico, distribuite in maniera apparentemente casuale all’interno dello stesso corpo roccioso. I pochi cristalli intratellurici presenti in questa facies sono costituiti da feldspato alcalino (Or_{49-43}); a questi si unisce sporadico clinopirosseno ($\text{Wo}_{47}\text{En}_{39}\text{Fe}_{14}$) che nei microliti della pasta di fondo verte chiaramente verso l’alcalinità ($\text{Wo}_{46}\text{En}_{18}\text{Fe}_{36}$; Ac_{12}).

La maggior parte del corpo effusivo di Monte Guardia è in facies “scura”. Questa è moderatamente porfirica, evidenziando circa il 20% in volume di cristalli intratellurici, ed olocristallina. Tra i cristalli intratellurici, il plagioclasio è fortemente zonato (An_{64-32}), spesso con inclusioni di apatite e con segni evidenti di disequilibrio; il K-feldspato, per lo più omogeneo nella composizione (Or_{57-53}), mostra frequenti segni di rifusione e di instabilità, così come il clinopirosseno ($\text{Wo}_{46}\text{En}_{41}\text{Fe}_{13}$) ed i rari cristalli di olivina. La biotite è omogenea chimicamente ($\text{Mg}\#61$) ed i segni di disequilibrio, se presenti, sono relativi solo ad una repentina variazione di fugacità di ossigeno. K-feldspato (Or_{49-43}), clinopirosseno ($\text{Wo}_{47}\text{En}_{37}\text{Fe}_{16}$), biotite ed ossidi di ferro costituiscono i cristalli della pasta di fondo.

Un chimismo trachitico, diverso dai due precedenti, è stato rinvenuto solamente in clasti isolati, prevalentemente vetrosi, distribuiti all’interno del deposito ignimbrico e nei depositi freatomagmatici iniziali. Questi clasti mostrano una composizione trachitica caratterizzata da un rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ più elevato che nelle altre trachiti, e tendente alla peralcalinità. Tali termini sono praticamente afirici, con microliti di K-feldspato (Or_{35-30}) e clinopirosseno a tendenza alcalina testimoniata dalla forte componente acmitica ($\text{Wo}_{42}\text{En}_{11}\text{Fe}_{47}$; Ac_{22}). Le composizioni chimiche dei differenti clasti sono relativamente disomogenee, variando a cavallo della saturazione in silice, come testimoniato dalla presenza discontinua di nefelina normativa che in alcuni casi si traduce in nefelina modale.

Per ciò che concerne l’evoluzione del magmatismo dell’arcipelago Pontino Occidentale, le due fasi magmatiche che si riscontrano dallo studio dei prodotti di Ponza, serie calcoalcalina alta in potassio (rioliti) e serie shoshonitica (trachiti), hanno condotto ad ipotizzare una evoluzione del magmatismo in ambiente di convergenza. Tuttavia, la presenza a Ponza anche di un magmatismo trachitico alcalino-sodico fino a comenditico, unitamente al magmatismo riolitico alcalino di Palmarola, evidenziano una sequenza verso termini che rendono verosimile l’attribuzione della petrogenesi delle Pontine Occidentali anche ad una tettonica marcatamente distensiva.

PROGETTO
CARG

VIII - CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE DELL'ARCIPELAGO

1. - FORMAZIONI VULCANICHE SOTTOMARINE

I caratteri delle unità geologiche sottomarine cartografate derivano dall'analisi integrata dei dati morfo-acustici e delle indagini petrologiche del substrato litoide (fig. 18).

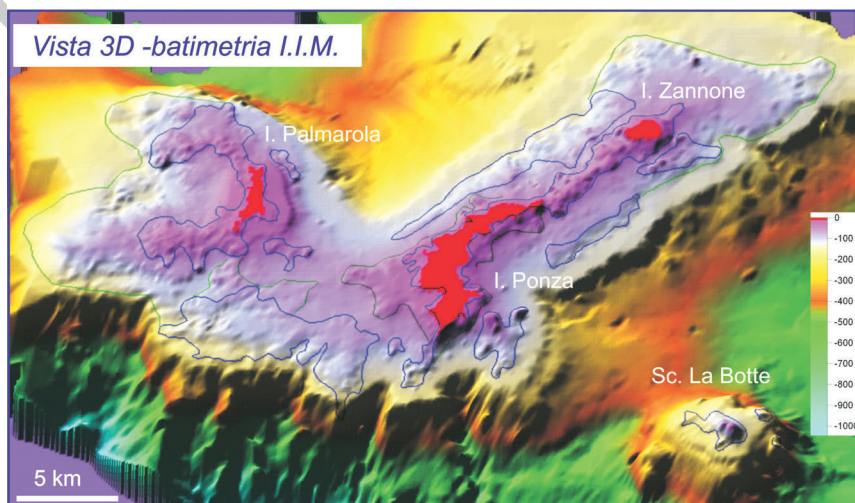


Fig. 18 - Vista 3D dei fondali dell'arcipelago Pontino occidentale. Sono indicate le aree con substrato litoide affiorante o sub-affiorante (limite in blue); il limite in verde ne rappresenta la possibile estensione definita su base morfologica.

I campioni sui quali sono state effettuate le analisi petrografiche e petrochimiche sono stati raccolti tramite operatori subacquei e con dragaggi su affioramenti situati prevalentemente su bassi fondali. In particolare, sono state caratterizzate gran parte delle secche la cui sommità è situata a meno di 30-40 m (dorsale Ponza-Zannone, lato occidentale e sud-orientale dell'isola di Ponza, settore settentrionale e meridionale dell'Isola di Palmarola); a profondità maggiori la caratterizzazione è stata possibile solo in corrispondenza di alcuni alti isolati situati a sud di Ponza, a SO di Palmarola e in prossimità dello Scoglio La Botte (fig. 19). Come esposto nel par. 5.2, il minor numero di campioni significativi per la caratterizzazione del basamento a profondità maggiore di -50m è una conseguenza della massiva incrostazione degli affioramenti di substrato da parte del coralligeno.

Le formazioni rocciose campionate sono ascrivibili quasi esclusivamente al substrato vulcanico (fig. 19). L'unica eccezione riguarda due campioni di rocce calcaree prelevati nel settore nord-occidentale di Ponza (cfr par. 6).

Il substrato campionato è risultato costituito prevalentemente da vulcaniti riolitiche in facies massiva e litoide del tutto analoghe a quelle che, nelle tre isole, costituiscono i dicchi e i duomi lavici che si ritrovano associati alle rioliti in facies jaloclastica o brecciata (sistema criptodoma-dicchi, DE RITA *et alii*, 2001).

Per quel che riguarda i prodotti trachitici, affioranti a terra nel solo settore meridionale di Ponza e costituiti sia da depositi piroclastici che da lave (BELLUCCI *et alii*, 1997; VEZZOLI, 1998), sono stati rinvenuti alcuni campioni dei soli litotipi effusivi in corrispondenza del settore sud-orientale di Ponza (in prossimità degli Scogli Le Formiche) e dello Scoglio La Botte.

La prevalenza delle litologie massive nelle secche può essere spiegata considerando il minor grado di erodibilità delle lave rispetto ai prodotti in facies jaloclastica. Tale aspetto è chiaramente rilevabile nelle isole dove le facies massive più resistenti ai processi erosivi costituiscono le parti rilevate, mentre le morfologie depresse si ritrovano in corrispondenza della jaloclastite (DE RITA *et alii*, 2001). Il contrasto morfologico è particolarmente visibile lungo il settore costiero, dove processi erosivi ancor più vigorosi determinano una evoluzione morfologica estremamente rapida in cui si preservano principalmente le litologie massive soprattutto in corrispondenza dei numerosi isolotti, scogli e faraglioni.

Nelle aree sommerse l'azione erosiva legata alle fasi regressivo-trasgressive che hanno interessato i fondali marini durante le variazioni glacioeustatiche pleistoceniche, determina una ancor più marcata differenziazione morfologica in funzione del differente grado di erodibilità. Pertanto, gran parte delle vulcaniti campionate in corrispondenza della parte sommitale delle secche è in facies di dicco, mentre la jaloclastite, che è stata prelevata solamente in due casi, è verosimilmente presente nelle zone meno rilevate.

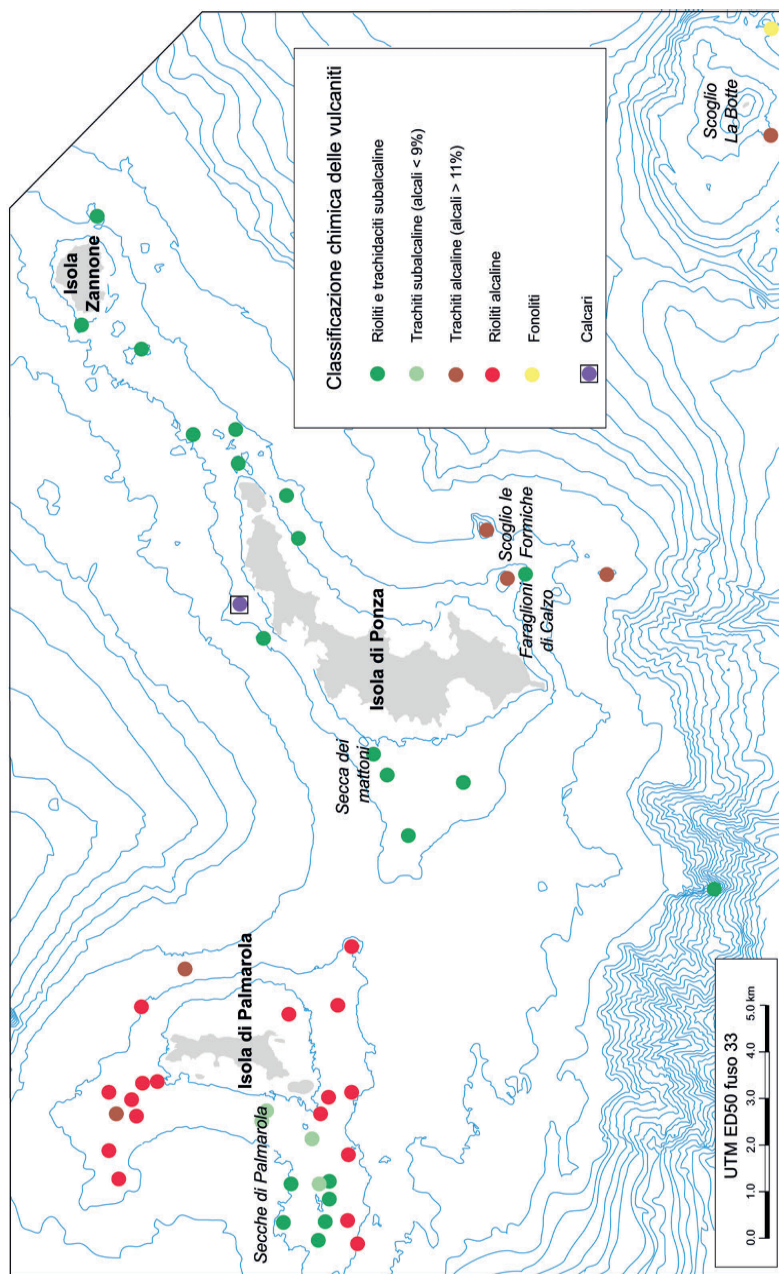


Fig. 19 - Ubicazione e classificazione dei prodotti vulcanici sottomarini campionati. La carta include anche due campioni di calcare prelevati al largo di Cala Fonte (Ponza).

2. - CARATTERI PETROGRAFICI GEOCHIMICI E GEOCRONOLOGICI (a cura di A.M. CONTE & D. DOLFI)

All'analisi petrografica e chimica un cospicuo numero (circa un terzo) delle vulcaniti campionate è risultata affetta da estesi processi di idrotermalismo che causano una diffusa silicizzazione e argillificazione del vetro. La maggior parte dei campioni idrotermalizzati si concentra nel settore nord-occidentale di Ponza, a Zannone e lungo la dorsale che collega le due isole, vale a dire in prossimità dell'area emersa anche essa interessata dai pervasivi processi di alterazione idrotermale descritti, in tempi più recenti, da YLAGAN *et alii*, (1996) e ALTANER *et alii*, (2003) (cfr. par. 7.2). Similmente a quanto accade nella parte emersa delle Isole, le rocce idrotermalizzate sviluppano, in dipendenza della diversa termalità del processo, minerali argillosi di tipo smectite, mordenite ed illite, quest'ultima associata, nei casi di più alta termalità, a cristobalite, K-feldspato e albite.

Tra le rocce prelevate nei dintorni di Palmarola, i processi di alterazione sono meno diffusi e limitati ad alcune zone del settore nord-occidentale dove la traccia della circolazione di fluidi idrotermali è rappresentata da vene di quarzo.

Le vulcaniti non idrotermalizzate, sono inquadrabili, da un punto di vista composizionale nell'ambito delle rioliti e trachiti e, subordinatamente, in quello delle trachidaciti (fig. 20). In particolare:

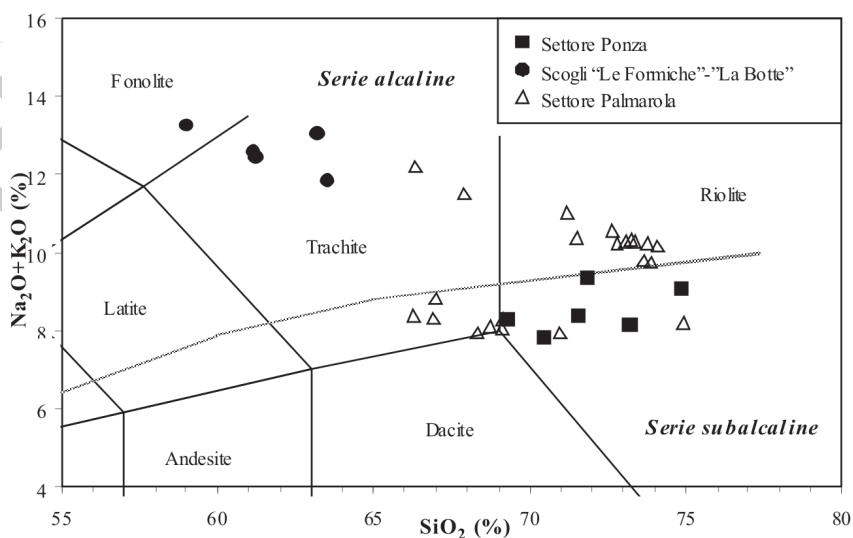


Fig. 20 - Diagramma Somma Alkali-Silice (T.A.S., LE MAITRE *et alii*, 1989) per le rocce non idrotermalizzate delle aree sottomarine delle Isole Pontine Occidentali. Limite tra serie alcaline e subalcaline secondo IRVINE & BARAGAR (1971).

le rocce provenienti dal settore Ponza-Zannone sono costituite da rioliti subalcaline; quelle provenienti dalle aree prossime agli Scogli Le Formiche e allo Scoglio La Botte hanno prevalente composizione trachitica (fig. 20);

le rocce prelevate intorno a Palmarola mostrano una maggiore variabilità composizionale e comprendono: a) rioliti alcaline associate a rare trachiti alcaline; b) rioliti subalcaline associate a più rare trachidaciti e trachiti subalcaline presenti solo nella porzione più settentrionale del settore sud-occidentale sommerso dell'isola (fig. 20).

Con l'unica eccezione delle trachiti degli Scogli Le Formiche e La Botte, che sono costituite esclusivamente da lave, tutte le altre rocce campionate sono in facies massiva e litoide "di dicco"; solo occasionalmente sono state rinvenute rocce in facies francamente brecciata di tipo jaloclastico.

Tra i litotipi in facies massiva si osserva una variabilità legata alla presenza più o meno evidente della tessitura fluidale, al grado della vescicolarità e all'indice di porfirità. Sulla base di queste caratteristiche tali rocce sono state raggruppate in due distinte tipologie:

- rocce massive vitrofiriche con scarsa (o nulla) incidenza di cristalli intratellurici di sola natura sialica, talora con evidenti tessiture fluidali e/o microvescicolate;
- rocce massive porfiriche prive in genere di fluitazione e microvescicolazione, caratterizzate da un contenuto di cristalli intratellurici non inferiore al 20% in volume e con spiccata incidenza di fasi femiche, prevalentemente biotite e subordinato anfibolo.

2.1. - SETTORE PONZA-ZANNONE

2.1.1. - *Rioliti*

Con la sola eccezione di un campione proveniente dal settore occidentale di Ponza, che si presenta brecciato con clasti centimetrici in matrice cineritica, tutte le rioliti provenienti da questo settore sono in facies massiva del primo e secondo tipo. Le differenze tra i campioni del primo tipo riguardano il grado di cristallinità della massa di fondo che varia da vetrosa a granofirica per la presenza di quarzo e feldspato potassico di ricristallizzazione; altre volte si osserva una tessitura fluidale, in alcuni casi marcata dall'alternanza di laminazioni vetrose con altre variamente ricristallizzate. I rari fenocristalli di feldspato alcalino presenti sono chimicamente omogenei (Or_{73}).

Nelle rioliti massive e porfiriche del secondo tipo la paragenesi intratellurica è a plagioclasio e biotite prevalenti, con subordinato feldspato potassico, in pasta di fondo che varia da vetrosa a olocristallina (microcristallina). La chimica delle fasi è paragonabile a quella dei litotipi analoghi affioranti a Ponza (cfr. par. 7.2). Rispetto a questi ultimi le rocce sommerse hanno come unico carattere distintivo la presenza di un anfibolo orneblenditico, mai rinvenuto prima nelle vulcaniti riolitiche delle Isole, la cui abbondanza non supera, comunque, il 5% in volume.

Tutte le rioliti di questo settore sono subalcaline, hanno contenuti di SiO_2 variabili dal 70% al 75%, carattere potassico ($\text{K}_2\text{O} \sim 5\%$, con $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$) e metalluminoso (A.S.I. ~ 1) (tab. 3). Esse sono inquadrabili nell'ambito della serie calcoalcalina alta in K_2O (fig. 21), ed il carattere orogenico è confermato dagli andamenti degli elementi in traccia che mostrano arricchimenti di elementi a largo raggio ionico (LILE - Rb, Sr, Ba, Th) e di terre rare leggere (LREE - La, Ce) rispetto agli elementi ad alta forza di campo (HFSE - Zr, Hf, Nb, Ta) (tab. 3). Tali aspetti sono assimilabili a quelli delle rioliti del primo ciclo vulcanico, di età pliocenica (4.2-3 Ma, SAVELLI, 1987; CADEAUX *et alii*, 2005), che costituiscono la maggior parte dei prodotti affioranti nelle isole di Ponza e Zannone (CONTE & SAVELLI, 1994; CONTE & DOLFI, 2002).

2.1.2. - *Trachiti*

Le lave trachitiche provenienti dalle aree prossime agli Scogli Le Formiche e La Botte mostrano una paragenesi comune caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di K-feldspato (Or_{48-44}), subordinato clinopirosseno (a tendenza egrinica) e biotite in pasta di fondo pilotassica. I caratteri di queste rocce sono del tutto assimilabili a quelli delle trachiti pleistoceniche (1.2-0.9 Ma, SAVELLI, 1987; CADEAUX *et alii*, 2005), affioranti nel settore meridionale di Ponza, che costituiscono la fase finale del vulcanismo dell'isola. In particolare, le trachiti sommerse mostrano una maggiore affinità con le trachiti più evolute della cosiddetta facies chiara rinvenuta a terra (cfr. par. 7.3). Come queste ultime, le trachiti sottomarine non presentano plagioclasio tra i fenocristalli, hanno elevati contenuti di alcali ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \geq 11\%$ in peso; tab. 3; fig. 20), sono di serie shoshonitica (fig. 21) e, pur preservando un certo andamento di tipo orogenico nel "pattern" di distribuzione degli elementi in traccia, mostrano per questi elementi concentrazioni assolute più elevate (tab. 3) rispetto alle rocce subalcaline. È importante rilevare che spostandosi dagli Scogli Le Formiche allo Scoglio La Botte si nota un crescente aumento della alcalinità (soprattutto K_2O) (fig. 20, 21), insieme ad una progressiva riduzione nel contenuto di minerali femici; questo andamento culmina nella fonolite dello Scoglio La Botte che costituisce al momento il solo litotipo a tendenza sottosatura rinvenuto nelle Pontine Occidentali.

2.2. - PALMAROLA

Le rioliti e le rare trachiti alcaline provenienti dalle aree sommerse prospicienti l'isola di Palmarola sono del tipo massivo ed afirico (cfr. par. 7.2). I fenocristalli non superano il 10% in volume e sono unicamente rappresentati da un feldspato alcalino-sodico con composizione prossima a quella di un anortoclasio (Or_{30-42}). I cristalli sono tendenzialmente idiomorfi; dimensionalmente più sviluppati, talora geminati o in aggregato, sono quelli delle rocce più porfiriche. La massa di fondo ha tessitura variabile da vitroclastica a olocristallina microgranofirica per la presenza di feldspato alcalino e quarzo di ricristallizzazione; quest'ultimo, in struttura globulare, può raggiungere le dimen-

Tab. 3 - *Analisi chimiche rappresentative delle rocce non idrotormalizzate delle aree sottomarine della Isole Pontine Occidentali. D.I.: Indice di Differenziazione = $Q+Or+Ab$ Normativi; A.I.: Indice Aggittico = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol%. A.S.I.: Indice di Saturazione in Allumina = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ mol%.*

	Zannone SO		Ponza O		Ponza O	Scoglio Le Forniche	Scoglio La Botte	Palmarola E	Palmarola SE	Palmarola S	Palmarola SO		
	Riol subale	Riol subale	Riol subale	Riol subale	Trachite	Trachite	Trachite	Fonolite	Trachite ale	Riol ale	Trachite	Trachidacite	Riol subale
SiO ₂	69,28	71,83	74,63	63,50	61,19	61,13	58,99		67,88	71,51	73,37	66,29	68,75
TiO ₂	0,44	0,23	0,10	0,30	0,72	0,50	0,35		0,16	0,16	0,15	0,47	0,43
Al ₂ O ₃	15,64	15,54	14,38	19,18	18,27	18,96	19,70		17,14	15,03	14,87	16,58	15,68
Fe ₂ O ₃	2,24	1,42	0,49	3,07	3,78	3,31	3,31		1,67	2,31	1,04	2,60	2,80
MnO	0,05	0,04	0,01	0,13	0,10	0,09	0,17		0,09	0,03	0,01	0,07	0,04
MgO	1,56	0,45	0,48	0,94	1,33	0,75	2,51		1,12	0,31	0,00	1,89	1,50
CaO	2,40	1,73	0,77	0,99	1,94	1,94	1,63		0,38	0,25	0,24	3,63	2,59
Na ₂ O	3,37	3,70	3,41	5,69	5,26	4,57	5,47		5,88	5,22	5,24	3,70	3,30
K ₂ O	4,95	5,02	5,71	6,15	7,22	8,62	7,79		5,64	5,14	5,06	4,67	4,81
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,02	0,05	0,19	0,15	0,08		0,04	0,03	0,02	0,10	0,11
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
L.O.I.	1,65	1,05	1,04	2,50	1,94	1,17	4,59		1,22	0,69	0,37	1,64	1,44
K ₂ O/Na ₂ O	1,47	1,36	1,68	1,08	1,37	1,88	1,42		0,96	0,98	0,97	1,26	1,46
D.I.	79,30	87,01	92,99	84,85	84,97	86,33	83,72		91,80	93,77	96,77	77,71	77,31
A.I.	0,70	0,78	0,82	0,82	0,90	0,89	0,88		0,92	0,94	0,95	0,73	0,67
A.S.I.	1,02	1,06	1,09	1,08	0,91	0,93	0,97		1,04	1,03	1,02	0,93	1,02
Rb	232	290	296	339	288	325	369		487	423	394	248	213
Ba	540	566	475	10	331	167	21		16	13	9	600	520
Sr	270	188	117	26	166	295	71		20	14	9	325	268
Zr	192	183	114	350	297	237	383		402	420	286	220	179
Th	25,4	30,7	31,0	35,0	22,2	26,4	43,2		81,8	66,6	63,5	23,4	21,6
Ta	1,3	1,5	1,6	2,6	2,6	1,3	2,2		5,6	4,4	4,1	1,4	1,3
Nb	11,0	11,6	10,8	28,0	37,0	23,0	37,0		57,8	50,8	44,6	12,7	12,5
La	38,7	52,5	40,4	78,8	65,5	76,2	103		100,0	95,9	59,1	42,9	34,8
Ce	66,9	89,0	67,9	138,7	125	143	202		180,0	159,8	97,5	73,0	60,6
Th/Ta	19,27	19,95	19,44	13,39	8,54	20,31	19,64		14,56	15,11	15,61	16,80	18,81
La/Nb	3,51	4,55	3,76	2,81	1,77	3,31	2,78		1,73	1,89	1,32	3,38	2,79

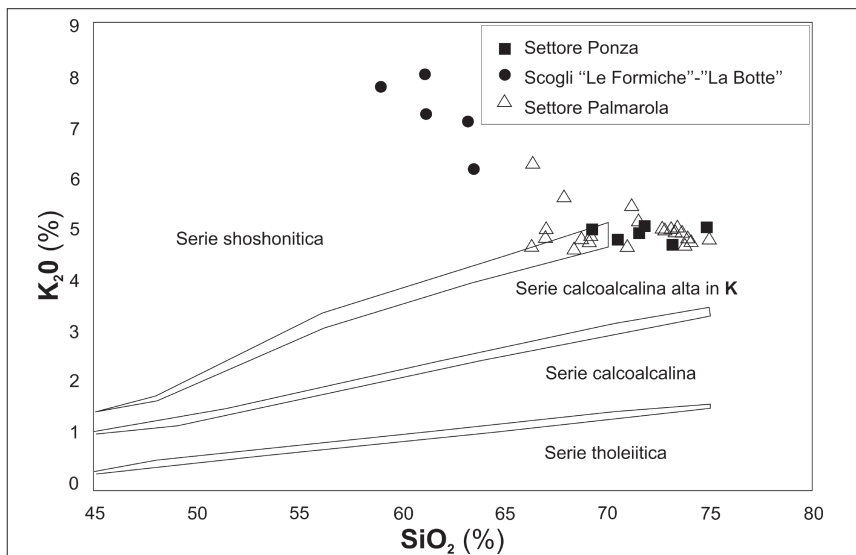


Fig. 21 - Diagramma SiO_2 - K_2O per le rocce non idrotermalizzate delle aree sottomarine delle Isole Pontine Occidentali. Le bande includono le diverse linee di separazione tra le serie definite da vari Autori (RICKWOOD, 1989, modif.)

sioni dei microfenocristalli. In alcuni casi si osserva una tessitura fluidale, più evidente quando caratterizzata dalla presenza di bande alterne con maggiore e minore devetrificazione o quando marcata dallo schiacciamento unidirezionale di piccole bolle. Significativa, in rari casi, è la presenza di fenocristalli di quarzo mentre in un solo campione del settore meridionale è stata rinvenuta biotite tra i microfenocristalli e i microliti della pasta di fondo, insieme a opachi e quarzo. Le rioliti e trachiti alcaline di questo settore sono composizionalmente relazionabili ai prodotti affioranti a Palmarola e datati al Pleistocene (1.7-1.5 Ma, SAVELLI, 1987; CADEAUX *et alii*, 2005; cfr. par. 7.2). Le rioliti hanno valori di SiO_2 compresi tra 71% e 74% (66-68% le trachiti), e, rispetto alle tipologie subalcaline, più elevati valori del rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e dell'indice di alcalinità che arriva fino al limite con la peralcalinità ($0.9 < \text{A.I.} < 1$) (tab.3); esse mostrano inoltre un meno marcato carattere orogenico e anzi una tendenza verso un carattere seriale di tipo intraplacca evidenziato dai più bassi rapporti LILE/HFSE e LREE/HFSE (CONTE *et alii*, 2003; MARTORELLI *et alii*, 2003; CADOUX *et alii*, 2005).

2.3. - PALMAROLA, SETTORE SUD-OCCIDENTALE

Le rioliti-trachidaciti-trachiti affioranti in questo settore sono a carattere calcoalcalino e costituiscono un elemento di continuità con quelle del settore Ponza-Zannone con cui condividono gli aspetti minero-petrografici e petro-

chimici (tab. 3; fig. 20). Anche i dati geocronologici risultanti da datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar effettuate su tre campioni di questo settore sono in totale accordo con quelli delle rioliti di Ponza fornendo un'età compresa tra 3.8 e 4.2 Ma (fig. 23). Con l'unica eccezione di un campione in facies microbrecciata, tutti gli altri sono massivi e porfirici (secondo tipo).

Essi mostrano pertanto una prevalenza di fenocristalli di plagioclasio e biotite, e subordinato K-feldspato e anfibolo. La pasta di fondo varia da vetro-sa (rara) a olocristallina (micro-criptocristallina). I cristalli di plagioclasio, spesso idiomorfi, mostrano complesse forme di zonatura, anche oscillatoria, e nuclei cribrosi per la presenza di inclusioni vetrose o di piccoli cristalli di altre fasi.

La composizione varia nell'intervallo An_{37-67} . La biotite non presenta segni di opacizzazione e ha composizione omogenea e ricca in ferro ($\text{Mg}\# \sim 25$).

L'anfibolo è presente con abbondanze che raramente superano il 5% in volume, è più frequente nelle trachiti dove i cristalli sono poco sviluppati ma idiomorfi, non mostrano segni di instabilità e hanno composizioni tipo orneblenda. Ugualmente poco abbondante tra i fenocristalli è il feldspato potassico che costituisce la fase prevalente tra i microliti della pasta di fondo e ha composizione omogenea, mediamente intorno a Or_{67} . Rispetto alle rioliti subalcaline di Ponza, quelle del settore SO di Palmarola sono tendenzialmente meno differenziate ($\text{SiO}_2 < 71\%$) e talora lievemente più alcaline soprattutto nei termini trachidacitici e trachitici (SiO_2 mediamente intorno al 66%, corrispondente a valori di quarzo normativo $< 20\%$, e contenuti di $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 9\%$, tab. 3; fig. 20).

In considerazione delle evidenti similitudini dei caratteri strutturali e minero-petrografici tra le vulcaniti degli affioramenti sottomarini e quelle presenti a terra, le prime vengono cartografate facendo riferimento alle unità litostratigrafiche definite per gli affioramenti emersi. Di seguito, pertanto, vengono indicate le correlazioni con le unità litostratigrafiche di terra tenendo conto che per le rocce del settore Palmarola SO, con il termine "rioliti" si intenderà l'insieme delle tre tipologie: rioliti, trachidaciti e trachiti subalcaline;

- le rioliti del settore Ponza-Zannone e quelle del settore SO di Palmarola sono riferibili quasi esclusivamente alla unità UCOa (lave con tessitura da afanítica a porfirica); pochissimi campioni mostrano caratteri riconducibili alla facies UCOC (ialoclastite nella facies caratterizzata da un alto grado di frammentazione con clasti da centimetrici a millimetrici in abbondante matrice cineritica);

- le rioliti e trachiti alcaline dei settori sommersi circostanti l'isola di Palmarola sono riferibili quasi esclusivamente alla facies TTNa (lava coerente) e, occasionalmente, alla facies TTNb (ialoclastite matrice sostenuta);

- le trachiti (e la fonolite) del settore Le Formiche-La Botte sono riferibili all'unità PUD (lava compatta porfirica).

3. - FACIES MORFO-ACUSTICHE E MORFOLOGIA DEGLI AFFIORAMENTI ROCCIOSI (a cura di E. MARTORELLI)

I caratteri morfologici alla mesoscala degli affioramenti rocciosi sono stati definiti in base ai dati sonar a scansione laterale, ai dati batimetrici e alle riprese ROV.

I dati morfo-acustici hanno inoltre permesso di delineare la geometria di dettaglio delle secche campionate, di individuare alcuni lineamenti morfo-strutturali (es. scarpate e incisioni/canali di origine tettonica/vulcano-tettonica riprese da processi erosivi) e di identificare diverse tipologie di affioramenti.

Vengono di seguito descritte le principali facies morfo-acustiche individuate (fig. 22). Benché non sia possibile stabilire una relazione univoca tra le facies morfo-acustiche e le unità vulcaniche, si osserva una buona corrispondenza tra la distribuzione della facies “poligonale” e quella dell’Unità di Cala del Core affiorante a SO di Palmarola.

Inoltre l’integrazione tra i dati petrografici delle vulcaniti affioranti e le suddette facies ha permesso di definire i caratteri geomorfologici degli affioramenti vulcanici.

3.1. - TIPI DI FACIES

facies “Poligonale”:

si tratta di affioramenti caratterizzati da scarpate e incisioni ben definite e piuttosto rettilinee che ne interrompono la continuità morfologica, isolando ammassi rocciosi di forma poligonale. Le scarpate-incisioni hanno orientazione ed estensione variabile (in alcuni casi anche di alcune centinaia di metri) e sono verosimilmente riferibili a sistemi di fratture probabilmente rielaborate dall’erosione. In alcuni casi le morfologie sono riferibili a facies di dicco come nell’esempio di figura 22;

facies “alti isolati”:

gli “alti isolati” si elevano da fondali subpianeggianti o a debole pendenza ricoperti da sedimento. Tali affioramenti sono situati lontano dalle secche principali, hanno morfologia da sub-circolare ad allungata e fianchi piuttosto ripidi. In alcuni casi, lungo i fianchi si osservano scarpate o rotture di pendio che potrebbero indicare stratificazioni interne;

facies “creste”:

si tratta di affioramenti caratterizzati dalla presenza di creste e/o piccole dorsali con estensione variabile da alcune decine di metri fino ad alcune centinaia di metri, delimitate da scarpate ben definite con andamento circa parallelo nell’ambito della stessa secca;

facies “tabulare”:

sono affioramenti subpianeggianti o debolmente inclinati con mancanza di rilievi pronunciati. La loro identificazione è spesso complicata dalla diffusa colonizzazione delle fanerogame marine e/o dalla presenza di una sottile copertura di sedimenti.

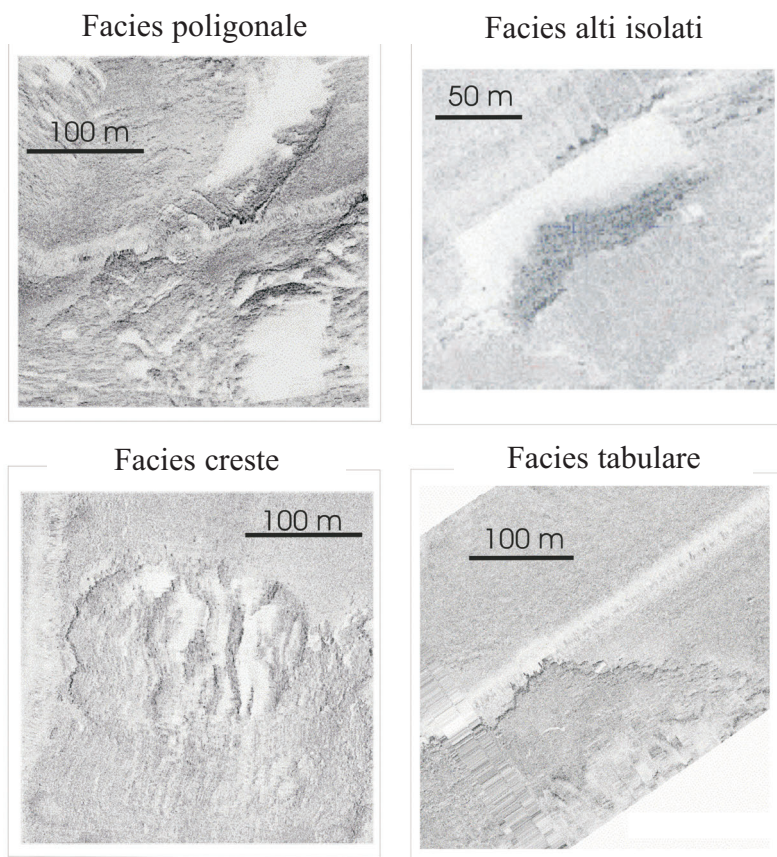


Fig. 22 - Principali facies morfo-acustiche individuate a partire dall'analisi dei dati sonar a scansione laterale.

4. - CARATTERI GEOMORFOLOGICI DEGLI AFFIORAMENTI VULCANICI (a cura di E. MARTORELLI & A.M. CONTE)

In considerazione delle caratteristiche morfologiche, delle facies morfo-acustiche e dei caratteri petrografici possono essere individuati diversi settori (fig. 23).

4.1. - SETTORE PONZA-ZANNONE

In quest'area il substrato roccioso affiorante e subaffiorante costituisce nell'insieme una dorsale orientata NE-SO ed è perlopiù caratterizzato dalla facies morfo-acustica a creste ed in qualche caso da quella ad alti isolati. Il substrato,

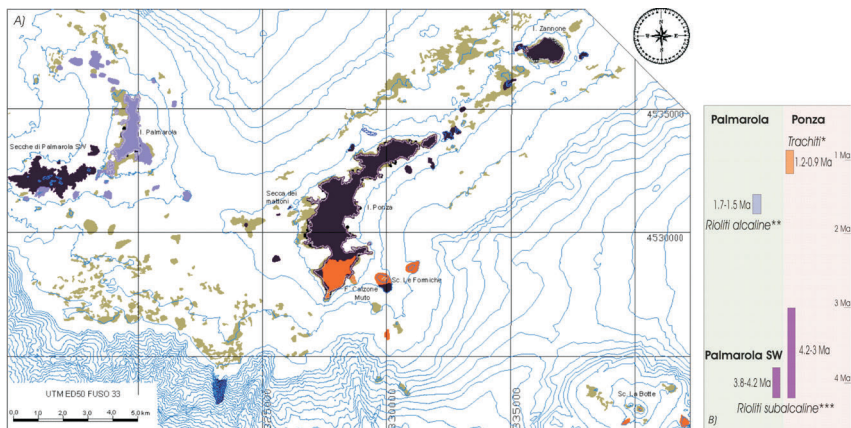


Fig. 23 - A) Distribuzione degli affioramenti rocciosi e delle vulcaniti. * comprende anche trachiti alcaline (somma alcali >11%), comenditi e fonoliti; ** comprende anche trachiti alcaline; *** comprende anche trachidaciti e trachiti (somma alcali <9%). B) Età assoluta dei prodotti emersi (CADEAUX et alii, 2005); per i prodotti sommersi l'età assoluta è stata determinata per le vulcaniti di Palmarola SO (dati di questo lavoro).

che laddove campionato è costituito dall'Unità di Cala del Core, si estende quasi ininterrottamente tra le due isole dando luogo a numerose secche, in sostanziale continuità morfologica entro l'isobata dei 50-70 m; in alcuni casi le secche arrivano ad emergere formando dei piccoli isolotti degli Scogliellì, di Piana di Mezzo e dello Scoglio Grosso.

4.2. - LATO OCCIDENTALE DELL'ISOLA DI PONZA

Parte di questo settore (all'incirca tra Punta di Capo Bosco e Punta Capo Bianco) è caratterizzata da una zona piuttosto estesa con morfologia articolata, ma sostanzialmente tabulare, in cui i rilievi pronunciati sono piuttosto rari e poco estesi. Tale morfologia è per lo più associata alla presenza di substrato roccioso affiorante e subaffiorante (facies morfo-acustica tabulare). Gli affioramenti sono discontinui per la presenza di numerose zone con copertura sedimentaria e/o colonizzazione da parte di fanerogame marine. L'area a morfologia tabulare si estende verso il largo fino alla profondità di ~40 m ed è delimitata da due scarpate piuttosto estese (alcuni km), ad andamento circa-rettilineo, orientate NO-SE e NE-SO, di probabile origine tettonica. Gli alti campionati in questo settore sono tutti costituiti dall'Unità di Cala del Core, hanno una estensione piuttosto limitata e ricadono in prossimità delle scarpate. La morfologia tabulare potrebbe essere indicativa della presenza diffusa di litotipi facilmente erodibili (es. facies jaloclastica), modellati nel corso dei numerosi cicli di erosione legati alle variazioni eustatiche pleistoceniche. Le secche più rileva-

te, quasi esclusivamente in facies di dicco laddove campionate, rappresenterebbero dei relitti di erosione.

Nell'area circostante la Secca dei Mattoni (situata ~1.000 m ad O dei Faraglioni di Lucia Rosa), si osserva una discreta continuità tra gli affioramenti sottomarini (Secca dei Mattoni, Secche dei Faraglioni di Lucia Rosa e secche al largo di P. ta Capo Bianco) e i dicchi affioranti sull'isola di Ponza (fig. 24). Nel caso della Secca dei Mattoni, tale ipotesi è confermata anche dalle caratteristiche petrografiche e petrochimiche dell'affioramento sommerso.

4.3. - LATO SUD-ORIENTALE DELL'ISOLA DI PONZA E SCOGLIO LA BOTTE

Nel settore sud-orientale dell'isola di Ponza sono presenti diversi alti rocciosi a morfologia pronunciata e ben definita. A meno dei Faraglioni di Calzone Muto (che sono in sostanziale continuità con l'isola), verso mare gli alti emergono solo in corrispondenza della Secca Le Formiche che rappresenta la porzione sommitale dell'affioramento più esteso e rilevato (con base situata a circa 80 m di profondità) del settore. La Secca delle Formiche, insieme ad altri alti isolati presenti più al largo, che raggiungono profondità minime comprese tra 45 m e 100 m è morfologicamente separata dall'isola. Su gran parte di quest'area sono state campionate lave trachitiche analoghe a quelle pleistoceniche che affiorano estesamente a M.te Guardia e Punta La Guardia (Unità di Punta della Guardia).

Sulla base dei nuovi dati morfologici, è possibile ipotizzare che le stesse si estendano a costituire anche la serie di alti situati lungo il prolungamento di Punta La Guardia (in direzione circa NE-SO) dove, come indicato da BELLUCCI *et alii* (1997), sulla base dell'andamento delle anomalie gravimetriche di Bouguer, viene ubicato un possibile centro di alimentazione.

Ancora più verso SE, lo Scoglio La Botte rappresenta l'apice di un alto isolato molto esteso, articolato in due parti: una meno profonda (fino a 105-135 m) con estensione media di 1.2-1.0 km, una più profonda (fino a 380 m) estesa diversi km.

Tenendo conto dei nuovi affioramenti di lave trachitiche individuati (comprensivi anche dei due alti sommersi situati in

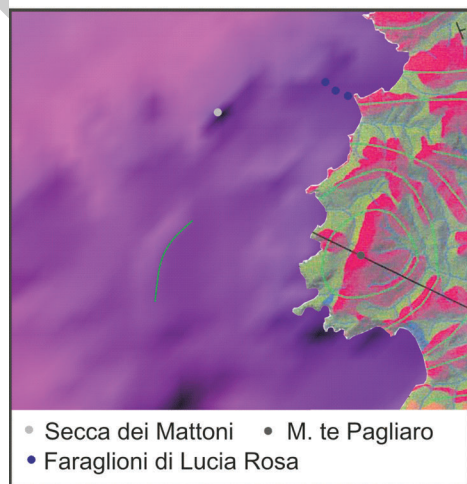


Fig. 24 - Dettaglio del DTM marino in prossimità della Secca dei Mattoni e confronto con i dicchi individuati a terra da DE RITA *et alii* (2001).

prossimità dello Scoglio La Botte) emerge sempre più come l'attività effusiva pleistocenica (vulcanismo trachitico) sia avvenuta in corrispondenza di centri di emissione tra loro isolati.

Infine, sul lato meridionale dell'alto delle Formiche, alla profondità di circa 26 m, sono state campionate le rioliti subalcaline, assenti nelle porzioni emerse degli scogli. Sebbene non si abbiano dati circa la giacitura delle unità e del limite che le separa dalle trachiti, si ritiene che, analogamente a quanto rilevato a terra, le lave trachitiche dell'Unità di Punta della Guardia si siano impostate al di sopra dei prodotti dell'Unità di Cala del Core.

4.4. - SETTORE NORD-OCCIDENTALE E SUD-OCCIDENTALE DELL'ISOLA DI PALMAROLA

In questi settori sono molto diffusi gli affioramenti del substrato vulcanico che nella parte sommitale produce estese secche che mediamente si elevano fino a profondità di 20-30 m. Le secche, perlopiù circoscritte entro l'isobata dei 50 m, sono distribuite praticamente senza soluzione di continuità fino alla terra emersa e nell'insieme formano una struttura arcuata aperta verso O.

Il settore nord-occidentale si estende per alcuni chilometri in direzione NO-SE/E-O ed è caratterizzato da numerose secche separate tra di loro nelle porzioni meno profonde, ma in sostanziale continuità morfologica a profondità più elevate; la profondità della base delle secche è gradualmente crescente verso il largo (zone più esterne rispetto all'isola) con differenze dell'ordine dei 20 m. In questo settore sono stati campionati esclusivamente i prodotti dell'Unità di Monte Tramontana. Inoltre, gran parte degli affioramenti del substrato ricadono nella facies morfo-acustica a creste; questa facies, benché diffusa anche tra Ponza e Zannone, risulta caratteristica di questo settore.

Il settore sud-occidentale è orientato NE-SO/E-O e, sia pure con andamento articolato, risulta più esteso (circa 4 km) e continuo del settore nord-occidentale. In quest'area affiorano sia le rioliti-trachidaciti-trachiti subalcaline che le rioliti alcaline. Le prime (Unità di Cala del Core) affiorano in corrispondenza di una estesa area caratterizzata da numerose secche con sommità a -20/-30 m, mentre i prodotti dell'Unità di Monte Tramontana sono presenti in settori in continuità morfologica con l'Isola (es. Secca Zirri e Secche dei Faraglioni di Mezzogiorno) e in corrispondenza di alti isolati, allineati circa E-O, situati in posizione periferica rispetto alle secche principali.

Gli affioramenti dell'Unità di Cala del Core hanno una facies morfo-acustica "poligonale" (fig. 25), che non si riscontra quasi mai negli altri settori. Su base morfoacustica è possibile definire un'area piuttosto estesa entro la quale le vulcaniti mostrano caratteri omogenei.

Benché gli affioramenti che ricadono in quest'area siano stati cartografati tutti in facies di dicco (UCOa) è da ritenersi che nelle parti più depresse possa essere presente la facies ialoclastica (UCOc). Analogamente, la Secca Zirri è stata cartografata tutta in facies di dicco, ma è presente anche la facies ialoclastica così come rilevato da SILENZI *et alii* (2004).

Gli affioramenti sono delimitati ad E da una blanda depressione che li separa dalle rioliti dell'Unità di Monte Tramontana affioranti a partire dalla propagine occidentale delle secche dei Faraglioni di Mezzogiorno.

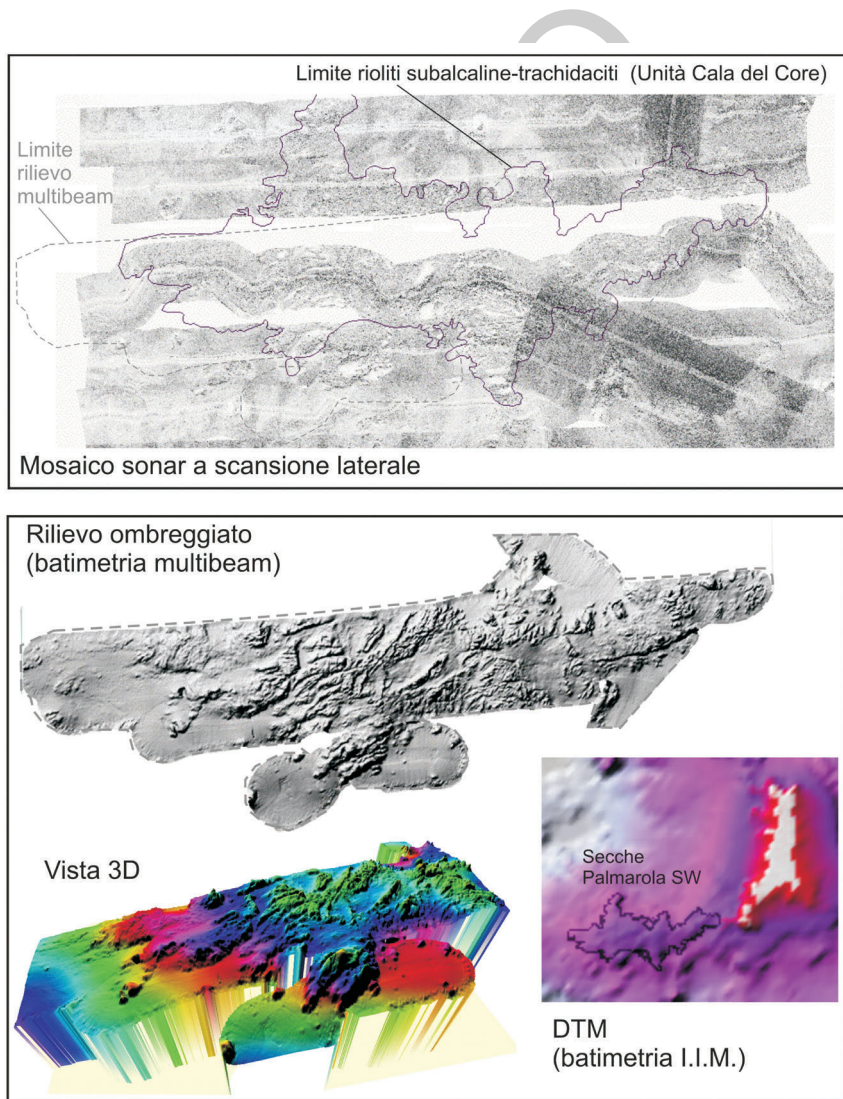


Fig. 25 - A) Mosaico sonar a scansione laterale dei fondali situati a SO dell'isola di Palmarola ove affiorano le rioliti subcalaline-trachidaciti. B) Rilievo ombreggiato e vista 3D di dati batimetrici ad alta risoluzione (multibeam) di una porzione delle secche.

La recente acquisizione di dati batimetrici multibeam su una porzione delle secche di Palmarola SO (fig. 25) conferma l'esistenza di numerosi lineamenti, orientati mediamente NE-SO e E-O, interpretabili come dicchi.

Nell'insieme la morfologia delle secche (es. andamento anulare e radiale dei dicchi) riflette la presenza di più sistemi cripto-doma dicchi analoghi a quelli affioranti sulle Isole (si veda DE RITA *et alii*, 2001).

5. - SINTESI DEI DATI E CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE

(a cura di A. M. CONTE, D. DOLFI & E. MARTORELLI)

L'integrazione tra i dati morfoacustici e quelli minero-petrografici finalizzata alla definizione della natura degli affioramenti vulcanici sottomarini è risultata piuttosto complessa e non sempre univoca, anche per la difficoltà di campionamento del substrato vulcanico. L'assetto morfologico degli affioramenti di vulcaniti è determinato da diversi fattori quali l'intensità dei processi erosivi, il grado di fatturazione e/o di alterazione idrotermale, la presenza di bioincrostazioni o colonizzazione da parte di fanerogame marine che modificano profondamente le morfologie primarie.

Ciò nonostante i dati morfo-acustici associati all'analisi petrografica hanno consentito in diversi casi la caratterizzazione giaciturale degli affioramenti che risultano costituiti prevalentemente da litotipi in facies di dicco-doma, e subordinatamente da jaloclastite, in quanto, come ovvio, i primi sono più resistenti all'azione erosiva rispetto alle porzioni jaloclastiche. Per analogia con quanto osservato a terra, le differenze rilevate tra i vari campioni riflettono le variazioni litologiche nelle varie porzioni dei dicchi, in dipendenza anche del loro spessore. In tal senso, le rocce massive e più spiccatamente porfiriche risulterebbero correlate alle porzioni più interne di grossi dicchi o domi; le rocce subafiriche talora con laminazioni di flusso e microvescicolazione, rappresentano invece le porzioni via via più periferiche ed a più rapido raffreddamento del sistema.

In alcuni casi, i dati acquisiti hanno consentito di definire la continuità morfologica e l'affinità composizionale tra le strutture di terra e quelle sommerse: nel settore settentrionale di Palmarola, ad esempio, è stata rilevata la prosecuzione a mare degli affioramenti di riolite alcalina (Unità di Monte Tramontana) lungo un'area arcuata che si estende per oltre tre chilometri verso NO-O, dalla propaggine più settentrionale di Monte Tramontana; analogamente, le rioliti subalcaline (Unità di Cala del Core) rinvenute nelle secche situate lungo la dorsale che congiunge Ponza a Zannone confermano la continuità tra i prodotti delle due isole.

Anche nel settore occidentale dell'isola di Ponza (in prossimità dei Faraglioni di Lucia Rosa e della Secca dei Mattoni) i dati morfoacustici indicano come parte degli affioramenti sommersi rappresentino la prosecuzione a mare dei dicchi anulari più esterni connessi con i criptodomi di M.te Pagliaro e di Cala dell'Acqua (fig. 24).

Inoltre, è presente una estesa area situata a SO dell'isola di Palmarola in cui affiorano prodotti con caratteri composizionali e geocronologici del tutto simili a quelli del settore Ponza-Zannone (Unità di Cala del Core). Questi affioramenti sono tra quelli che mostrano i caratteri morfo-acustici e petrografici meglio definiti (corpi massivi con facies morfoacustica poligonale costituiti da rocce porfiriche che talora sfumano verso facies di tipo jaloclastico), riconducibili a sistemi cripto-doma dicchi (fig. 24). L'insieme di questi dati rappresenta un elemento di novità per quanto concerne la distribuzione delle manifestazioni magmatiche nell'arcipelago Pontino occidentale; i prodotti effusivi del ciclo "pliocenico", infatti, non sembrano essere esclusivi del settore Ponza-Zannone, ma risultano più diffusi, come dimostrato dal loro rinvenimento nel settore sommerso situato a SO di Palmarola.

Infine, per quel che riguarda i prodotti trachitici (Unità di Punta della Guardia), i dati acquisiti indicano la possibile esistenza di diversi centri di emissione isolati nel settore a SE di Ponza ed in prossimità dello Scoglio La Botte, in accordo con quanto evidenziato da BELLUCCI *et alii* (1997), per gli affioramenti delle Formiche, dei faraglioni di Calzone Muto e dello "spatter cone" di Punta La Guardia. In corrispondenza delle Formiche, inoltre, è stata individuata, al di sotto degli affioramenti delle lave trachitiche (Unità di Punta della Guardia) la presenza di rioliti subalcaline (Unità di Cala del Core). Questa rappresenta l'unica evidenza rilevata negli affioramenti sottomarini del passaggio tra il magmatismo riolitico e quello trachitico che a terra è ben visibile in diversi punti del settore meridionale di Ponza dove le rioliti di base sono ricoperte dalle piroclastiti trachitiche e dalle lave di Monte Guardia.

Nel complesso, i dati petrochimici e geocronologici dei campioni prelevati dai fondali mettono in luce alcuni elementi di novità e confermano il complesso quadro magmatologico in parte già noto dallo studio dei prodotti affioranti nelle tre isole (si veda cap.7). Infatti, rispetto a quanto indicato dai soli dati di terra, si è riscontrata una maggiore diffusione del magmatismo subalcalino pliocenico grazie al rinvenimento di litotipi calcoalcalini nei fondali della zona a SO di Palmarola e della scarpata continentale a S di Ponza. Dal punto di vista magmatologico viene confermato l'assetto che vede le rioliti del settore Zannone-Ponza e quelle di Palmarola accomunate da analoghi aspetti giaciturali, ma contraddistinte da differenti caratteri petrografici, geochimici e geocronologici (le prime, plioceniche, a chimismo e paragenesi tipiche di serie "orogeniche", le seconde, pleistoceniche, alcalino-sodiche ad affinità di tipo "intraplacca"). Similmente, il rinvenimento di trachiti alcaline associate alle rioliti nel settore sommerso di Palmarola evidenzia ancor più le analogie composizionali tra tali litotipi e le trachiti pleistoceniche di Ponza, in particolare quelle a tendenza Na-alcalina e peralcalina con affinità di tipo "intraplacca", che a Ponza coesistono con tipologie trachitiche più potassiche ad affinità orogenica.

6. - BASAMENTO CARBONATICO

(con il contributo di J. PIGNATTI)

Non considerando gli affioramenti di substrato roccioso incrostato da coralligeno, i fondali rocciosi circostanti le isole risultano costituiti pressoché esclusivamente da vulcaniti (fig. 19). L'unica eccezione riguarda un affioramento situato nel settore nord-occidentale di Ponza, in prossimità di Cala Fonte, dove sono stati recuperati due campioni di rocce calcaree. Si tratta di calcari microdolomitici, in parte brecciati di colore grigio scuro, sterili, interessati da vene di calcite (dispersi ossidi di ferro) e quarzo (raro).

Benché i campioni siano sterili, le caratteristiche petrografiche e strutturali permettono di riferirli all'Unità di Capo Negro (Norico-Retico), affiorante lungo la costa NE dell'isola di Zannone. I campioni sono stati prelevati tra 20 e 25 m di profondità, all'apice di una secca piuttosto estesa (600-700 m), orientata circa NO-SE.

Il ritrovamento di calcari in quest'area rappresenta una ulteriore evidenza della presenza del substrato carbonatico meso-cenozoico a piccola profondità, in accordo con quanto rilevato a terra, dove calcari cenozoici (calcare petro-selcioso) sono stati rinvenuti in alcuni sondaggi, situati in prossimità della cava di bentonite - località La Piana - a poche decine di metri di profondità (SAVELLI, 1943). Del resto BELLUCCI *et alii* (1997), a partire dall'analisi delle anomalie gravimetriche di Bouguer, ritengono che il basamento carbonatico meso-cenozoico sia presente al disotto del substrato vulcanico su gran parte dell'isola di Ponza e ne individuano il tetto a profondità variabili da poche decine di metri (a La Piana e a M. Guardia) a ~300 m.

IX - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA

(a cura di E. MARTORELLI & F.L. CHIOCCI)

1. - INTRODUZIONE

I principali depositi presenti sulla piattaforma circostante l'alto pontino appartengono alla sequenza deposizionale tardo-quadernaria, per lo più costituita dai depositi di caduta-basso stazionamento. Tale assetto è una conseguenza di almeno tre fattori: 1) presenza di sollevamento o comunque di tassi di subsidenza molto ridotti nel lungo periodo (in un intervallo temporale di più cicli glacio-eustatici); 2) caratteristiche delle variazioni glacio-eustatiche alto-pleistoceniche; 3) tassi di sedimentazione attuali e sub-attuali molto ridotti.

Il primo fattore causa la scarsa preservazione o totale mancanza dei depositi formati nei cicli precedenti l'ultimo, in quanto in ciascuna fase di abbassamento del livello del mare vengono erosi i sedimenti dei cicli precedenti. Il secondo fattore determina in linea generale lo scarso sviluppo-preservazione dei depositi trasgressivi e di alto stazionamento all'interno delle sequenze deposizionali alto-pleistoceniche rispetto ai depositi di caduta e basso stazionamento (HERNANDEZ-MOLINA *et alii*, 1994; CHIOCCI *et alii*, 1997). Il terzo fattore determina l'esiguità dei depositi di alto stazionamento-attuali e di quelli trasgressivi-subattuali ed è una conseguenza della mancanza di apporti fluviali e della bassa produttività della sedimentazione carbonatica alle medie latitudini. Occorre precisare che l'esiguità dei depositi di alto stazionamento rappresenta una peculiarità dell'arcipelago Pontino. Infatti, le piattaforme italiane sono tipicamente caratterizzate da sedimentazione pelitica con formazione di un cuneo di alto stazionamento che raggiunge spessori di diverse decine di metri in prossimità delle principali foci fluviali.

1.1. - TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI (TDS)

I depositi di caduta-basso stazionamento della sequenza deposizionale tardo-quaternaria presenti sui fondali circostanti l'arcipelago Pontino (cfr par. 8.2.2) sono noti in letteratura come Terrazzi Deposizionali Sommersi (CHIOCCI & ORLANDO, 1996; CHIOCCI *et alii*, 2004a). Questo termine si riferisce a corpi sabbiosi con specifiche caratteristiche: forma esterna prismatica con superficie di tetto subpianeggiante e scarpata frontale inclinata fino a 15-20°; struttura interna progrediente con clinoformi inclinati fino a 15-20° verso mare; spessore massimo in genere compreso tra 10 m e 30 m; estensione nella direzione parallela alla costa che può raggiungere decine di km; estensione trasversale alla costa variabile da poche centinaia di metri a qualche chilometro (fig. 26).

Questi depositi sono presenti in diversi settori della piattaforma continentale italiana e sono stati oggetto di un censimento riportato nel volume 58 delle Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia - Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane (CHIOCCI *et alii*, 2004a).

Il meccanismo di formazione dei depositi presenti attorno all'arcipelago è sintetizzabile in quanto segue: durante la caduta del livello del mare si è avuta l'emersione dei fondali della piattaforma, fino alla quota raggiunta durante l'ultimo minimo eustatico (circa 120 m di profondità), e l'esposizione dei sedimenti depositi nella precedente fase di alto stazionamento del livello del mare. Questi sedimenti, generalmente di limitato spessore e non diagenizzati, sono stati rimobilizzati facilmente dagli agenti esogeni. Conseguentemente, durante l'abbassamento del livello del mare si è formato un corpo che è stato via via rielaborato e ridepositato verso mare; successivamente, al raggiungimento del minimo eustatico, tale corpo è stato "abbandonato" per la risalita del livello del mare. Questo processo si è potenzialmente verificato in ogni ciclo glaciale-eustatico, pertanto è possibile ritrovare più corpi in successione stratigrafica. Tuttavia la preservazione dei depositi più antichi è piuttosto rara, infatti, a meno di particolari condizioni di subsidenza, essi vengono erosi durante le successive fasi di emersione della piattaforma. Gran parte della piattaforma circostante l'arcipelago Pontino non si discosta dall'assetto tipico che vede la preservazione dei soli depositi appartenenti all'ultimo ciclo.

Attorno a gran parte dell'arcipelago si distingue infatti un solo deposito, caratterizzato da una elevata continuità laterale, che molto spesso rappresenta l'unico corpo sedimentario presente al di sopra del substrato litoide. In considerazione delle caratteristiche sismostratigrafiche si ritiene che tale corpo sia comprensivo dei depositi di regressione forzata, formati durante l'ultima fase di caduta del livello del mare, e dei depositi di basso stazionamento, la cui formazione è sostanzialmente terminata ~20.000 anni fa, al raggiungimento del massimo glaciale.

Dei depositi di regressione forzata si preserva in genere solo la parte più profonda e distale, mentre quella più prossima alla paleolinea di costa viene erosa. Al contrario, dei depositi di basso stazionamento si può preservare anche la parte più proximale e il ciglio deposizionale (fig. 28).

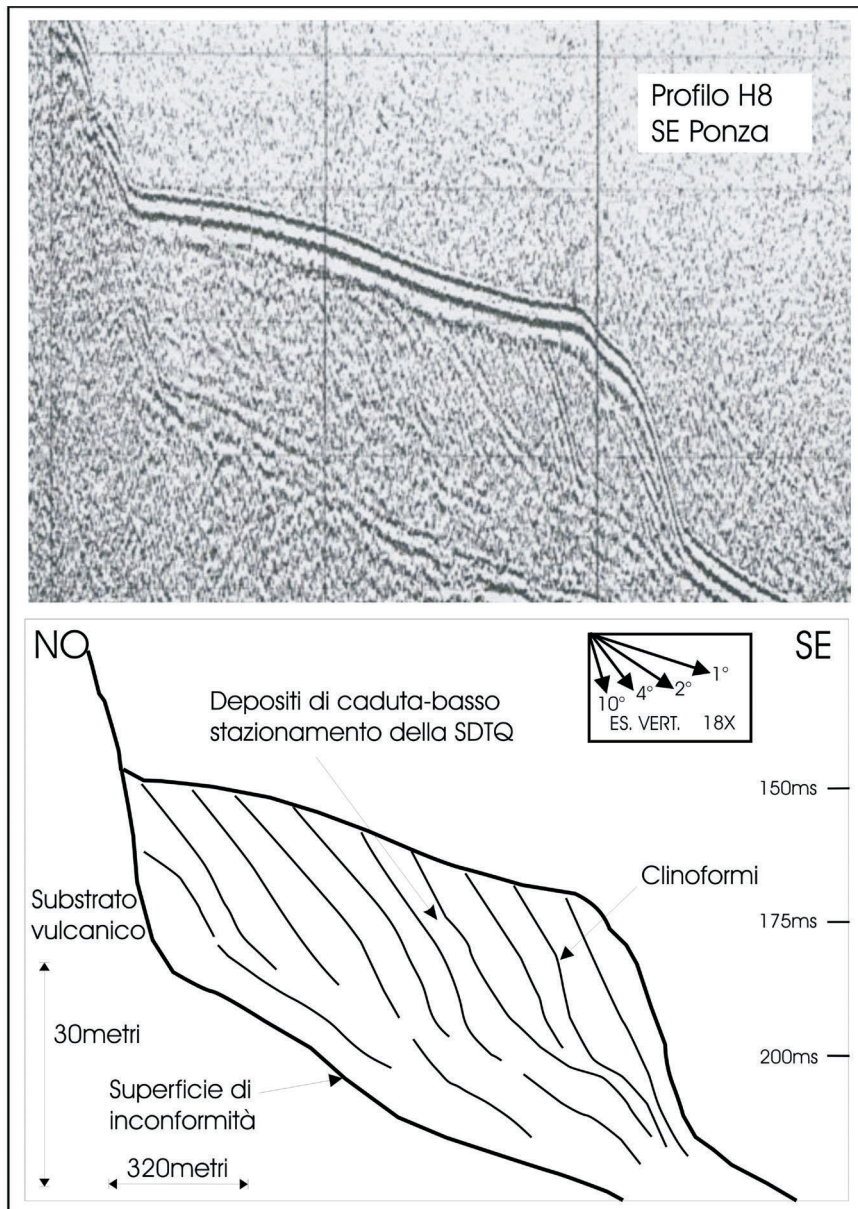


Fig. 26 - Profilo sismico Sparker 1 kJ acquisito a SE di Ponza rappresentativo di un Terrazzo Deposizionale sommerso costituito dai depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ (per l'ubicazione del profilo si veda fig. 27).

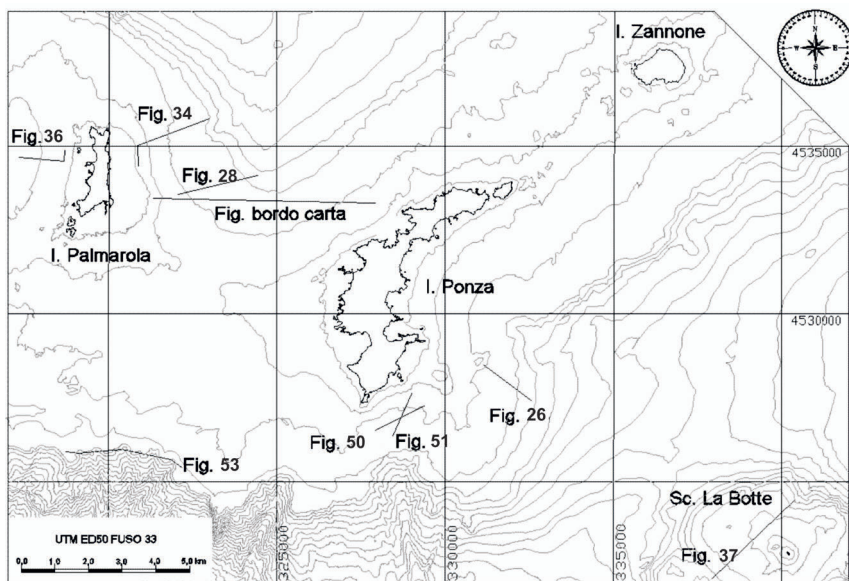


Fig. 27 - Ubicazione dei profili sismici citati nel testo e illustrati nelle figure.

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria è costituita dai depositi formati nell'ambito dell'ultimo ciclo glacio-eustatico del 4° ordine e comprende sia l'insieme dei depositi di caduta-basso stazionamento che quelli di risalita-alto stazionamento (depositi post-glaciali). La sequenza è presente in maniera completa solo ad E di Palmarola, mentre nei restanti settori è costituita pressoché esclusivamente dai depositi di caduta-basso stazionamento, come conseguenza della mancanza o estrema esiguità dei depositi postglaciali.

In termini stratigrafico-sequenziali i depositi sono quindi riferibili perlopiù al systems tract di caduta (*Falling Sea Level Systems Tract* di HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994) e di basso stazionamento (*Low-stand Systems Tract* di POSAMENTIER & VAIL, 1988).

Lo schema dei rapporti stratigrafici e dell'assetto dei diversi *systems tracts* all'interno della sequenza è illustrato nella figura riportata al margine della carta.

Al fine di cartografare corpi deposizionali chiaramente definibili da un punto di vista sistemostratigrafico è stata inclusa nella sequenza deposizionale anche la porzione di regressione forzata, formatasi durante la caduta del livello del mare. I depositi di regressione forzata e di basso stazionamento sono stati

considerati unitamente, utilizzando come limite di sequenza la superficie di base dei depositi di regressione forzata. Tale scelta deriva dall'impossibilità pratica di utilizzare come limite di sequenza la superficie di tetto dei suddetti depositi, poiché molto spesso è impossibile identificarla verso mare, ossia non è possibile separare la porzione di regressione forzata da quella di basso stazionamento.

Tale scelta fa riferimento a quanto indicato nella Guida al Rilevamento della Carta Geologica dei Mari italiani 1:250.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2004) e con le considerazioni espresse in AGATE *et alii* (2004).

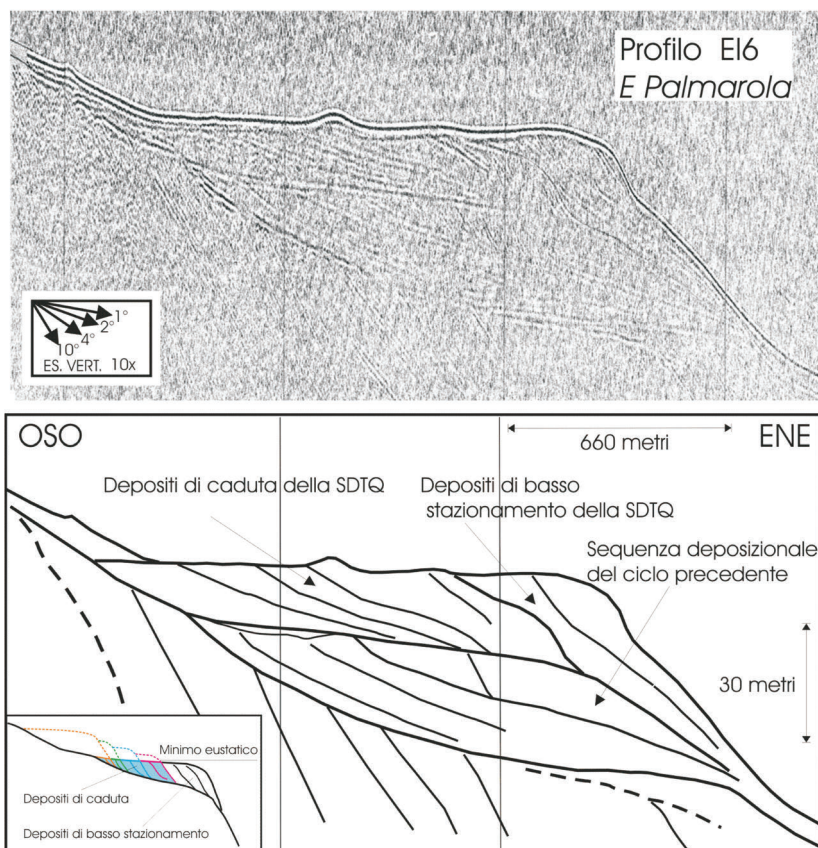


Fig. 28 - Profilo sismico Sparker 1 kJ acquisito ad E di Palmarola (per l'ubicazione del profilo si veda fig. 27). In quest'area all'interno dei depositi della SDTQ è ben distinguibile la porzione di regressione forzata da quella di basso stazionamento. Al di sotto della SDTQ sono presenti depositi con caratteristiche analoghe, ma originatisi in un ciclo di variazione del livello del mare verosimilmente precedente l'ultimo.

2.1. - INCONFORMITÀ DI BASE

La Sequenza è delimitata alla base da una superficie di discordanza debolmente inclinata verso mare che, sia pure con caratteristiche piuttosto variabili, è presente su gran parte dell'area. Sui profili sismici tale superficie è identificata da un riflettore ad alta ampiezza e continuità che verso terra tronca in maniera erosiva (inconformità erosiva di origine subaerea) un basamento acustico sordo non stratificato (per lo più riferibile al substrato vulcanico). Verso mare, nelle aree ove sono presenti i depositi di caduta-basso stazionamento più antichi (ad es. nel settore settentrionale del canale Ponza-Palmarola, fig. 29) tale superficie ha invece una morfologia più regolare e caratteri erosivi poco pronunciati.

L'andamento della superficie di inconformità è piuttosto articolato (fig. 30), soprattutto in corrispondenza del settore meridionale dell'arcipelago. In linea generale si osservano pendenze minori nelle aree ove la superficie si imposta su unità sedimentarie e pendenze più elevate e morfologia più articolata quando la superficie tronca il substrato litoide. La pendenza della superficie di inconformità controlla in maniera sostanziale lo spessore e lo sviluppo areale dei sovrastanti depositi di caduta-basso stazionamento. Infatti, nei settori in cui le pendenze sono minori (es. a N-NE di Zannone, nell'area adiacente al Foglio) i depositi raggiungono, sia pure con spessori ridotti, la massima estensione areale, viceversa nelle zone in cui tale superficie è più acclive i depositi sono più spessi ma meno estesi.

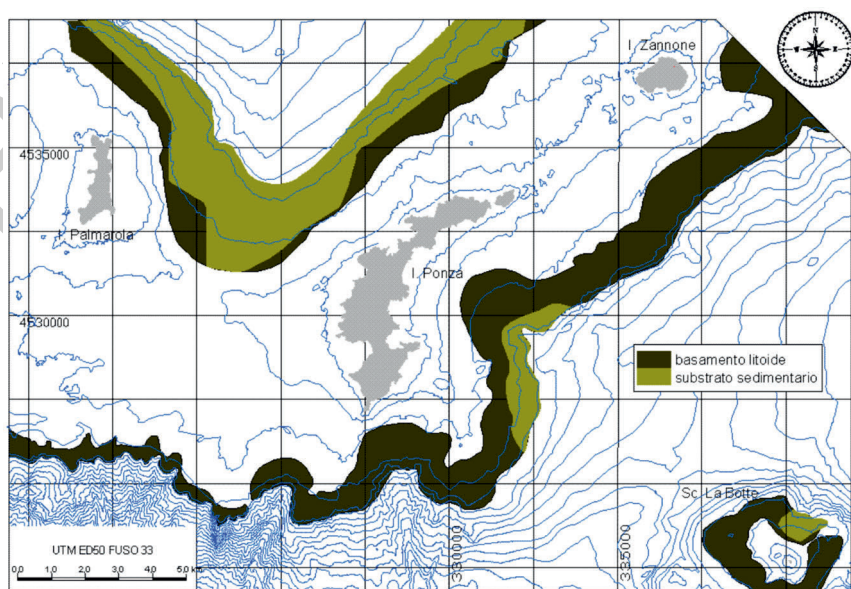


Fig. 29 - Natura del substrato sottostante l'inconformità di base nei settori ove sono presenti i depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ.

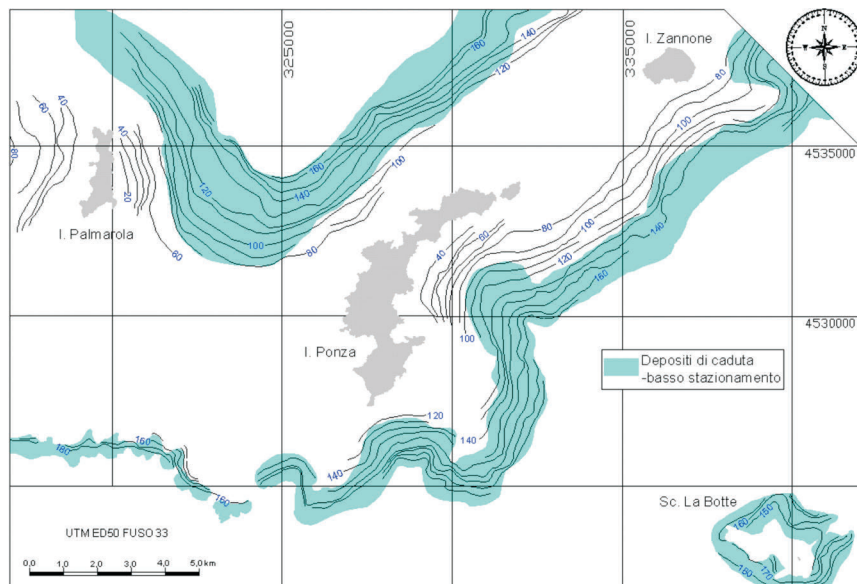


Fig. 30 - Carta della superficie di inconformità (profondità in metri).

2.2. - DEPOSITI DI CADUTA E BASSO STAZIONAMENTO (FST+LST)

I depositi di caduta-basso stazionamento formano nell'insieme un corpo progradante (Terrazzo Deposizionale Sommerso) delimitato al tetto da una superficie con andamento caratteristico, in cui lungo pendio si passa da un settore debolmente inclinato verso mare (pendenza $< 1^\circ$) ad un settore più ripido ($\sim 5-10^\circ$). Analogamente a quanto osservato in altre aree, si distinguono tre lineamenti morfologici principali: 1) *attacco* - linea d'intersezione tra la superficie di tetto del terrazzo e il substrato su cui giace il deposito; 2) *ciglio* - rottura di pendio lungo la superficie di tetto che separa la zona meno inclinata dalla scarpata frontale; 3) *chiusura* - linea d'intersezione tra la scarpata frontale e il substrato sottostante (fig. 31). I suddetti lineamenti morfologici definiscono la superficie di tetto del corpo progradante (compreso tra attacco e ciglio) e la sua scarpata frontale (compresa tra ciglio e chiusura).

La struttura interna dei depositi è caratterizzata da clinoformi obliquo-paralleli, a volte lievemente concavi verso l'alto, che raggiungono inclinazioni anche elevate (fino a 15°) e poggiano in *downlap* rispetto alla inconformità di base. In linea di massima, l'inclinazione dei clinoformi tende ad aumentare verso il ciglio (dalle unità più antiche a quelle più recenti), probabilmente come conseguenza della deposizione di sedimenti via via più grossolani nelle unità più recenti e/o della progradazione su una superficie di base inclinata (PIRMEZ *et alii*, 1998).

In alcuni casi, alla base dei depositi, si distingue un'unità con riflettori debolmente inclinati che, con andamento quasi asintotico, poggiano in *downlap* sulla superficie di base. Queste unità sono state osservate essenzialmente nel settore settentrionale della sella tra l'isola di Palmarola e l'isola di Ponza, ove si ritrovano anche all'interno del deposito di caduta-basso stazionamento più antico. Questi depositi potrebbero rappresentare la parte distale (*bottomset*) dei depositi di regressione forzata appartenenti allo stesso ciclo eustatico, successivamente erosi nella parte prossima alla paleolinea di costa (fig. 32). In casi isolati, non se ne esclude la formazione in un ciclo precedente, ed è quindi da ritenersi che il corpo principale sia stato smantellato durante la fase di emersione della piattaforma.

I depositi sono sostanzialmente continui e hanno una distribuzione piuttosto regolare su gran parte della piattaforma (fig. 33). Il versante sud-occidentale dell'arcipelago si differenzia notevolmente per l'estensione ridotta e per l'andamento molto articolato e a tratti discontinuo causato dalla presenza delle testate di *canyon* e *gully* (cfr par. 10.1).

Benché i depositi siano caratterizzati da elevata continuità laterale, il loro assetto morfologico, la struttura interna e gli spessori mostrano una certa variabilità. Ad esempio, l'estensione della superficie di tetto (fig. 31) è controllata dalla pendenza della superficie di base secondo una relazione inversa e quindi è indirettamente influenzata dalla natura del substrato sottostante.

Tale relazione è una conseguenza della variazione di spazio disponibile per la sedimentazione (*accommodation*) causata dalla diversa inclinazione della superficie di base, vale a dire che superfici poco inclinate determinano uno spazio disponibile ridotto, che comporta una maggiore estensione frontale. La pendenza

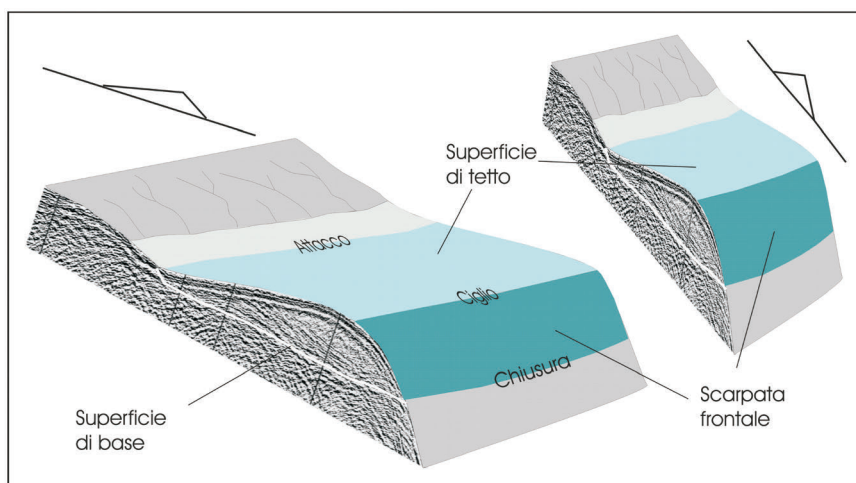


Fig. 31 - Estensione della superficie di tetto-scarpata frontale e pendenza dei clinoformi dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ in relazione all'inclinazione della superficie di base.

della superficie di base sembra esercitare un controllo anche sull'inclinazione dei clinoformi, che risultano meno acclivi nelle aree ove tale superficie è poco pendente; viceversa, dove essa è più acclive i clinoformi sono mediamente più inclinati.

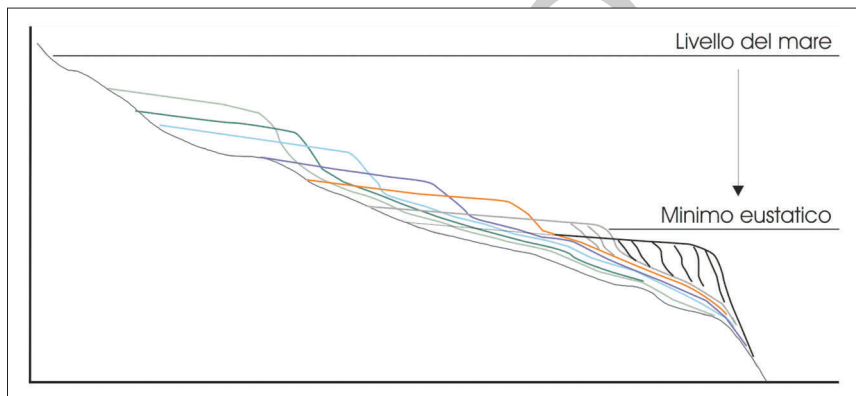


Fig. 32 - Formazione dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ con preservazione dei bottomset.

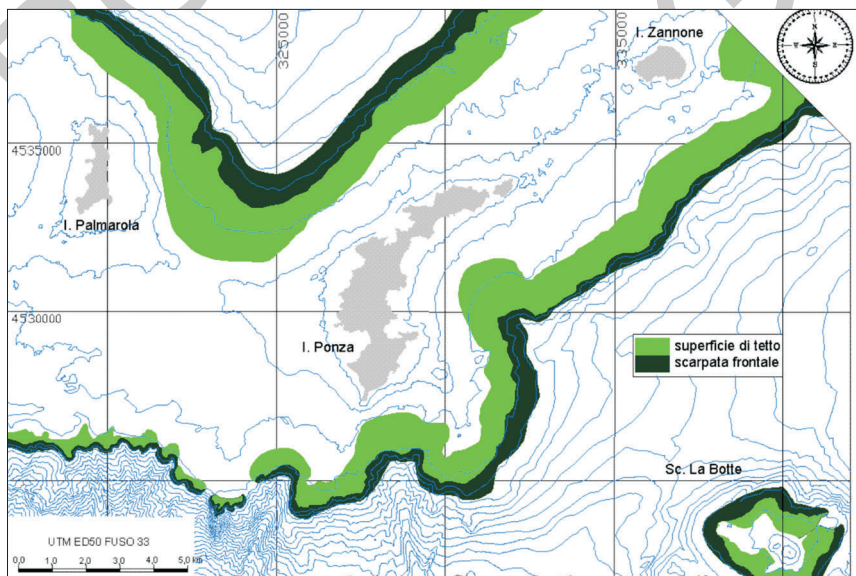


Fig. 33 - Andamento della superficie di tetto e della scarpata frontale dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ.

L'andamento degli spessori è piuttosto regolare, con isopache circa parallele all'andamento dell'alto pontino (vedi figura riportata nel Foglio; nella figura, che comprende anche i depositi più recenti, i depositi di caduta-basso stazionamento sono distinguibili perché delimitati dalla linea di attacco). Nell'area a SO dell'arcipelago, gli spessori hanno invece un andamento molto irregolare e si riducono notevolmente in corrispondenza dell'area incisa dai gully.

I massimi spessori (fino a circa 50 m) si individuano in prossimità del ciglio della piattaforma continentale ove sono presenti diversi depocentri allungati parallelamente al ciglio stesso. Si tratta dei massimi spessori rilevati lungo i margini italiani per depositi analoghi (depositi riferiti ai Terrazzi Deposizionali Sommersi, si veda CHIOCCI *et alii*, 2004a).

I depocentri principali sono localizzati a N, a S e a SE di Ponza. In alcuni casi i depocentri coincidono con aree in cui la superficie di base è depressa (es. a N di Ponza). Più in generale gli spessori sono controllati dall'inclinazione della superficie di base; gli spessori minori che si rilevano nel settore circostante l'isola di Zannone sono infatti dovuti alla bassa inclinazione della superficie; viceversa quando questa diviene più inclinata gli spessori aumentano.

Infine, peculiare è l'assetto nell'area che circonda lo Scoglio La Botte, ove i depositi si estendono con continuità lungo tutto il perimetro, con spessori anche elevati (oltre 30 m). Tenendo conto della condizione di totale isolamento dell'alto della Botte rispetto al margine continentale e dell'esiguità di aree emerse anche quando il livello del mare era significativamente più basso, tale assetto testimonierebbe una significativa produzione di sedimenti *in situ* e un'elevata efficienza dei processi di ri-distribuzione.

2.3. - DEPOSITI DI ETÀ POST-GLACIALE -TRASGRESSIVI E DI ALTO STAZIONAMENTO (TST+HST)

I depositi post-glaciali comprendono l'insieme dei sedimenti formati o rielaborati in maniera significativa a partire da circa 18.000 anni fa, nel corso della fase di risalita e di alto stazionamento del livello del mare, a costituire il *systems tract* trasgressivo e il *systems tract* di alto stazionamento della sequenza deposizionale tardo-quadernaria.

Solitamente lungo la piattaforma continentale tirrenica i depositi di alto stazionamento sono più continui e volumetricamente più significativi di quelli trasgressivi. I depositi di alto stazionamento sono costituiti da sabbie litorali e da sedimenti pelitici in piattaforma che raggiungono i massimi spessori in prossimità delle foci dei fiumi principali. Diversamente, i depositi trasgressivi sono di norma caratterizzati da spessori ridotti, distribuzione areale limitata e, in alcuni casi, da litologie più grossolane (sabbioso-ghiaiose); in genere la loro formazione/preservazione è legata a specifiche situazioni paleomorfologiche e/o alla presenza di apporti sedimentari elevati.

La piattaforma continentale circostante l'alto pontino si discosta in maniera sostanziale da questo modello per la copertura sedimentaria post-glaciale

estremamente ridotta e discontinua, anche per quel che riguarda i depositi di alto stazionamento.

Questa situazione è una diretta conseguenza della lontananza delle principali aree di provenienza dei sedimenti, delle condizioni idrodinamiche mediamente elevate e dei bassi tassi di sedimentazione dei sistemi carbonatici temperati che predominano in quest'area.

I depositi sono presenti sia pure in maniera discontinua nei settori di piattaforma interna ed intermedia ove sono stati identificati alcuni modesti depocentri (spessore massimo di 10-30 m).

Nei restanti settori della piattaforma i depositi post-glaciali hanno spessori molto esigui, raramente superiori a 1-2 m.

In piattaforma interna-intermedia, i depositi poggiano direttamente al di sopra del substrato litoide e sono delimitati alla base da una inconformità erosiva subaerea (fig. 34). Verso il largo, poggiano sui depositi di caduta-basso stazionamento e sono delimitati da una superficie di discordanza poligenica.

In genere la struttura interna dei corpi è difficilmente definibile a causa degli spessori ridotti e delle litologie grossolane (essenzialmente sabbiose). Nei rari casi in cui sono state riconosciute le geometrie interne, queste variano da debolmente progradanti ad aggradanti.

Si ritiene che i depositi post-glaciali circostanti l'arcipelago siano costituiti principalmente da sedimenti formatisi durante la fase di alto stazionamento. Infatti, da un punto di vista sismostratigrafico non si osservano quasi mai corpi con caratteristiche riconducibili ai depositi trasgressivi. Anche l'analisi composizionale dei sedimenti affioranti sul fondale indica che le unità deposizionali individuate sono costituite in massima parte da sedimenti di formazione attuale. Tra queste, fanno eccezione l'unità dei Depositi palinestesi e parte dei Depositi bioclastici da smantellamento di bioherma, entrambe caratterizzate da una frazione contenente elementi relitti (cfr par. 5.7).

Nell'ipotesi che la parte relitta si sia formata nel corso della risalita del livello del mare, una parte di questi sedimenti risulterebbe trasgressiva; un'ipotesi alternativa li vedrebbe invece appartenenti ai depositi di FST-LST. Questa indeterminazione non comporta tuttavia significative variazioni da un punto di vista della rappresentazione cartografica in quanto la frazione relitta è comunque subordinata.

I depositi postglaciali più rilevanti, in termini di volume e continuità laterale, si trovano attorno all'Isola di Palmarola (lato orientale ed occidentale), ove sono presenti corpi sedimentari riconducibili ai Terrazzi Deposizionali Sommersi di neo-formazione (CHIOCCI & ORLANDO, 1996). Il deposito più esteso (3 km in direzione N-S, larghezza 1 km) e con il massimo spessore (circa 30 m) è presente lungo il settore orientale dell'isola (fig. 35). L'attacco è situato ad una profondità di circa 10 m, il ciglio ad una profondità di 20-23 m e la chiusura si trova a circa -75 m.

Nel settore occidentale di Palmarola è presente un deposito simile a quello rilevato lungo il settore orientale, ma meno sviluppato, con spessori massimi di 15 m e ciglio alla profondità di circa 27 m (fig. 35, 36).

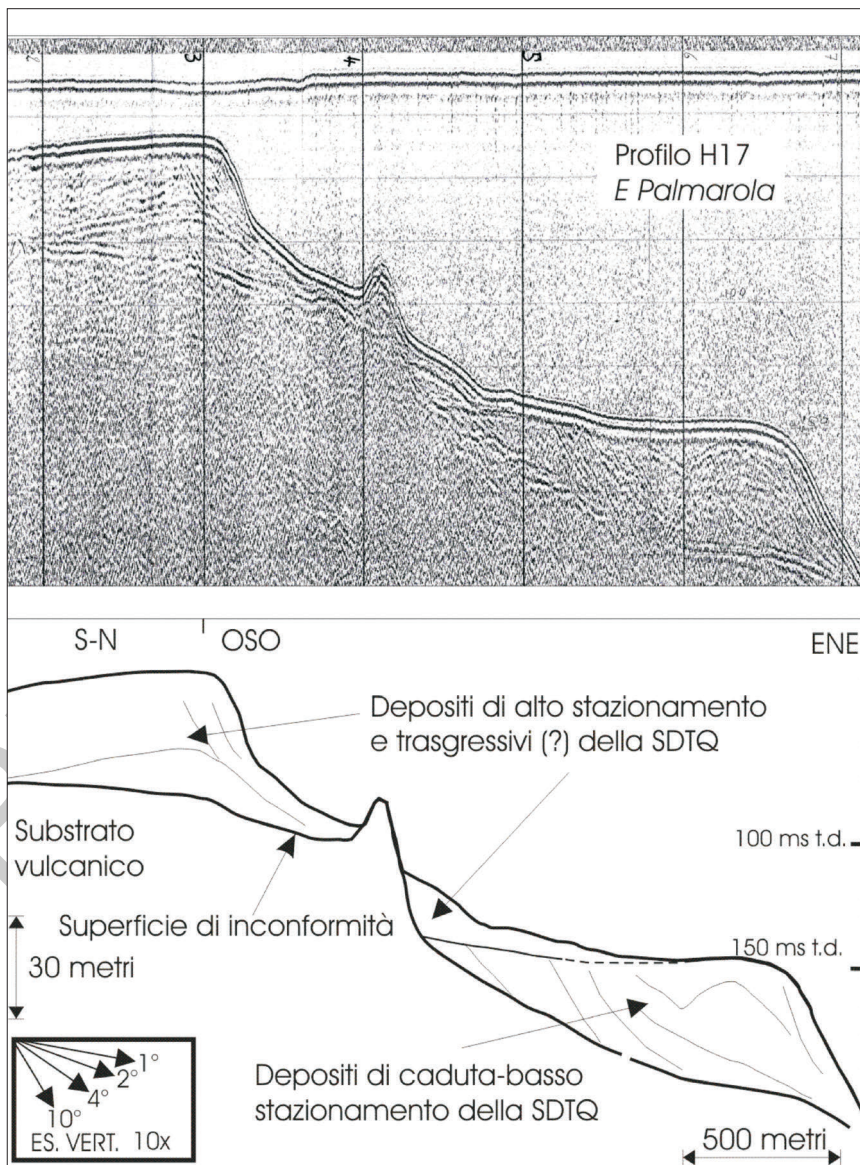


Fig. 34 - Profilo sismico Sparker 1 kJ rappresentativo dei depositi post-glaciali nel settore orientale di Palmarola (per l'ubicazione del profilo si veda fig. 27). In quest'area i depositi formano un corpo con morfologia esterna e configurazione interna simile a quella dei depositi di caduta-basso stazionamento della medesima sequenza deposizionale. Si ritiene che tale corpo sia costituito essenzialmente da depositi di alto stazionamento.

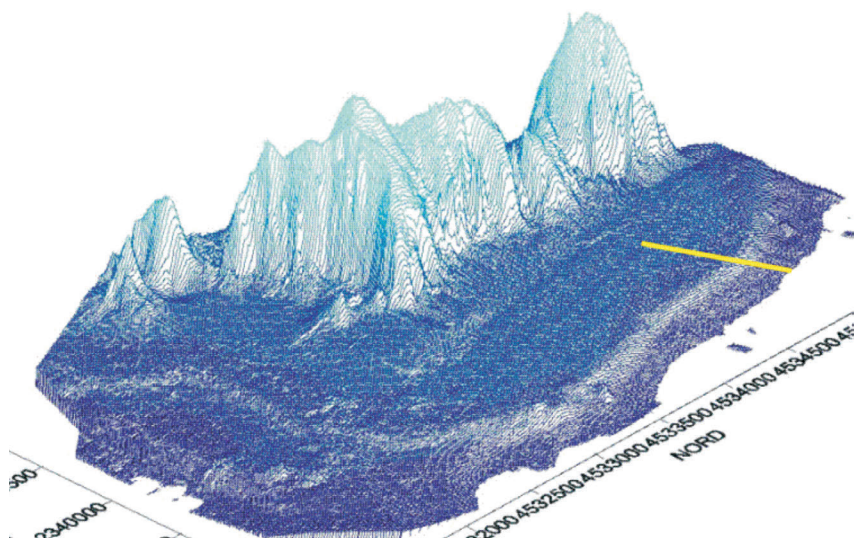


Fig. 35 - DTMM (Digital Terrain and Marine Model) del lato orientale di Palmarola (da ANZIDEI et alii, 2000). Nella porzione sommersa è evidente la morfologia terrazzata prodotta dai depositi di alto stazionamento. La linea gialla indica una parte della traccia del profilo sismico illustrato in figura AM.

3. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI PRECEDENTI L'ULTIMO CICLO GLACIO-EUSTATICO

I depositi riferibili a cicli glacio-eustatici precedenti l'ultimo sono piuttosto rari e ricadono esclusivamente nelle aree di piattaforma esterna-ciglio. Tali depositi sono in genere costituiti da unità progradanti verso mare e sono situati prevalentemente nella parte settentrionale del settore Ponza-Palmarola, allo Scoglio La Botte e attorno all'isola di Zannone; altri depositi probabilmente riferibili al ciclo precedente, ma caratterizzati da unità sostanzialmente aggradanti sono presenti a SE di Ponza.

I depositi principali sono quelli del settore Ponza-Palmarola e dello Scoglio La Botte, ove i corpi hanno geometria esterna e architettura interna del tutto analoghe a quelle dei depositi di caduta-basso stazionamento tardo-quadernari descritti nel par. 9.1. La loro formazione è verosimilmente avvenuta nel ciclo glacio-eustatico precedente l'ultimo e considerando che una parte dei depositi si è formata durante il minimo eustatico del ciclo di appartenenza, la loro preservazione implica tassi di subsidenza in grado di portare i corpi a profondità superiori a quelle raggiunte dal livello di base del moto ondoso nella fase di minimo eustatico del ciclo successivo.

Questa situazione è ben rappresentata dai depositi del settore Ponza-Palmarola (settore prospiciente il Bacino di Palmarola) che raggiungono un'estensione elevata (oltre 10 km) e risultano ben preservati soprattutto nel settore antistante Palmarola (fig. 28 e profilo sismico a bordo carta). Anche i depositi dello Scoglio La Botte sono piuttosto estesi e ben preservati (fig. 37), tuttavia in quest'area i rapporti con gli analoghi depositi tardo-quadernari sono

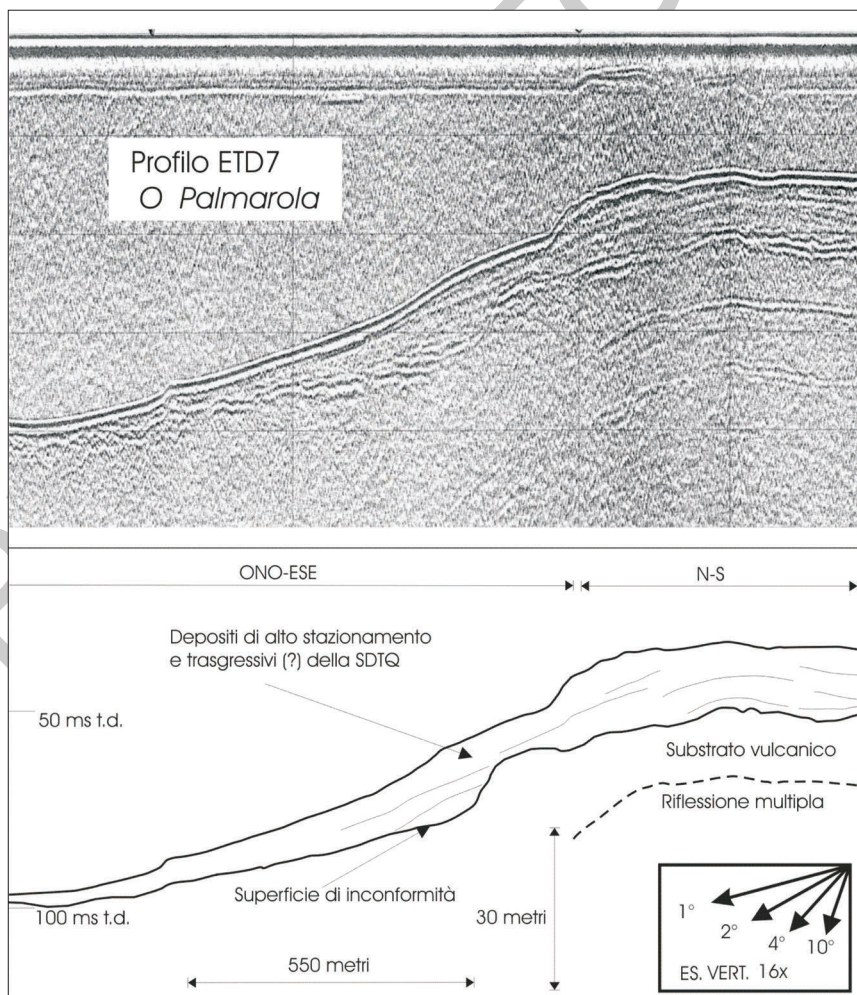


Fig. 36 - Profilo sismico Sparker 1 kJ ad O di Palmarola (per l'ubicazione del profilo si veda figura 27). Sono visibili i depositi di alto stazionamento con caratteristiche analoghe a quelle osservate sul lato orientale dell'isola.

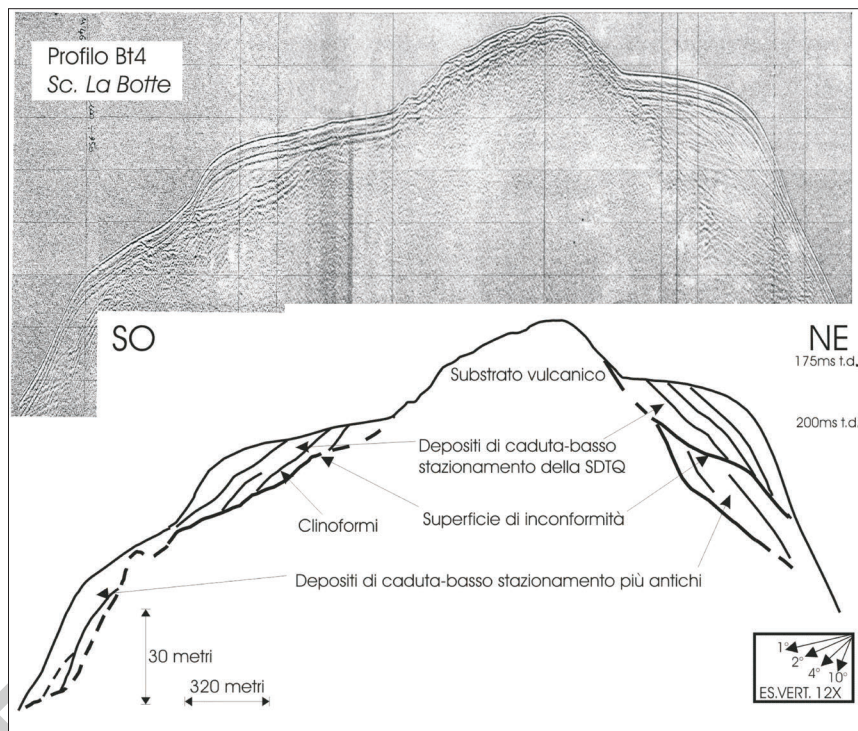


Fig. 37 - Profilo sismico Sparker 1 kJ acquisito allo Scoglio La Botte (per l'ubicazione del profilo si veda fig. 27). In quest'area sono visibili sia i depositi della SDTQ che quelli più antichi. Lungo il lato SO le due sequenze sono organizzate in assetto retrogradazionale, mentre lungo il lato NE sono organizzate in assetto aggradazionale.

più complessi. Infatti, nel settore SO i corpi sono organizzati in assetto retrogradazionale, conseguentemente i depositi più antichi affiorano sul fondale, mentre nel settore NE sono disposti in assetto aggradazionale; il diverso assetto potrebbe essere una conseguenza della minore inclinazione dell'inconformità di base nel settore SO e/o riflettere un tasso di subsidenza del settore SO relativamente maggiore.

La presenza di tassi di subsidenza rilevanti sul lungo periodo (durante le oscillazioni glacio-eustatiche alto-pleistoceniche) sembra rappresentare un fattore di controllo fondamentale per la preservazione dei depositi di caduta-basso stazionamento; un esempio particolarmente esemplificativo viene dal settore meridionale dei fondali dell'isola di Ventotene (situata all'interno di un bacino subsidente) ove sono presenti quattro ordini di depositi in assetto retrogradazionale.

4. - SEDIMENTAZIONE CARBONATICA IN AREE TEMPERATE

Gran parte delle unità deposizionali attuali e sub-attuali dell'arcipelago Pontino Occidentale sono caratterizzate dalla predominanza di sedimentazione carbonatica rispetto a quella silicoclastica. Il ridotto apporto dei sedimenti silicoclastici in quest'area è imputabile all'assenza di un reticolo idrografico significativo sulle isole e alla lontananza dalla penisola italiana ove sono ubicate le foci dei fiumi principali (il Volturno e il Liri-Garigliano sono situati ad oltre 60 km; il Tevere ad oltre 100 km). Del resto anche il settore di piattaforma compreso tra l'Arcipelago Pontino Occidentale e la penisola italiana è fortemente sottoalimentato in quanto la presenza delle paludi pontine ha intrappolato i sedimenti provenienti dall'entroterra. Alla generale sottoalimentazione della piattaforma si aggiunge un idrodinamismo (correnti di fondo e/o moto ondoso) in grado di prevenire la deposizione dei sedimenti pelitici. L'insieme di questi fattori favorisce quindi lo sviluppo di popolamenti bentonici tipici delle biocenosi del posidonieto, del detritico costiero e del coralligeno.

In relazione alla natura dei sedimenti presenti sui fondali, l'Arcipelago rappresenta un caso limite tra le situazioni comunemente rappresentate nella cartografia geologica CARG. Si ritiene quindi opportuno richiamare alcuni aspetti concernenti la sedimentazione carbonatica in aree temperate.

Benché meno diffusa e volumetricamente meno significativa della sedimentazione carbonatica tropicale, quella extra-tropicale è comunque presente in molte aree delle latitudini medio-alte. Tra i numerosi studi effettuati in tutto il mondo (una sintesi di questi studi è riportata in NELSON, 1988a e 1988b; RAO, 1996; JAMES & CLARKE, 1997), quelli relativi al Mediterraneo riguardano le Isole Baleari (FORNOS & AHR 1997; CANALS & BALLESTEROS, 1996), i Banchi di Alboran (MILLIMAN *et alii*, 1972), la piattaforma algerina (CAULET, 1972; LECLAIRE, 1972) e la piattaforma marocchina (SUMMERHAYES, 1970).

Anche nel fossile diversi studi hanno messo in evidenza come importanti formazioni geologiche, quali ad esempio il calcare a briozoi e lithotamni dell'Appennino centrale (BRANDANO & CORDA, 2002), le formazioni pleistoceniche della Sicilia sud-orientale (PEDLEY & GRASSO, 2002) e alcune formazioni mioceniche della Spagna (MARTÍN *et alii*, 1996), siano costituite da facies riconducibili a quelle delle piattaforme temperate (FORNOS *et alii*, 1997).

Per quel che riguarda i modelli della sedimentazione carbonatica extratropicale esistono diversi riferimenti. LEES & BULLER (1972) e LEES (1975), furono tra i primi a focalizzare l'attenzione sulla presenza di associazioni di organismi diverse da quelle tipiche delle piattaforme tropicali, introducendo il termine *foramol* per indicare una prevalenza di foraminiferi e molluschi. NELSON (1988), ha sintetizzato le informazioni derivanti da studi effettuati in tutto il mondo e introdotto il termine "non-tropicale" per questo tipo di depositi carbonatici. CARANNANTE *et alii* (1988), hanno introdotto una ulteriore distinzione definendo le litofacies del *rhodalg* (alghe rosse incrostanti e briozoi con foraminiferi bentonici, molluschi ecc.) e *molechfor* (molluschi, foraminiferi bentonici, echinidi, ecc.). In figura 38 è illustrata una sintesi delle classificazioni utilizzate per le facies carbonatiche in relazione al clima.

Inoltre, un importante quadro di riferimento per il Mediterraneo deriva dalla zonazione del benthos di PÉRÈS & PICARD (1964), con suddivisione dei fondali marini in piani (es. mesolitorale, infralitorale, circalitorale) caratterizzati da condizioni ambientali differenti e biocenosi caratteristiche (Praterie di Posidonia, Detritico Costiero, Coralligeno, ecc.) fig. 39.

	TROPICAL >22° C	SUBTROPICAL 22 - 18° C	TEMPERATE 18 - 10° C	COLD 10 - 5° C	POLAR <5° C
Lees & Buller (1972)	Chlorozcan			Foramol	
Lees (1975)	Chlorozcan	Chloralgal		Foramol	
Schlanger (1981)		Coral/algal Facies		Bryozoan/algal Facies	
Carannante et al (1988)	Chlorozcan	Chloralgal	Rhodalgai	Bryoalgal	Molechfor
Nelson (1988)			Warm temperate 20 - 11° C	Non-tropical	
Betzler et al. (1997)					
James (1997)		Photozoan		Heterozoan	

Fig. 38 - Schema delle principali classificazioni utilizzate per le facies carbonatiche (da MUTTI & HALLOCK, 2003).

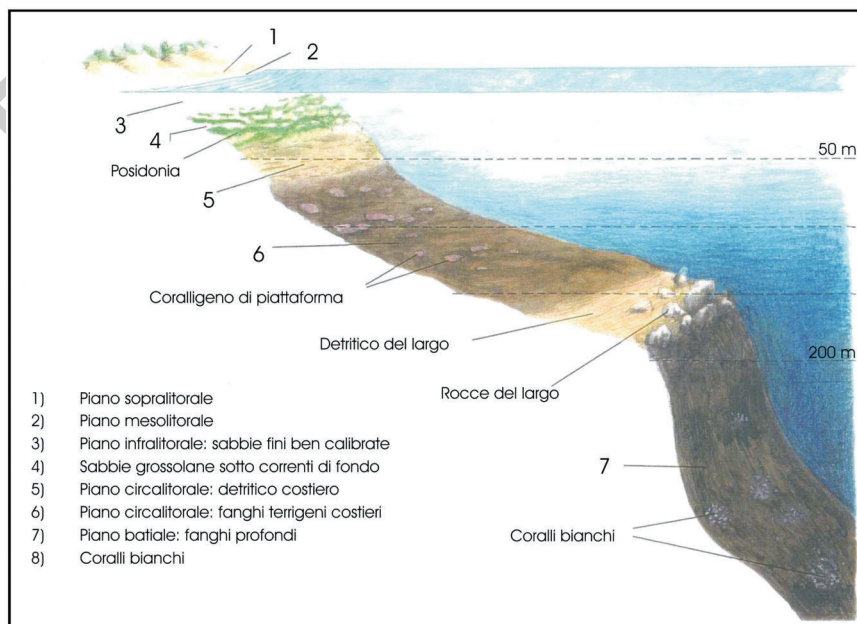


Fig. 39 - Suddivisione in piani e biocenosi tipiche dei fondali mediterranei (gentile concessione di C. CHIMENZ GUSSO, modificato).

Nonostante i numerosi studi esistenti sulla sedimentazione carbonatica extratropicale ancora non è stato sviluppato un modello stratigrafico-sequenziale (a partire dal quale si basa l'individuazione delle UBSU- *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* e la suddivisione- interpretazione del record sedimentario) in grado di rappresentare interamente tali sistemi. Tenendo conto di quanto riferito da CARON *et alii* (2004), POMAR (2001), SCHLAGER (1999), SCHLAGER (1993) e SCHLAGER (1991), vengono di seguito indicati alcuni aspetti caratteristici dei sistemi carbonatici temperati, di interesse per la sedimentazione recente sui fondali dell'arcipelago:

- i sistemi si sviluppano in aree lontane da apporti silicoclastici, in ambienti ad alta energia che inibiscono la sedimentazione pelitica, in zone con rapido rifornimento di nutrienti;

- le associazioni di organismi produttori di carbonati sono controllate in maniera specifica da numerosi fattori ambientali (es. rifornimento di nutrienti, energia idraulica, profondità della penetrazione della luce, input terrigeno, substrato disponibile) che complicano l'assetto delle unità deposizionali producendo una elevata variabilità di facies. In particolare la radiazione luminosa influenza profondamente gli organismi produttori di carbonati determinando differenti tipi di associazioni (fig. 40): associazione eufotica (es. coralli e alghe verdi) tipica delle zone con molta luce, associazione oligofotica (es. alghe rosse e macroforaminiferi) tipica delle zone con radiazione ridotta e associazione indipendente dalla luce (es. briozoi, molluschi, spugne);

- i tassi di produzione carbonatica sono assai ridotti e risentono molto delle variazioni di spazio disponibile per la sedimentazione (*accommodation*) in piattaforma, in particolare i sistemi sono molto sensibili ad elevati tassi di risalita del livello del mare;

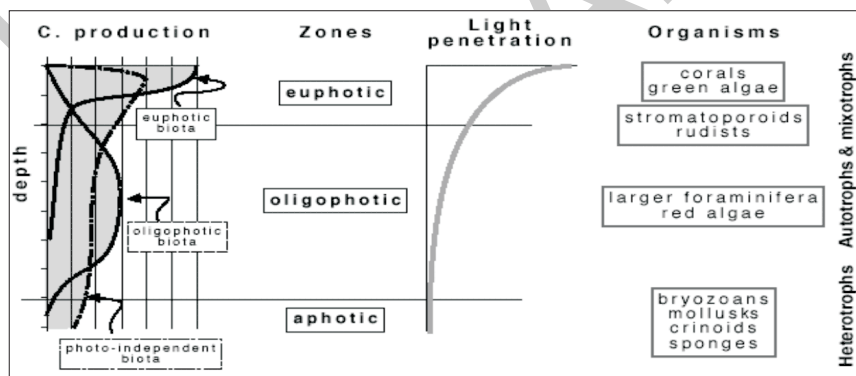


Fig. 40 - Produttività carbonatica in funzione della profondità per le diverse associazioni di organismi (associazione eufotica, oligofotica, foto-indipendenti) che si sviluppano in relazione alla quantità di radiazione luminosa (da Pomar, 2001).

- l'assenza di *reef* nella zona eufotica determina la mancanza di attenuazione del moto ondoso, che quindi svolge un ruolo fondamentale nella redistribuzione dei sedimenti (similmente a quanto avviene nei sistemi silicoclastici);

- la limitata cementazione precoce e il basso potenziale diagenetico dei sedimenti limitano la formazione-preservazione di *unconformity* subaeree.

In conseguenza di queste peculiarità, CARON *et alii* (2004), evidenziano come i sistemi carbonatici temperati possano essere facilmente “annegati” da rapidi innalzamenti del livello del mare e come la dinamica sedimentaria e la dispersione dei sedimenti risultino profondamente controllati dal moto ondoso.

4.1. - TESSITURA

Sui fondali della piattaforma circostante l'arcipelago sono presenti sedimenti prevalentemente sabbiosi, decisamente subordinate sono le ghiaie. I sedimenti pelitici sono invece prevalenti sulla scarpata continentale (figg. 41, 42).

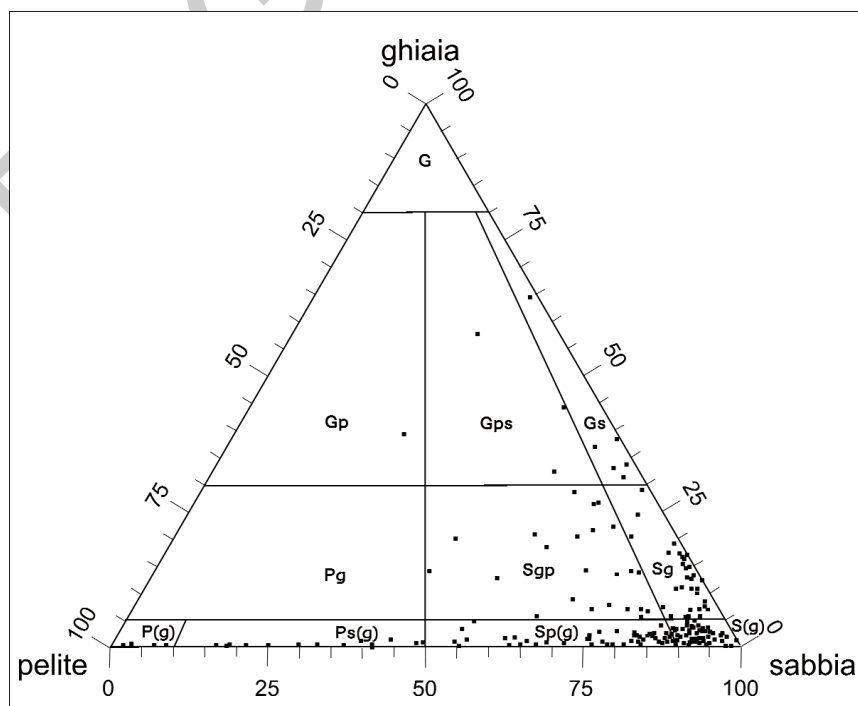


Fig. 41 - Tessitura dei sedimenti campionati sui fondali dell'arcipelago Pontino occidentale. (classificazione ternaria ghiaia-sabbia-pelite di FOLK, 1954).

In particolare, si osserva come la frazione ghiaiosa si ritrovi prevalentemente a basse profondità (in media fino a -50 m), anche se in quantità raramente superiori al 30%, ove è associata alla facies b dell'unità deposizionale dei depositi del prisma litorale (cfr. par. 9.6). A profondità maggiori sedimenti con percentuali di ghiaia rilevanti sono piuttosto rari e costituiscono la frazione grossolana dei depositi bioclastici da smantellamento di bioherma (cfr. par. 9.6).

Per quanto riguarda la frazione pelitica, a profondità inferiori a 50 m è ovunque assolutamente trascurabile (inferiore al 5%). A profondità maggiori aumenta leggermente raggiungendo in alcuni casi valori prossimi al 30% a ~100/-120 m. La scarpata continentale è invece caratterizzata da percentuali comprese tra il 35 e il 98%, comunque sempre superiori al 75% oltre i 250 m di profondità.

I dati forniti dai campionamenti indicano quindi la quasi totale mancanza di sedimenti fini sui fondali della piattaforma, evidenziando una situazione decisamente peculiare rispetto a quanto normalmente osservato nelle piattaforme italiane.

Infine, è opportuna una precisazione di carattere metodologico riguardante la definizione della distribuzione dei sedimenti sul fondale. Tenendo conto di quanto indicato dai dati *side scan sonar* e dalle immagini ROV, che mostrano una distribuzione dei sedimenti altamente variabile, si è resa impraticabile la mappatura delle caratteristiche tessiturali dei sedimenti tramite interpolazione dei dati puntuali forniti dai campionamenti. Pertanto si è preferito caratterizzare da un punto di vista tessiturale le facies sonar individuate (principale elemento guida utilizzato per la cartografia).

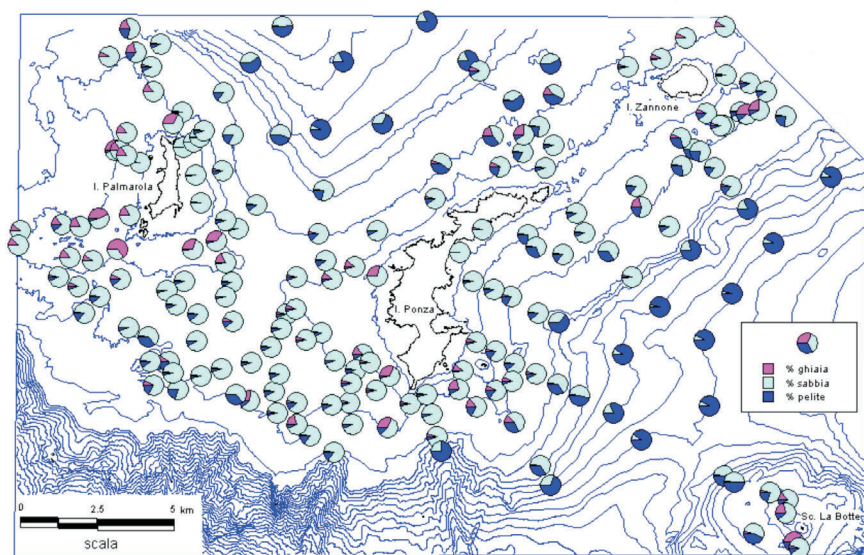


Fig. 42 - Caratteristiche tessiturali dei sedimenti affioranti sui fondali dell'arcipelago Pontino occidentale.

Nell'effettuare la correlazione tra tessitura e facies sonar è stato necessario unificare alcune delle classi tessiturali di Folk. In particolare, sono state riunite nella pelite [P] le classi P(g) e Ps(g), nella sabbia con ghiaia [SG] le classi Sgp e Sg, nella ghiaia [G] le classi Gs, Gps, Gp e G (vedi figura a bordo carta).

4.2. - COMPOSIZIONE

La composizione della frazione sabbioso-ghiaiosa dei sedimenti è stata studiata su oltre 230 campioni mediante analisi al microscopio binoculare integrate da diffrattogrammi, sezioni sottili, microsonda, SEM e calcimetrie.

I risultati di questo studio indicano una chiara predominanza della frazione bioclastica carbonatica, tranne che nei sedimenti prelevati a profondità minori di ~50 m nei settori non colonizzati da fanerogame marine (ALTOBELLI, 2006).

Tra gli organismi che contribuiscono alla frazione carbonatica vi sono: alghe coralline, foraminiferi, bioclasti indifferenziati, briozoi e, in maniera subordinata, bivalvi, crinoidi, echinidi, gasteropodi, ostracodi, pteropodi, serpulidi e spicole di spugna.

I fattori limitanti la componente carbonatica sembrano essere nelle aree sottocosta i processi di smantellamento delle falesie, legati all'azione del moto ondoso, mentre nelle aree più profonde (oltre i 100-120 m di profondità) la diminuzione di produttività causata dalla riduzione dell'energia luminosa al di sotto dei valori necessari a sostenere gli organismi produttori (es. alghe e macroforaminiferi).

I briozoi sono presenti in quasi tutti i campioni e spesso raggiungono abbondanze considerevoli. La massima diffusione si osserva tra 160 e 180 m di profondità (forme ramosi), ma sono componenti importanti anche a batimetrie inferiori (da 40 a 160 m).

I frammenti di alghe rosse calcaree sono componenti abbondanti o prevalenti lungo una fascia batimetrica mediamente compresa tra -40 m e -80 m, che circonda in maniera praticamente continua le tre isole. Al di sotto di questo limite si può avere ancora una presenza sporadica fino a 100 metri di profondità, tuttavia con valori di abbondanza molto bassi.

Un'altra categoria molto rappresentata è quella dei bioclasti indifferenziati, costituiti da frammenti di gusci di organismi dei quali non è possibile definire l'origine; essi sono molto abbondanti in quasi tutti i campioni, specialmente nella frazione fine, indipendentemente dalla posizione geografica e dalla profondità.

I foraminiferi bentonici sono uniformemente distribuiti in tutta l'area tranne in acqua bassa dove sono rari nei campioni quasi interamente terrigeni.

L'abbondanza dei foraminiferi bentonici non sembra dipendere dalla batimetria, mentre i foraminiferi planctonici hanno abbondanze che aumentano sensibilmente verso il largo.

Gli pteropodi compaiono nel sedimento solo oltre il ciglio della piattaforma continentale con un massimo attorno ai 300-320 m di profondità.

Altri componenti, come echinodermi, molluschi, ostracodi, spicole di spugna, sono presenti con abbondanze variabili in funzione della profondità.

Infine, una componente caratteristica dei sedimenti dell'arcipelago è rappresentata dai rodoliti, ossia concrezioni libere formate da alghe rosse calcaree, frequenti nel Mediterraneo occidentale tra 40 e 90 m di profondità (FORNOS & AHR, 1997). Le concrezioni formano noduli di grandi dimensioni, da centimetriche a decimetriche, con forma variabile da irregolare a globulare.

I rodoliti sono piuttosto diffusi sui fondali dell'arcipelago, dove possono arrivare a ricoprire completamente il fondale. Essi risultano assenti solo nel settore orientale di Ponza e di Palmarola. Studi di dettaglio realizzati nell'area in precedenza (ad es. BASSO, 1998) hanno consentito di determinarne la distribuzione (tra -27 e -98 m) e la variabilità delle specie costituenti e dei morfotipi (fig. 43).

Studi di dettaglio sui rodoliti sono stati effettuati per la realizzazione del Foglio. L'analisi di rodoliti prelevati tra 43 e 103 m di profondità (in gran parte vivi al momento del campionamento) indica come morfotipi prevalenti (circa il 50%) le praline (concrezioni globulari subsferiche) e le ramificazioni libere (40%), mentre i boxwork (concrezioni irregolari di maggiori dimensioni) sono quasi sempre subordinati, tranne che nella zona situata a NE di Ponza. Sono state riconosciute sei specie algali caratteristiche dei diversi morfotipi: *Lithothamnion minervae* (Basso, 1995), praline insieme a *Lithophyllum racemus* (Lamarck) Foslie 1901, *Lithothamnion valens* Foslie 1909, *Spongites fruticulosus* Kutzing 1941, *Lithophyllum racemus* (boxwork), *Lithophyllum incrustans* Philippi 1937 e *Phymatolithon calcareum* (Pallas) Adey & Mc Kibben 1970 (ramificazioni libere).

La distribuzione dei diversi tipi di morfotipi suggerisce alcune interessanti considerazioni sull'ambiente di formazione, dato che i morfotipi sono in relazione alle condizioni idrodinamiche, ai tassi di sedimentazione e alla stabilità del substrato (BASSO, 1998).

Infatti, le zone con predominanza di praline (idrodinamismo più elevato) risultano quelle situate a N di Palmarola, nella parte meridionale del canale tra Palmarola e Ponza e nel canale tra Ponza e Zannone. La zona con predominanza di boxwork (idrodinamismo più basso) sembra essere quella situata a NE di Ponza.

La frazione terrigena è quasi sempre subordinata nei sedimenti, tranne che

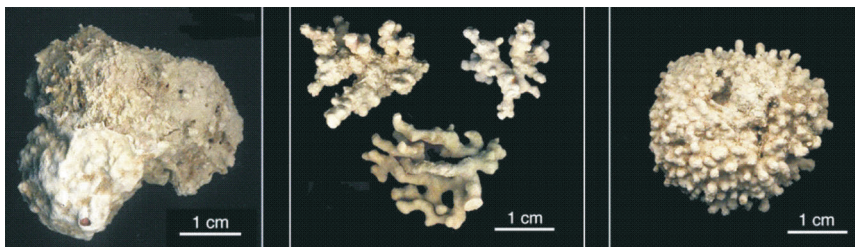


Fig. 43 - Esempi di morfotipi delle rodoliti (da SANÉ SCHEPISI, 2004): boxwork (a sinistra), ramificazioni libere (al centro), praline (a destra).

in piattaforma interna (mediamente profondità < 50 m). La mancanza di apporti dalla penisola italiana e la prevalenza della frazione terrigena nei soli settori di piattaforma interna fa ritenere che essa derivi per lo più da processi di erosione costiera e smantellamento della falesia.

A conferma di ciò i costituenti principali sono i feldspati, seguiti da vetro e biotite, mentre il quarzo (costituente principale dei litorali della penisola italiana) è quasi sempre assente. Alcuni campioni provenienti da aree situate a bassa profondità hanno una frazione grossolana caratterizzata dalla prevalenza di frammenti di roccia (ad es. a O di Palmarola e a S di Ponza -Punta La Guardia) e in alcuni casi di pomici (ad E-SE di Palmarola e a S di Punta La Guardia).

Infine, nei sedimenti situati a profondità comprese tra 80 e 120 m si ritrova frequentemente la glauconite (minerale autigeno tipico di zone con tassi di sedimentazione ridotti). La mineralizzazione a glauconite è in genere presente all'interno dei gusci dei foraminiferi e nelle microfessure dei bioclasti bioerosi.

5. - UNITÀ DEPOSIZIONALI

L'identificazione e la mappatura dei sistemi deposizionali presenti sui fondali dell'arcipelago Pontino occidentale è stata realizzata mediante integrazione di dati morfoacustici e sedimentologici, supportata in alcuni casi dalle immagini ROV, dai dragaggi e dai profili sismici.

I sistemi deposizionali individuati appartengono ai depositi tardoquaternari, anche se data l'esiguità dei depositi, non sempre è possibile stabilire se essi si siano formati esclusivamente durante l'attuale fase di alto stazionamento, oppure anche durante le fasi di risalita e di basso stazionamento del livello del mare.

Vengono definiti dei sistemi deposizionali come elementi cartografabili, ben coscienti che nel linguaggio corrente per sistema deposizionale si intende una associazione più grande rispetto a quella qui definita (sistema deposizionale litorale, deltizio, di piattaforma, ecc.). Tuttavia da un punto di vista terminologico un sistema deposizionale è una associazione di facies deposizionali, essendo una facies un insieme di sedimenti con caratteristiche circa uniformi, tali da differenziarli rispetto agli altri. Per questo i termini di sistema deposizionale e facies non hanno una scala dimensionale definita né caratteristiche univoche.

Nel caso dell'Arcipelago pontino si è quindi utilizzato in maniera estensiva il termine sistema deposizionale, per soddisfare l'esigenza di cartografare associazioni di facies con un dettaglio sufficientemente alto.

In considerazione dell'elevata componente bioclastica intrabacinale, la distribuzione dei sistemi deposizionali è fortemente controllata da fattori ambientali (in primis penetrazione della luce e condizioni idrodinamiche). Pertanto, i sistemi deposizionali sono in genere distribuiti per fasce di profondità, con passaggi graduali tra loro. Tuttavia fattori locali (zone riparate da onde e correnti, presenza di affioramenti rocciosi, ecc.) possono variarne in maniera significativa la distribuzione per fasce di profondità.

Data la rilevanza degli aspetti biologici si è tenuto conto della suddivisione dei fondali nei seguenti piani bionomici, ovvero in porzioni di fondale caratterizzate da condizioni ecologiche uniformi che si susseguono a diversa profondità (PÉRÈS & PICARD, 1964).

Piano Infralitorale si estende dal limite inferiore della bassa marea fino alla massima profondità alla quale la penetrazione della luce consente la vita delle piante fotofile. Presenta un idrodinamismo intenso legato al moto ondoso e il limite inferiore (variabile in funzione della trasparenza-torbidità delle acque) nel caso delle Isole Pontine è a circa 40 m di profondità.

Piano Circalitorale si estende dal limite inferiore delle piante fotofile fino alle profondità in cui le alghe sciafile sono ancora fotosinteticamente attive. Le profondità sono mediamente comprese tra 30-40 m e 100-200 m.

5.1. - PRATERIA A FANEROGAME MARINE (g₄)

Le praterie a fanerogame marine (prevalentemente *Posidonia oceanica*) caratterizzano in maniera diffusa i fondali e i sedimenti circostanti le isole di Ponza, Palmarola e Zannone ed il canale situato tra Ponza e Zannone. Le fanerogame si sviluppano su fondali sabbiosi (fig. 44) a partire da pochi metri sotto il livello del mare (nelle zone più riparate) fino ad una profondità massima di circa 40-45 m.

Le praterie a fanerogame sono state considerate come una unità deposizionale specifica in quanto dal punto di vista sedimentologico ad esse si associano sedimenti caratteristici, ovvero sabbie ricche in bioclasti, derivanti dai gusci di nume-

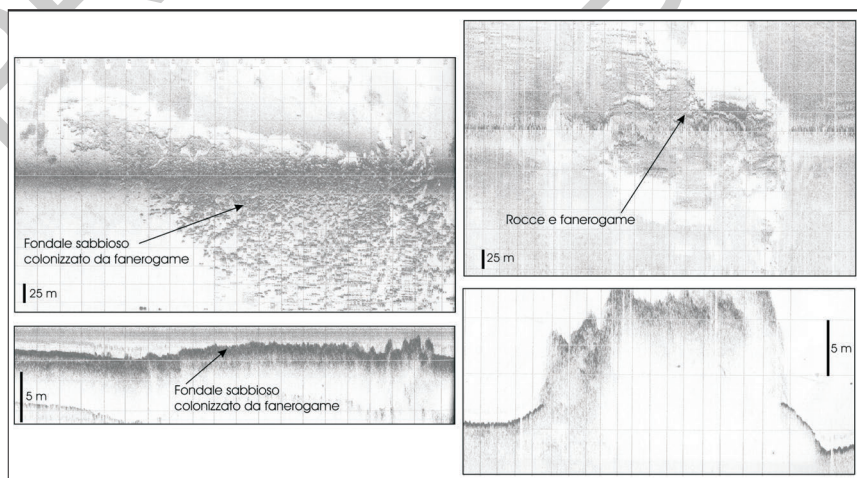


Fig. 44 - Immagini sonar a scansione laterale (in alto) e profili sismici ad altissima risoluzione (in basso) rappresentativi dei sistemi deposizionali della prateria a fanerogame su sabbia (a sinistra; Palmarola est) e delle rocce e fanerogame (a destra).

rosi organismi ospitati all'interno delle aree colonizzate. Inoltre, gli apparati radicali e i rizomi delle fanerogame costituiscono delle strutture alte anche parecchi decimetri (*matte*) con effetti rilevanti sulla morfologia e sulla stabilità dei fondali.

Le fanerogame marine colonizzano in maniera disomogenea anche gli affioramenti del substrato roccioso (fig. 44) ed in alcuni casi i blocchi prodotti da fenomeni di crollo delle falesie. Nell'unità deposizionale sono compresi anche settori con rocce poco o per nulla colonizzate in quanto la complessità dell'area è tale da non consentire una distinzione certa sui sonogrammi sonar (*svi* in carta).

Gli affioramenti di rocce e fanerogame sono presenti a bassa profondità, in genere in prosecuzione verso terra delle aree colonizzate dalle praterie di fanerogame su sabbia.

5.2. - DEPOSITI DEL PRISMA LITORALE (*g₁₁*)

5.2.1. - *Facies a*) "fine"

Sabbie leggermente ghiaiose (con diametro medio -D₅₀- generalmente nelle sabbie fini) a composizione prevalentemente terrigena che producono una facies sonar a basso *backscatter* (fig. 45). Nei granuli di sabbia le specie minerali più rappresentate sono i feldspati, subordinatamente vetro e biotite. La componente carbonatica è del tutto subordinata e dominata da frammenti indistinti (tritume organogeno). La frazione pelitica è mediamente inferiore al 2%.

I sedimenti di questa unità deposizionale sono presenti in maniera piuttosto omogenea nelle aree non colonizzate dalle fanerogame marine, a partire dalla linea di costa fino ad una profondità media di circa 50 m; in rari casi sono stati rilevati fino a 80-90 m di profondità, come ad esempio a S di Ponza.

5.2.2. - *Facies b*) "grossolana"

Analogamente alla facies deposizionale precedente, i sedimenti sono prevalentemente di natura terrigena, ma caratterizzati da tessiture più grossolane (ghiaie e sabbie con ghiaia, con D₅₀ che ricade in media nelle sabbie molto grossolane). Le tessiture grossolane che caratterizzano questa facies producono un *backscatter sonar* elevato, facilmente identificabile e cartografabile.

La frazione terrigena (fig. 45) più grossolana è costituita da frammenti di roccia, feldspati, vetro e in alcuni casi pomici, mentre la frazione più fine è costituita in prevalenza da feldspati, vetro e biotite; la frazione carbonatica è sempre subordinata ed è costituita da tritume organogeno. La distribuzione di questa facies è piuttosto irregolare e ricade all'incirca nello stesso intervallo batimetrico della facies a dei depositi del prisma litorale, raggiungendo la massima diffusione soprattutto ad O di Ponza e intorno a Palmarola. In alcuni casi l'andamento dei depositi sembra essere dovuto a flussi gravitativi di sedimento, probabilmente originati da correnti di fondo dirette verso il largo prodotte dall'azione del moto ondoso durante le burrasche (fig. 45). In alcuni settori, principalmente quelli esposti a ponente fino alla profondità di 30-40 m, il moto ondoso sembra

essere responsabile anche della generazione di estesi campi di *megaripple* (*sensu* REINECK & SINGH, 1980), con distanza tra le creste di 1-1.5 m (fig. 45).

Questa unità è costituita da sedimento derivante dai processi di erosione litorale, redistribuito dall'azione del moto ondoso e dalle correnti.

5.3. - DEPOSITI BIOCLASTICI (g₁₂)

Questa unità deposizionale è riferibile alla biocenosi del Detritico Costiero come definita da PÉRÈS & PICARD (1964) e si sviluppa sui fondali situati nell'intervallo batimetrico compreso tra ~40 m e 80 m. Essa è costituita da sedimenti composti prevalentemente da bioclasti (alghe coralline, foraminiferi bentonici, gasteropodi, briozoi, echinodermi). In particolare, tra le numerose associazioni appartenenti al Detritico Costiero (cfr. RELINI, 2000) quelle identificate nell'area sono: associazione a *Lithothamnion corallioides* FOSLIE 1899 e *Phymatolithon calcareum* (facies a maërl); associazione a rodoliti.

Se invece si considera la classificazione di CARANNANTE *et alii* (1988), per i sistemi carbonatici extratropicali, il sistema deposizionale delle Sabbie bioclastiche può essere ricondotto alla litofacies del Rhodalgal.

Le sabbie bioclastiche sono costituite prevalentemente da sabbia con ghiaia (con D₅₀ in media nelle sabbie grossolane e molto grossolane); la frazione pelitica è mediamente pari al 5%. Il sedimento è composto prevalentemente da alghe coralline, bioclasti indistinti, foraminiferi bentonici, briozoi e gasteropodi. Le alghe coralline predominano nella frazione grossolana, sia come forme ramificate sia come praline di dimensioni centimetriche (fig. 46). I bioclasti indistinti e i foraminiferi bentonici predominano nella frazione fine, che può contenere percentuali significative di elementi terrigeni nei campioni più profondi.

La tessitura grossolana e la presenza di bioclasti e rodoliti producono una facies sonar ad alto *backscatter*.

Le sabbie bioclastiche sono distribuite in alcuni settori delle zone di canale, intorno a Zannone, ad O di Palmarola e Ponza. Il passaggio alle unità deposizionali delle praterie a fanerogame marine (verso terra) dei depositi bioclastici da smantellamento di bioherma (verso il largo) è a volte transizionale, così come indicato da alcuni campioni caratterizzati da composizione intermedia.

I frammenti algali e i gusci, pur avendo un aspetto generalmente fresco (elementi moderni), mostrano in alcuni casi tracce di bioerosione. La presenza di praline e l'assenza della frazione pelitica indicano che il sedimento è interessato, perlomeno periodicamente, da correnti di fondo.

5.4. - DEPOSITI BIOCLASTICI RIELABORATI DA CORRENTI (g₁₆)

Si tratta di un'unità deposizionale sostanzialmente analoga alla precedente, ma con evidenze di una più significativa rielaborazione dei sedimenti ad opera di correnti di fondo che come detto in precedenza non viene comunque esclusa neanche per l'unità deposizionale dei depositi bioclastici.

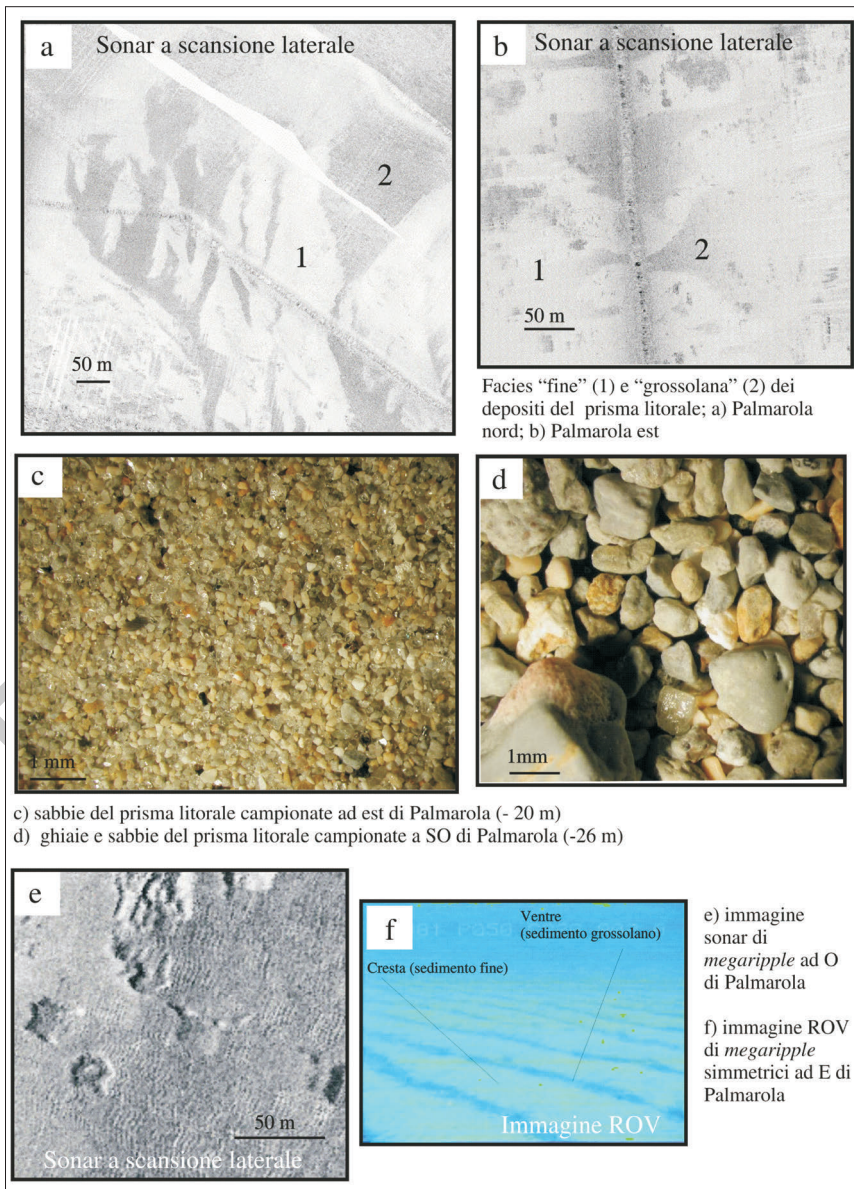


Fig. 45 - Unità deposizionale dei depositi del prisma litorale; a) e b) immagini sonar a scansione laterale in aree ove sono presenti flussi di sedimento grossolano; c) e d) foto al microscopio della frazione sabbioso-ghiaiosa; e) ed f) immagine sonar a scansione laterale e immagine ROV di aree ove i sedimenti sono rielaborati in forme di fondo (megaripple).

Le evidenze della presenza di correnti in grado di rielaborare i sedimenti sono fornite principalmente dai dati *sonar* e dalle immagini ROV, che indicano come questi fondali siano caratterizzati da alternanze di fasce di sedimento grossolano e fine. Tali fasce hanno una interdistanza variabile da pochi metri ad alcune decine di metri (fino a 30 m) e sono disposte in linea di massima parallelamente alle isobate (fig. 46).

In corrispondenza di tali forme non si apprezzano significative variazioni morfologiche del fondale, pertanto si ritiene che le zonazioni di sedimento siano prodotte dall'azione di correnti di fondo, in grado di rielaborare i sedimenti operando una selezione tra la frazione più fine e quella più grossolana.

I depositi sono allungati parallelamente all'andamento medio delle isobate e sono presenti soprattutto nelle zone di canale tra le isole (prevalentemente nei settori esposti verso S), nell'intervallo batimetrico compreso tra 50-55 m e 75-80 m.

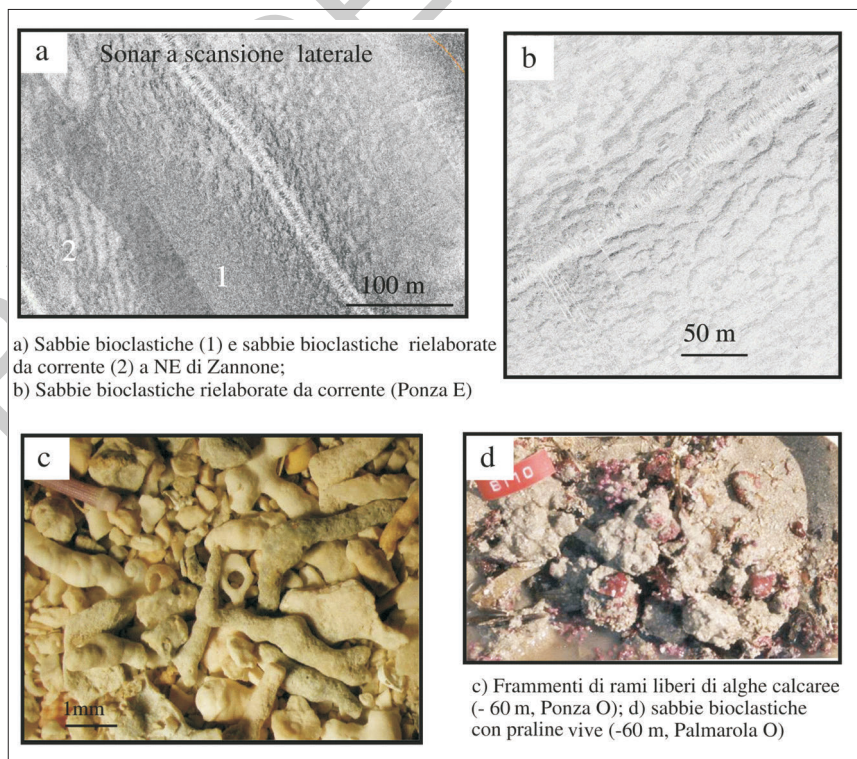


Fig. 46 - Unità deposizionale dei depositi bioclastici e dei depositi bioclastici rielaborati da corrente; a) e b) immagini sonar a scansione laterale; c) foto al microscopio della frazione sabbioso-ghiaiosa delle sabbie bioclastiche; d) foto del campione di sedimento.

Sulla base della facies *sonar* e delle caratteristiche dei sedimenti è stato possibile distinguere due facies:

5.4.1. - *Facies a)* “grossolano prevalente”

Caratterizzata dalla prevalenza delle fasce di sedimento grossolano. Generalmente il sedimento è costituito da sabbie con ghiaia e sabbie leggermente ghiaiose (con D_{50} mediamente nelle sabbie medie), con frazione pelitica media attorno al 5%. Sono dominanti le alghe coralline con diffuse praline centimetriche e i bioclasti indifferenziati.

5.4.2. - *Facies b)* “grossolano subordinato”

Caratterizzata dalla prevalenza delle fasce di sedimento fine. Generalmente il sedimento è costituito da sabbie leggermente ghiaiose (con D_{50} in media nelle sabbie fini), frazione pelitica media attorno al 10% e composizione simile alla facies precedente, ma con alghe coralline meno abbondanti.

La distribuzione dei sedimenti sul fondale e la diversa incidenza delle praline (che necessitano per il loro accrescimento di un idrodinamismo che ne produca il rotolamento), fa ipotizzare condizioni idrodinamiche più elevate nella facies “grossolano prevalente” rispetto a quella “grossolano subordinato”.

5.5. - CORPI LITOIDI ORGANOGENI, BIOHERMA (g_{13})

Nelle aree di piattaforma caratterizzate da luminosità ridotta, hanno il massimo sviluppo le rodoficee calcaree (alghe rosse incrostanti) che colonizzano il substrato. Alle alghe rosse calcaree si associano alghe brune, cloroficee, spugne, cnidari, serpulidi, brachiopodi, briozoi, echinodermi, ascidiacei e bivalvi. Questi popolamenti rappresentano una tipica biocenosi di fondo duro del piano circolatoriale che prende il nome di coralligeno (PÉRÈS & PICARD, 1964).

Nell'arcipelago Pontino occidentale, la limpidezza delle acque e l'assenza di apporti significativi (i sedimenti pelitici sono praticamente assenti in piattaforma), fanno sì che il coralligeno colonizzi in maniera molto estesa i fondali.

L'attività di organismi biocostruttori (alghe calcaree, briozoi, spugne, serpulidi, madrepora e gorgonie) può condurre alla formazione di strutture rocciose (biocostruzioni) di spessore anche elevato (fino a qualche metro), in cui solo lo strato più esterno è vivente. Tra le biocostruzioni si possono trovare aree sabbiose con detrito organogeno derivante dal disfacimento del coralligeno stesso ad opera di organismi perforatori (es. spugne, bivalvi e gasteropodi).

Il coralligeno è stato campionato tramite i dragaggi e osservato nelle immagini ROV che mostrano come gli affioramenti rocciosi profondi, specie quelli situati tra 80 e 120 m di profondità siano concrezionati in maniera diffusa.

Le concrezioni hanno spessori decimetrici e gli affioramenti concrezionati hanno dimensioni variabili da meno di 1 m a diverse centinaia di metri. Nei set-

tori più profondi il coralligeno risulta parzialmente ricoperto da sedimenti fini. Si ritiene che su gran parte dell'area il coralligeno concrezioni rocce del substrato litoide, tuttavia, sia pure in settori limitati si osserva la colonizzazione di fondi mobili (fig. 47).

Dal punto di vista cartografico, occorre precisare che gli affioramenti rocciosi incrostati da coralligeno possono essere numerosissimi ma di piccole dimensioni come ad es. nel settore SO del canale Ponza-Palmarola.

In questi casi, quando gli affioramenti sono risultati prevalenti sul fondale rispetto ai sedimenti circostanti, essi sono stati cartografati raggruppandoli tra di loro; quando invece sono risultati subordinati e distribuiti in maniera dispersa sul fondale sono stati omessi.

5.6. - DEPOSITI BIOCLASTICI DA SMANTELLAMENTO DI BIOHERMA (g₁₄)

Questa unità deposizionale è costituita da detrito bioclastico grossolano distribuito attorno agli affioramenti rocciosi concrezionati da coralligeno, a formare "aloni" di sedimento che seguono in maniera molto regolare il contorno degli affioramenti incrostati. Sui sonogrammi sonar tale unità deposizionale viene quindi facilmente identificata a partire dall'individuazione di una facies ad alto *backscatter* che circonda gli affioramenti rocciosi (fig. 47). I campionamenti indicano come tale facies *sonar* sia prodotta dalla presenza di sabbie con ghiaia (prevalenti) e sabbie leggermente ghiaiose (D₅₀ mediamente nelle sabbie medie e grossolane) con detrito bioclastico dominante. All'analisi microscopica dei campioni si distingue infatti una parte "fresca" (prevalente), dominata da briozoi, alghe coralline e bioclasti indifferenziati derivanti dalla disgregazione del coralligeno (principalmente ad opera della bioerosione), e una parte relitta con elementi mineralizzati e/o erosi la cui composizione e granulometria risulta comparabile con quella dell'unità deposizionale dei depositi palinestesi (m₀). La frazione pelitica, benché risulti sempre scarsa (in media pari al 14%), è leggermente più elevata rispetto a quella delle unità deposizionali descritte in precedenza.

Sia la distribuzione in pianta, sia la composizione del sedimento indicano come questa unità deposizionale sia strettamente associata alla presenza del coralligeno, in assenza del quale si avrebbe l'unità deposizionale dei depositi palinestesi. Inoltre, benché le correnti di fondo non siano in grado di rielaborare in maniera significativa il detrito (sempre distribuito in maniera omogenea attorno agli affioramenti di coralligeno), le condizioni idrodinamiche devono essere comunque tali da evitarne l'infangamento.

Questa unità deposizionale è presente in maniera diffusa tra 75-80 m e 120-130 m di profondità, soprattutto nella parte meridionale del canale tra Ponza e Palmarola, a NO di Palmarola, NO- E-SE di Ponza e nel canale tra Ponza e Zannone. La distribuzione è sempre molto articolata e i rapporti laterali con le altre unità deposizionali sono piuttosto complessi. Ad esempio in diversi casi sono presenti sedimenti più fini (spesso situati all'interno di aree depresse) che ne interrompono la continuità laterale. Quindi, benché per esigenze cartografi-

che siano stati mappati unicamente i lineamenti visibili alla scala del Foglio, in molte aree si osservano passaggi estremamente articolati tra le diverse unità.

Infine, da un punto di vista cartografico, occorre precisare che in molti casi (es. settore SO del canale Ponza-Palmarola) l'unità deposizionale comprende anche gli affioramenti rocciosi aventi dimensioni non cartografabili alla scala del Foglio.

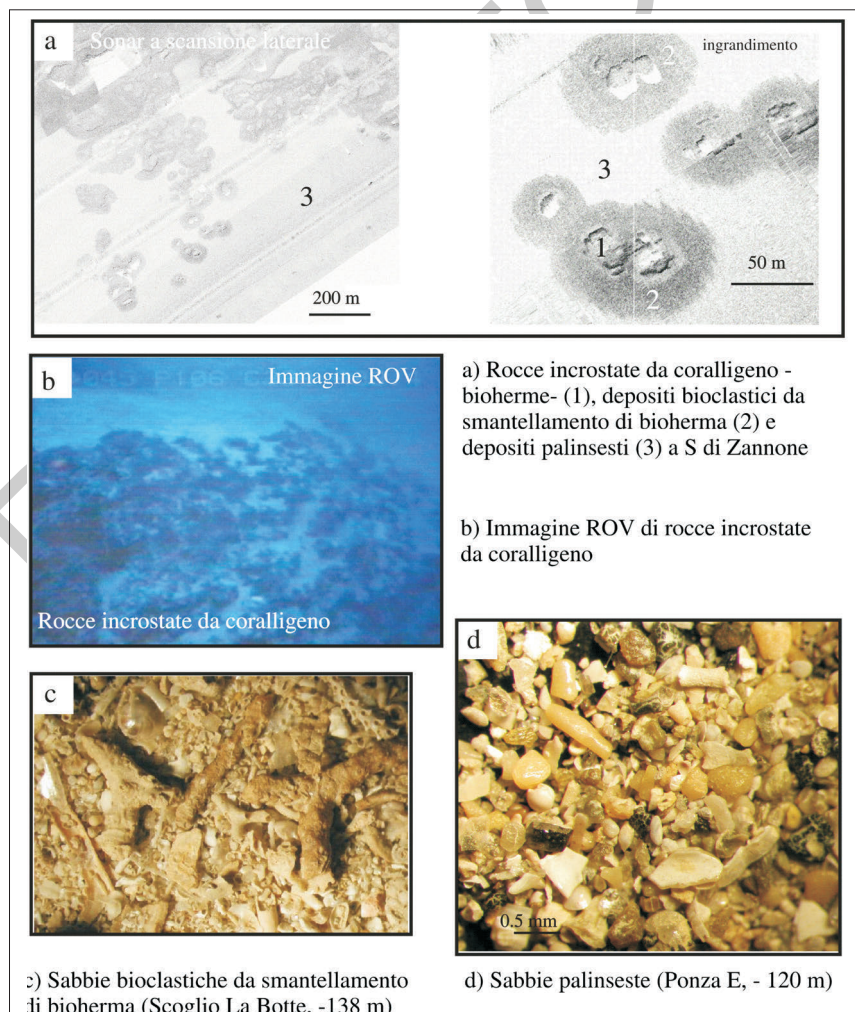


Fig. 47 - Unità deposizionale dei depositi bioclastici da smantellamento di bioherma e dei depositi palinsesti; a) immagini sonar a scansione laterale; b) immagine ROV di rocce incrostate da coralligeno; c) e d) foto al microscopio della frazione sabbioso-ghiaiosa.

5.7. - DEPOSITI PALINSESTI (m_9)

Questa unità deposizionale è costituita da sabbie pelitiche leggermente ghiaiose (prevalenti) e sabbie leggermente ghiaiose (con D_{50} in media nelle sabbie fini e molto fini), in cui la frazione pelitica diviene più abbondante (mediamente pari al 18%). Questi sedimenti producono una facies sonar a basso *backscatter*, diffusa per lo più nei settori di piattaforma esterna-ciglio.

La composizione delle sabbie appartenenti a questa unità è sempre prevalentemente bioclastica, tuttavia si contraddistingue per la presenza di percentuali confrontabili di: 1) gusci di aspetto “fresco” e appartenenti ad organismi in equilibrio con l'ambiente attuale e 2) gusci o elementi in disequilibrio (fondamentalmente organismi che vivevano a profondità inferiori rispetto a quella attuale). In accordo con la definizione di SWIFT *et alii* (1971), i primi appartengono ai sedimenti moderni in quanto prodotti da processi attuali, i secondi ai sedimenti relitti poiché formati in condizioni eustatico-ambientali diverse dall'attuale (fig. 47).

Data la compresenza della frazione moderna e relitta i sedimenti considerati sono stati attribuiti ai depositi palinsesti. Tuttavia, in questo caso il termine depositi palinsesti deve essere considerato secondo un'accezione più ampia di quella proposta da SWIFT *et alii* (1971), poiché la compresenza della frazione relitta e moderna è perlopiù dovuta alla deposizione di resti di organismi in equilibrio con l'ambiente attuale (frazione moderna) su fondali costituiti da sedimenti formati in condizioni eustatiche differenti (frazione relitta).

Nel dettaglio la porzione moderna è costituita da gusci di foraminiferi bentonici e bioclasti indifferenziati, secondariamente da foraminiferi planctonici e spicole di spugna. La porzione relitta è costituita da percentuali variabili di: 1) bioclasti indifferenziati mineralizzati a glauconite e mineralizzazioni dovute all'ossidazione della glauconite; 2) resti di organismi incompatibili con la batimetria attuale (es. foraminiferi tipici del posidonieto); 3) bioclasti indifferenziati intensamente abrasati e frammentati; 4) sedimenti terrigeni.

Questa unità deposizionale è presente in maniera diffusa nei settori di piattaforma esterna-ciglio, generalmente tra 80 m e ~120 m di profondità. La distribuzione è molto regolare nelle aree più profonde, ove sono presenti i depositi di caduta-basso stazionamento della sequenza deposizionale tardo-quadernaria, mentre a profondità minori diviene più irregolare per la presenza dei depositi bioclastici da smantellamento di bioherma.

5.8. - DEPOSITI DI SCARPATA CONTINENTALI (m_2)

Si tratta dell'unità deposizionale che si sviluppa alle profondità maggiori, generalmente oltre il ciglio della piattaforma continentale ove diviene dominante la sedimentazione pelitica. Le peliti sono costituite da una frazione siltosa dominante (il D_{50} medio ricade nel silt -0.033 mm-) ed hanno composizione prevalentemente terrigena. Nella scarsa frazione sabbiosa sono prevalenti i foraminiferi planctonici e bentonici, gli pteropodi e le spicole di spugna (fig. 48). Tali

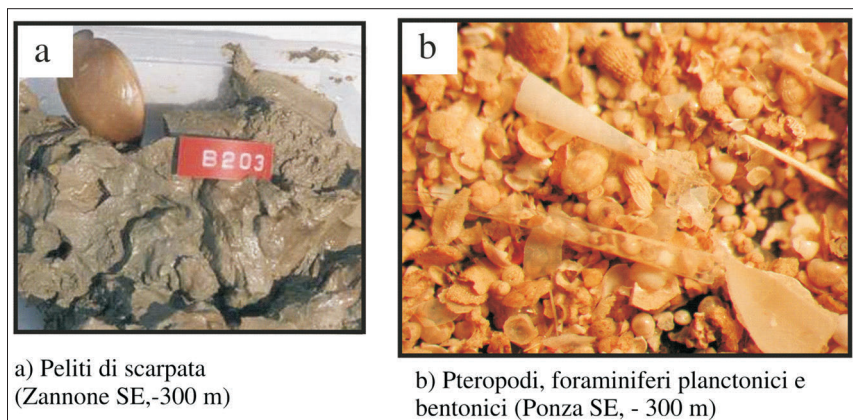


Fig. 48 - Unità deposizionale dei depositi di scarpata continentale; a) foto del campione di sedimenti; b) foto al microscopio della frazione sabbiosa.

sedimenti sono distribuiti in maniera continua al di sotto di ~150 m di profondità. Come illustrato in precedenza (cfr par. 9.4.1), essi sono invece assenti o decisamente subordinati sui fondali della piattaforma per la mancanza di apporti fluviali e per le condizioni idrodinamiche che non ne consentono la deposizione.

6. - INDIZI DI NEOTETTONICA (con il contributo di A. SPOSATO)

Alcune indicazioni sulla presenza di movimenti verticali che hanno interessato i fondali dell'arcipelago nel corso degli ultimi 20.000 anni sono fornite dalle variazioni della profondità dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ. Tenendo conto del meccanismo genetico esposto nel par. 9.1, la profondità del ciglio che separa la superficie di tetto dalla scarpata frontale è legata (ma non coincidente) a quella raggiunta dal livello del mare durante l'ultimo massimo glaciale (minimo eustatico). La profondità del ciglio varia in maniera considerevole, da un minimo di 95-100 m a NE di Palmarola ad un massimo di circa 155 m a S di Ponza e Palmarola e in prossimità dello Scoglio La Botte. In accordo con quanto ipotizzato da CHIOCCI & ORLANDO (1996; 2004), si ritiene che tali variazioni (o parte di esse) possano essere imputate a movimenti verticali post-deposizionali. Occorre considerare che altri fattori, quali ad esempio l'esposizione al moto ondoso e l'erosione in corrispondenza dei canyon e gully, possono aver condizionato localmente la profondità del ciglio. In accordo con quanto evidenziato da CHIOCCI & ROMAGNOLI (2004) alle Isole Eolie e con quanto osservato alle Pontine in corrispondenza dei depositi del terrazzo di neoformazione situato ad O e ad E di Palmarola (cfr. par. 9.1), si ritiene che la diversa esposi-

zione al moto ondoso dominante potrebbe influenzare la profondità del ciglio per ~5-10 m. L'attività erosiva di canyon e gully, che comporta l'arretramento del ciglio con conseguente diminuzione della sua profondità, può produrre variazioni anche molto significative (dell'ordine di diversi metri), tuttavia il loro effetto è circoscritto al settore sud-occidentale del Foglio.

Le variazioni osservate suggeriscono un basculamento in senso E-O della parte settentrionale dell'arcipelago, con sollevamento relativo del settore occidentale (N-NNE di Palmarola) rispetto a quello orientale (Zannone; CHIOCCI & ORLANDO, 1996). Il basculamento risulta graduale, con una variazione costante di ~2 m/km estesa ad un tratto di margine lungo ~25 km. Tale basculamento è congruente con il sollevamento recente del lato occidentale dell'isola di Palmarola (settore di Punta Viaggio) ipotizzato da CARRARA & DAI PRA (1992), a partire dall'individuazione di spiagge oloceniche sollevate fino a 13-14 m rispetto all'attuale livello del mare.

Negli altri settori (lungo la parte meridionale dell'arcipelago) sono state rilevate situazioni differenti, con profondità piuttosto costanti di circa 120 m lungo il versante sud-orientale del settore Ponza-Zannone e di 155 m lungo il versante S del settore Palmarola-Ponza e attorno allo Scoglio La Botte.

I dati sembrano indicare che i diversi settori analizzati siano stati tra loro strutturalmente svincolati nel periodo compreso tra l'ultimo massimo glaciale e l'attuale (ultimi 20.000 anni). Circa l'esistenza di movimenti tettonici attuali va ricordato che SILENZI *et alii* (2004), ritengono stabile il settore meridionale dell'Isola di Palmarola (in prossimità di Punta Vardella) negli ultimi 2.500 anni; altresì LAMBECK *et alii* (2004), ritengono che il sollevamento del mare ricavato dallo studio delle peschiere romane dell'Isola di Ponza sia essenzialmente dovuto all'aggiustamento isostatico della crosta (cfr. par. 2.2).

Movimenti verticali potrebbero aver interessato l'arcipelago anche in periodi antecedenti i 20.000 anni, come suggerito dalla presenza discontinua dei depositi precedenti l'ultimo ciclo glacio-eustatico. Il differente grado di preservazione di questi depositi indica tassi di subsidenza variabili nei diversi settori dell'arcipelago (cfr. par. 9.2), più elevati ove i depositi sono maggiormente preservati. Tenendo conto delle indicazioni fornite dalla profondità dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ e dalla preservazione dei depositi più antichi ne risulterebbe, in alcuni casi, una successione di movimenti differenti. Infatti, considerando ad esempio il settore orientale di Palmarola, questo risulta subsidente nel periodo precedente l'ultimo ciclo-glacio eustatico (per la presenza di un deposito analogo quasi perfettamente preservato), mentre si presenta in sollevamento negli ultimi 20.000 anni (per la posizione del ciglio a circa 100 m di profondità). Data la variabilità nello spazio e nel tempo dei movimenti verticali osservati è possibile ipotizzare la presenza di movimenti gravitativi profondi.

X - GEOMORFOLOGIA

1. - CARATTERI MORFOLOGICI E STRUTTURALI DELLE AREE EMERSE DELL'ARCIPELAGO (DONATELLA DE RITA)

L'attuale assetto morfologico delle isole pontine settentrionali è il risultato dei processi erosivi che hanno agito in modo selettivo in funzione dell'originale geometria delle isole. Il lungo intervallo di tempo trascorso dal momento della costituzione dell'arcipelago ha consentito agli agenti esogeni di produrre una morfologia piuttosto articolata con ripide falesie, alti rilievi e pendii scoscesi. Il confronto con la carta geologica evidenzia l'esistenza di una stretta correlazione tra morfologia e distribuzione delle varie litologie delle facies principali.

In particolare le aree morfologicamente più rilevate sono costituite dalle facies laviche in dicchi mentre le valli sono impostate nelle facies ialoclastiche con maggior incisione dove le facies ialoclastiche mostrano un alto livello di frammentazione. Di contro, non ci sono evidenze di dislocazioni tettoniche di un certo rilievo. A Ponza alcune superfici morfologiche mostrano l'effetto di un basculamento avvenuto in epoche recenti; ad esempio la superficie pianeggiante che caratterizza l'area di Piano d'Incenso mostra una pendenza verso N.

Il dato più significativo rilevato dall'analisi morfologica dell'isola di Ponza, già evidenziato da DE RITA *et alii* (2001) tramite *Digital Elevation Model* (DEM), è la distribuzione concentrica delle facies sottomarine intorno ai principali centri di emissione: Monte Pagliaro, Cala dell'Acqua - Cala Fontana e Piano d'Incenso. Lo stesso andamento viene evidenziato anche sulle altre isole: a Palmarola i dicchi sono distribuiti in modo concentrico intorno ai domi di Monte

Tramontana e Monte Guarniere, mentre a Zannone viene riconosciuto un unico duomo il cui centro coincide con Monte Pellegrino. Le lave in dicchi appaiono distribuite in cerchi concentrici anulari rispetto al centro di ciascun duomo, in accordo al modello proposto che li interpreta come intrusioni di magma in fratture concentriche e radiali rispetto al punto di emissione.

M. Pagliaro, il duomo più evidente e morfologicamente rilevato, raggiunge una quota di 176 m s.l.m. ed è localizzato nella parte centrale dell'isola di Ponza. Presumibilmente aveva un raggio di circa 1,5 km. Intorno al suo centro si riconosce una distribuzione di almeno 4 anelli di dicchi intervallati da altrettante aree anulari in facies ialoclastica. I vari anelli tendono ad essere maggiormente spaziati mano a mano che ci si allontana dal centro di emissione. In accordo, il reticolo idrografico mostra un'organizzazione anulare rispetto a Monte Pagliaro con le valli impostate nella facies ialoclastica, mentre gli spartiacque sono costituiti dai dicchi.

I duomi concentrici di Cala dell'Acqua - Cala Fontana si trovano nella parte settentrionale dell'isola di Ponza. La coalescenza è lungo un allineamento NE-SO. La forte erosione subita da questo settore rende più difficoltoso il riconoscimento dei dicchi anulari intorno al centro dei due duomi, che è comunque da collocarsi in acqua. La maggior evidenza della disposizione anulare dei dicchi e della coalescenza dei duomi è rappresentata dall'andamento continuo e un po' sinuoso del dicco di Monte Schiavone. I pendii che limitano l'affioramento lavico formano due vasti anfiteatri, uno aperto verso Cala dell'Acqua e l'altro aperto verso Cala Fontana. Le quote topografiche più alte di Monte Schiavone separano versanti asimmetrici: a SE si sviluppano le alte falesie subverticali di Cala del Core e di Cala d'Inferno, mentre a NO il pendio scosceso si raccorda verso il basso con un'area pianeggiante dove le unità vulcaniche mostrano intensi processi di alterazione idrotermale. Il reticolo idrografico del settore settentrionale dell'isola di Ponza appare non molto organizzato e tuttavia si riconosce un andamento anulare convergente verso i due anfiteatri di Cala dell'Acqua e di Cala Fontana. Un secondo ordine di dicchi anulari si segue in modo discontinuo congiungendo gli affioramenti di lave di Punta di Capo Bosco e quelli quasi a mare di Cala dell'Acqua e di Cala Fontana. È interessante notare che questi dicchi mostrano una verticalità molto accentuata in confronto a quelli affioranti a Cala del Core e a Cala d'Inferno che sono molto meno inclinati.

Il duomo di Piano d'Incenso è stato individuato per la prima volta nel corso di questo rilevamento. La prevalenza di facies laviche brecciate in scarsa matrice ialoclastica si riflette nella morfologia rilevata di questa parte dell'isola, più simile a quella che caratterizza l'area di affioramento del duomo di Monte Guardia. La distribuzione della facies caratterizzata da presenza di *flow-banding* indurrebbe a ritenere che l'area di Piano d'Incenso coincida con la morfologia del duomo. Interessante è la morfologia pianeggiante dell'area che appare lievemente inclinata verso NO. Alcuni autori (CARRARA *et alii*, 1994) hanno segnalato la presenza in quest'area di ciottoli che purtroppo, però, non sono stati ritrovati nel corso di questo rilevamento. Nei fossi maggiormente incisi nella parte

settentrionale di Piano d'Incenso sono invece stati rinvenuti limitati affioramenti di materiale argilloso, con spessori dell'ordine del metro che all'analisi quantitativa dei minerali argillosi eseguita secondo la metodologia di GIAMPAOLO & LO MASTRO (2000) si sono rivelate essere il prodotto di alterazione del materiale vulcanico su cui poggiano. L'interpretazione che quindi viene qui proposta è che la superficie planare di Piano d'Incenso sia una superficie morfologica originale connessa alla messa in posto del duomo, ulteriormente elaborata dall'abrasione marina e quindi connessa alle superfici terrazzate che si trovano a quote analoghe (circa 100 m) sia a Ponza che a Palmarola e Zannone.

Il duomo di Zannone mostra forti analogie di facies con quello di Piano d'Incenso. Già DOELTER (1876) e SABATINI (1893) avevano suggerito una continuità geologica tra le due aree. L'analogia morfologica rispetta l'analogia di facies (lava brecciata con minima quantità di matrice ialoclastica) che a sua volta è connessa con le modalità di messa in posto del duomo. Il duomo di Zannone come quello di Piano d'Incenso ha un diametro di circa 1 km e probabilmente il punto più alto dell'isola (Monte Pellegrino) coincide con il massimo stress verticale operato dal magma in risalita. Il reticolo idrografico, seppur poco sviluppato, ha un andamento centrifugo rispetto alla quota più alta di Monte Pellegrino. L'ampia valle del Lauro che si sviluppa più o meno in coincidenza con il contatto tra le unità sedimentarie e quelle vulcaniche potrebbe essersi impostata lungo la discontinuità principale del substrato sedimentario che ha permesso la risalita della massa lavica del duomo. Attualmente è un'area caratterizzata dalla presenza di materiale detritico per lo più derivato da franamenti dell'alta parete lavica di Monte Pellegrino ed in parte costituente il carapace del duomo. L'isola mostra un profilo morfologico asimmetrico, più acclive verso settentrione e degradante più dolcemente verso mare a sud, che è l'effetto combinato della diversa costituzione litologica delle rocce affioranti e dei loro rapporti geometrici: nella parte nord-orientale dell'isola affiorano infatti terreni sedimentari sollevati e deformati dalla messa in posto del duomo, mentre il resto dell'isola è essenzialmente costituito da rocce ialoclastiche a bassissimo grado di brecciatura oltre che dal dicco prominente nella parte centrale.

Anche a Palmarola la morfologia è fortemente determinata dalla distribuzione delle facies ialoclastiche più o meno laviche. Le quote più alte corrispondono alle lave in dicchi, mentre le valli sono impostate nelle facies ialoclastiche ad alto livello di frammentazione. Gli accentuati processi erosivi rendono però difficile individuare la morfologia dei duomi che hanno originato l'isola. La morfologia è dominata dalla presenza del duomo di Monte Tramontana che caratterizza la punta settentrionale dell'isola. Monte Tramontana rappresenta il nucleo di un duomo, come indicato dalla fessurazione colonnare della lava qui affiorante. La morfologia di Monte Tramontana è d'altra parte rotondeggiante e potrebbe coincidere con quella di un duomo singolo con un'altezza di 235 m s.l.m. ed un diametro di quasi 2 km. Oppure potrebbe trattarsi di un dicco di grandi dimensioni, più o meno al centro di un duomo coalescente con altre strutture attualmente collassate in acqua, di cui le creste di Monte Guarniere e de La

Radica costituiscono i dicchi anulari. Non è neppure da escludere che Monte Guarniere costituisca un duomo a se stante.

La morfologia dell'isola di Palmarola, infine, è vistosamente caratterizzata dalla linearità delle coste nel settore orientale. È estremamente probabile che tale carattere dipenda dalla presenza di una discontinuità strutturale orientata N-S che potrebbe avere una componente trascorrente in accordo con analoghi elementi strutturali recenti individuati nell'area appenninica (FACCENNA *et alii*, 1994).

Il complesso dei domi di Ponza, Zannone e Palmarola risulta allineato lungo direttrici regionali a prevalente orientamento NE-SO. A Ponza questa direttrice, oltre che nell'allineamento dei domi, si riflette anche nell'allungamento preferenziale dell'isola nella stessa direzione. La coalescenza dei domi indica un loro sviluppo in un assetto geologico strutturale fortemente controllato dalla tettonica regionale, evidenziato dall'orientamento analogo della piattaforma su cui poggia l'isola e dall'orientamento di probabili dislocazioni tettoniche che hanno condizionato l'assetto delle isole anche dopo la fine del vulcanismo. L'aspetto fortemente arcuato con apertura verso est dell'isola, potrebbe essere imputato alla presenza di altri domi collassati a mare ed erosi dalle correnti marine. Anche nell'isola di Palmarola l'allineamento dei domi sembra essere NE-SO, ma nel caso di quest'isola prevale un generale orientamento N-S, che sicuramente condiziona l'evoluzione della costa orientale dell'isola.

L'analisi strutturale delle deformazioni fragili osservabili sulle unità affioranti sulle tre isole, indica la presenza rilevante di due sistemi principali, uno orientato NE-SO che è la direzione di allungamento della piattaforma continentale in questo settore del margine tirrenico e coincide con l'allineamento dei principali centri di emissione riconosciuti, ed uno E-O, probabilmente in connessione con il sistema N-S maggiormente evidente a Palmarola.

L'analisi delle deformazioni osservabili sulle unità sedimentarie presenti all'isola di Zannone permette di riconoscere fasi distensive evidenziate da piani per lo più a basso angolo, che non permettono di escludere eventi di collasso gravitativo. Questi eventi sono stati interpretati dagli Autori come connessi ad una tettonica postcompressiva conseguente alla formazione di scaglie tettoniche in sovrapposizione (DE RITA *et alii*, 1986, 1989). Alla luce del presente rilevamento si avanza l'ipotesi che i collassi gravitativi possano essere la conseguenza della messa in posto del duomo costituente l'isola di Zannone. Non è da escludere che tali collassi si siano verificati lungo discontinuità strutturali preesistenti, sovrapponendo gli effetti della tettonica locale sinvulcanica a quella precedente. I dati fino ad ora disponibili, purtroppo non consentono di dirimere la questione in modo definitivo. Le vulcaniti delle isole pontine settentrionali mostrano evidenze di una deformazione fragile: faglie e fratture interessano largamente le varie facies ialoclastiche e sono ben visibili sulle falesie costiere. La maggior parte è di tipo estensionale e forma *set* coniugati senza relazione di antecedenza. Piuttosto che piani singoli, si individuano aree di deformazione (*shear zones*) dello spessore di pochi cm interessate da cataclasite fine, che si sviluppa intorno ai granuli di maggiori dimensioni suggerendo un processo di

deformazione duttile. Strie e gradini, raramente presenti sui piani di faglia, indicano estensione. DE RITA *et alii* (2001) suggeriscono che queste faglie e fratture si siano sviluppate nella ialoclastite ancora non litificata e satura di acqua.

Nella vicinanza di alcuni dicchi si osservano faglie inverse e trascorrenti.

L'analisi statistica dell'orientazione dei piani di queste deformazioni indica che esse si sviluppano parallelamente ai dicchi, se analizzate in relazione ai dicchi stessi, ma mostrano un andamento a 360° quando analizzate sull'intera estensione dell'isola. La maggioranza delle faglie e delle fratture si sviluppa radialmente dai dicchi senza intersecarli. Questo andamento viene posto in relazione allo sviluppo radiale e tangenziale dei dicchi rispetto al nucleo dei singoli duomi. La presenza in alcune località di strutture a domino con rotazione di blocchi lungo l'asse orizzontale indica anche lo sviluppo di scollamenti superficiali e conseguenti spostamenti gravitativi anch'essi indotti dalla messa in posto di intrusioni tipo *sill*. In conclusione le deformazioni osservate sono indotte da uno *stress* locale causato dall'intrusione del magma, piuttosto che da uno *stress* regionale. Esiste però un significativo raggruppamento dei piani di faglia intorno alla direzione NE, che coincide con la direzione di allineamento preferenziale dei duomi individuati.

Un cenno merita il riconoscimento di una tettonica recente che avrebbe dislocato l'arcipelago: la correlazione delle superfici terrazzate riconoscibili a diversa quota sulle isole di Ponza, Zannone e Palmarola induce a ipotizzare la presenza di un elemento strutturale che dovrebbe aver ribassato il settore meridionale dell'isola di Ponza rispetto a quello settentrionale e a Zannone e Palmarola. Tale lineamento potrebbe essere responsabile della risalita di fluidi idrotermali nell'area di Cala dell'Acqua-Gavi a Ponza (e riconosciuto anche nell'alterazione delle vulcaniti di Zannone) e permetterebbe in tal caso di ipotizzare un orientamento circa NE-SO. La dislocazione potrebbe essere avvenuta in concomitanza con il processo di sollevamento regionale collocato vicino a 0.8 Ma.

2. - CARATTERI MORFOLOGICI E STRUTTURALI DELL'AREA SOMMERSA DELL'ARCIPELAGO

Le aree marine comprese nel Foglio appartengono principalmente al settore di piattaforma. I fondali della scarpata continentale sono presenti marginalmente nella parte settentrionale, orientale e meridionale del Foglio ove digradano verso i bacini adiacenti all'alto strutturale pontino (Bacini di Palmarola, di Ventotene e del Vavilov).

I fondali circostanti l'arcipelago sono generalmente acclivi e hanno un andamento molto articolato. Si distingue una piattaforma ristretta che circonda interamente le isole di Ponza, Palmarola e Zannone, raccordandosi verso NNE con la piattaforma laziale. Questa si estende ininterrottamente dall'arcipelago al Promontorio del Circeo, raggiungendo un'ampiezza considerevole (circa 30 km) e pendenze piuttosto basse (<0°30'); la profondità massima, di circa 150 m, è

situata poco al di sotto delle quote raggiunte dal livello del mare durante l'ultimo massimo glaciale -circa 18.000 anni fa-.

La piattaforma che circonda le Isole è molto stretta: da meno di 1,5 km al traverso di P. della Guardia (a sud di Ponza), a un massimo di circa 8 km nel canale che separa Ponza da Palmarola. Il ciglio, generalmente ben definito con profondità variabili tra 95 m e 160-165 m, è per lo più deposizionale; le minime profondità vengono raggiunte a N-NNE di Palmarola, quelle massime nel settore meridionale del Foglio ove si presenta molto articolato ed in arretramento per la presenza di gullies e testate di canyon.

In conseguenza del ridotto spessore dei depositi della successione sedimentaria tardo-quadernaria, la morfologia dei fondali circostanti l'arcipelago Pontino occidentale riflette in prevalenza l'andamento dell'alto strutturale. I fondali hanno infatti un andamento estremamente articolato per la presenza di numerosi affioramenti del substrato litoide, prevalentemente costituito da rocce vulcaniche e da rocce concrezionate da coralligeno (una dettagliata descrizione degli aspetti geomorfologici legati agli affioramenti del substrato vulcanico è riportata nel par. 8.1.3); in piattaforma interna, la presenza di praterie a fanerogame marine contribuisce, sia pure in misura minore, a complicare l'andamento morfologico.

Oltre al substrato roccioso, un altro elemento geomorfologico di primo ordine è rappresentato dai depositi di caduta-basso stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria (par. 3.3.2.3) che conferiscono una morfologia decisamente più regolare ai settori di piattaforma esterna-ciglio; questo andamento è ben evidenziato da pendenze che diminuiscono e diventano più regolari solo in piattaforma esterna (mantenendosi comunque piuttosto elevate -comprese tra 0,5° e 1,0°-). A tal riguardo, il settore di piattaforma esterna-ciglio situato nella parte SO del Foglio rappresenta una eccezione, per la presenza di testate di canyon e gullies che producono un andamento dei fondali molto irregolare (con pendenze anche superiori a 3°-8°); in quest'area il ciglio risulta molto arretrato (diverse centinaia di metri) e anche la distribuzione dei depositi della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria risulta piuttosto articolata.

In piattaforma interna-intermedia i settori con morfologia più regolare si osservano solo localmente in relazione a situazioni tra loro diverse. Lungo il lato orientale ed occidentale di Palmarola, l'andamento dei fondali in piattaforma interna diviene abbastanza regolare per la presenza dei depositi di alto stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria che producono una morfologia terrazzata dei fondali (cfr. par. 9.1). Analogamente, ad est di Ponza i fondali digradano abbastanza regolarmente fino al ciglio, per la diffusa presenza dei depositi di alto stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria che tuttavia non producono una morfologia terrazzata. Ad ovest di Ponza, i fondali risultano ancora abbastanza regolari in corrispondenza dell'area caratterizzata dagli affioramenti di substrato vulcanico a morfologia tabulare, profondamente rimodellato (piattaforme di abrasione marina) durante le fasi di regressione-trasgressione avvenute nel corso dei cicli glacioeustatici pleistocenici. Le porzioni meno profonde del canale Ponza-Palmarola (profondità minima di circa 65 m),

risultano piuttosto regolari per la scarsa diffusione di alti morfologici rilevanti; a profondità maggiori, la parte settentrionale del canale scende gradualmente fino al ciglio della piattaforma, mentre quella meridionale (ampia quasi il doppio) si presenta più articolata: con un'area a debole pendenza (0.5° - 1°) a morfologia piuttosto complessa, delimitata da una scarpata lunga diversi chilometri (ciglio situato a circa 90-110 m di profondità) in cui affiora o sub-affiora il substrato litoide; tra i lineamenti più salienti vi sono delle strutture canalizzate, verosimilmente legate a processi di erosione sottomarina, che si sviluppano prevalentemente lungo la scarpata stessa (alcune si spingono all'interno della piattaforma fino a circa 75-80 m di profondità). Alcuni di questi lineamenti risultano colmati dai depositi di caduta-basso stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria, a testimonianza della loro formazione in uno o più cicli eustatici precedenti.

Gli stessi elementi geomorfologici primari contraddistinguono anche i fondali circostanti lo Scoglio della Botte, situato a SE di Ponza e separato da quest'ultima da una sella che raggiunge la profondità minima di circa 380 m. Lo Scoglio della Botte rappresenta la porzione emersa di un alto morfo-strutturale isolato, ben più esteso. A partire dallo scoglio, i fondali si approfondiscono rapidamente per divenire debolmente inclinati e con morfologia più regolare solo in corrispondenza dei depositi di caduta-basso stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quadernaria. Localmente la presenza di alcuni alti isolati, di dimensioni minori, ne interrompe la regolarità morfologica.

Oltre il ciglio della piattaforma si sviluppa la scarpata continentale che si presenta estremamente differenziata nei diversi settori dell'arcipelago. Nei settori di raccordo ai bacini di Ventotene e Palmarola, i fondali hanno una morfologia regolare e digradano piuttosto dolcemente (pendenze medie inferiori ai 4°) verso i rispettivi bacini; nel settore prospiciente il Bacino di Ventotene la morfologia è più articolata per la presenza dell'alto dello Scoglio della Botte. Al contrario, i fondali della scarpata continentale che congiungono il settore sud-occidentale dell'alto pontino con la Piana Abissale del Vavilov sono estremamente ripidi (tra i più acclivi dell'intero margine tirrenico) con un dislivello di oltre 3.400 m in meno di 20 km (pendenze medie di 5 - 10° , localmente fino a 30° sulla scarpata superiore); anche la morfologia è molto complessa per la presenza di numerosi lineamenti legati a fenomeni d'instabilità gravitativa, ad attività tettonica/vulcano-tettonica (BOSMAN *et alii*, 2004).

La scarpata continentale antistante la parte sud-occidentale dell'arcipelago pontino fa parte di un settore più esteso che, in conseguenza della sua origine tettonica, si sviluppa con un andamento circa rettilineo per circa 70 km, dall'*offshore* di Ventotene a quello di Palmarola, in direzione $\sim$ NO-SE. L'assetto fisiografico di questo settore di scarpata continentale è strettamente collegato all'attività tettonica, che da un lato è responsabile della strutturazione della scarpata stessa e degli elevati gradienti, dall'altro ne controlla il disfacimento con processi di instabilità sottomarina di importanza regionale. Questi processi interessano i fondali per circa il 98% della loro estensione, determinando la cannibalizzazio-

ne dell'intero margine continentale, con disfacimento e profonda modificazione della struttura vulcanica e della sequenza sedimentaria (CHIOCCI *et alii*, 2003).

L'instabilità sottomarina si manifesta con lineamenti estremamente variabili sia per estensione areale (da pochi km² ad alcune centinaia di km²) che per tipologia di fenomeno. Si osservano sia fenomeni puramente gravitativi (es. le frane semplici e complesse), sia flussi di densità (es. i flussi non coesivi iperconcentrati e i flussi di detrito, *sensu* MULDER & ALEXANDER, 2001) e processi erosivi. I rapporti tra i diversi lineamenti di instabilità ed erosione sono piuttosto complessi e anche nell'ambito degli stessi processi si osservano eventi multipli che, in considerazione della natura pervasiva dei fenomeni di instabilità, sembrano essersi sviluppati su una scala temporale piuttosto lunga (CHIOCCI *et alii*, 2003).

2.1. - INSTABILITÀ SOTTOMARINA

2.1.1. - *Piattaforma continentale* (con il contributo di P. TOMMASI)

L'Arcipelago Pontino occidentale è caratterizzato da litotipi facilmente erodibili, come ad esempio la ialoclastite che in settori piuttosto estesi è alterata da attività idrotermale. Per questo motivo gran parte della costa è sottoposta a processi di erosione con formazione di falesie e faraglioni; questi ultimi sono in genere costituiti dai litotipi meno erodibili (es. dicchi riolitici e lave trachitiche cfr § 8.1). I processi erosivi determinano una rapida evoluzione delle coste, tramite frequenti fenomeni d'instabilità che variano da distacchi di singoli blocchi (pochi m³) a vere e proprie frane che possono coinvolgere ingenti volumi di ammasso roccioso.

Se si escludono le frane costiere o i processi di smantellamento delle falesie, i fenomeni d'instabilità sottomarina in piattaforma sono piuttosto rari. Infatti, nonostante la morfologia articolata e le pendenze mediamente elevate dei fondali, i fenomeni franosi sono presenti solo in due aree situate a S di Ponza e a NE dello Scoglio La Botte. Tra queste, quella più estesa (superficie di circa 0,5 km²) e con le morfologie più evidenti e preservate è situata circa 1 km a SSE di Punta La Guardia. In questo settore la piattaforma è molto stretta (meno di 2 km) e ha pendenze relativamente elevate (>4°) fino a circa 100 m di profondità, che si riducono a meno di 2° nel settore che si estende fino al ciglio della piattaforma (circa -135 m).

L'area interessata da instabilità è situata tra -90 e -120 m ed è delimitata verso terra da una scarpata piuttosto ripida (fig. 49).

La frana è facilmente identificabile per la presenza di numerose deformazioni a fondo mare ("cordoni") di dimensioni e orientazione variabile. I "cordoni" hanno andamento arcuato e concavità rivolta verso terra, con fianchi che raggiungono pendenze di 4-6°. Sulla base della loro dimensione ed orientazione possono essere distinte due aree. Nella prima area, situata in prossimità della scarpata, i "cordoni" hanno dimensioni maggiori (interdistanza media > 100 m)

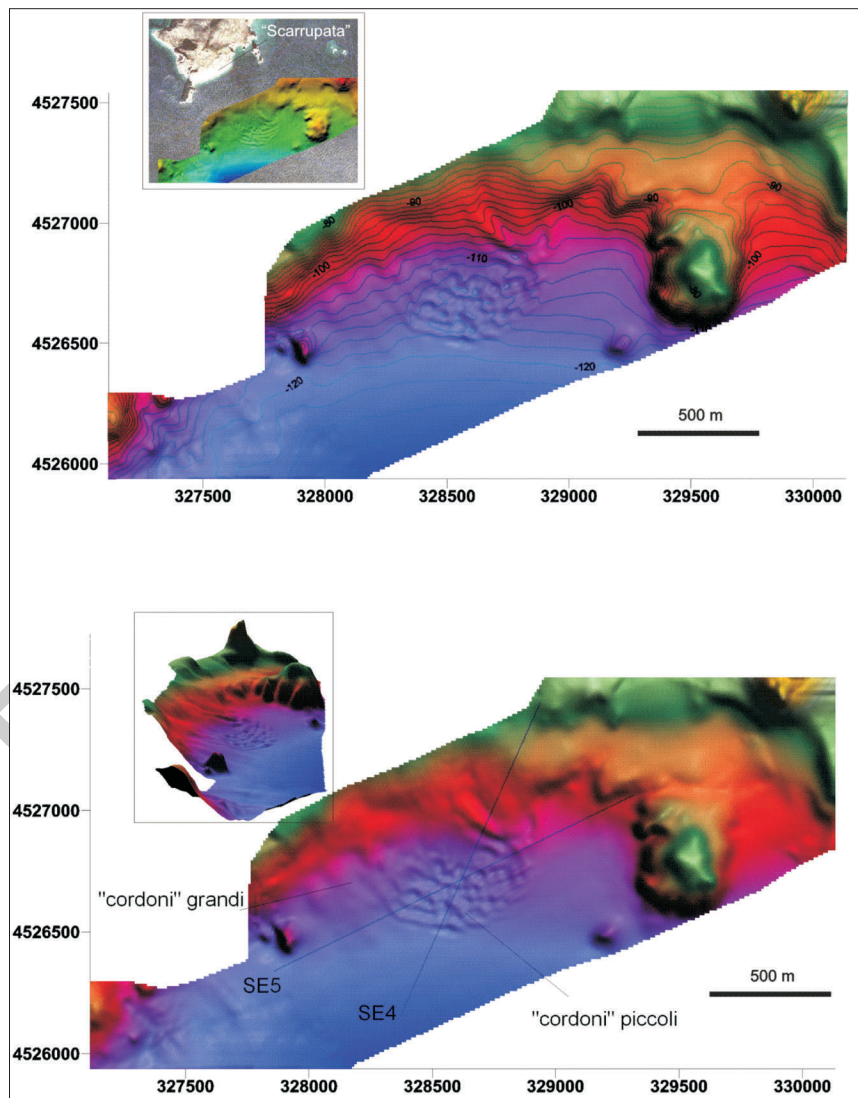


Fig. 49 - DTM del fondale in corrispondenza della frana sottomarina di Punta La Guardia.

e sono sub-paralleli all'immersione media del pendio; la seconda area, ubicata a profondità maggiori, e debolmente depressa (alcuni metri) rispetto al fondale circostante, presenta "cordoni" di dimensioni minori (interdistanza media di circa 50 m), con andamento arcuato e concavità rivolta verso terra.

La frana interessa sedimenti essenzialmente sabbiosi per uno spessore massimo di 5-10 m (fig. 50, 51).

I dati sismostratigrafici indicano che il versante è costituito da due unità sismiche: a) unità superiore con facies ad alta ampiezza (costituita da sedimenti più grossolani), che presenta segni di deformazione per uno spessore massimo di circa 5 m); b) unità inferiore con facies semi-trasparente (costituita da sedimenti più fini) e numerose iperboli di diffrazione, che sembra deformata solo in una fascia sommitale di spessore incerto (fino ad alcuni metri). Le due unità poggiano sulla superficie di inconformità che delimita i depositi di età postglaciale (par. 9.1).

Le dimensioni dei “cordoni” sembrano essere in relazione alle unità sovrascripte: i lineamenti con dimensioni minori sono in genere associati ai depositi con facies semi-trasparente, quelli di dimensioni maggiori con i depositi con facies ad alta ampiezza.

Dall'esame dei profili sismici e della morfologia risulta che il fenomeno di instabilità ha interessato le due unità con una superficie di scorrimento che si è sviluppata all'interno dell'unità sismica inferiore. I “cordoni” possono essere interpretati come porzioni di materiale isolate da superfici di dislocazione interne al corpo frana prodottesi per fenomeni di rottura passiva nella parte inferiore di esso.

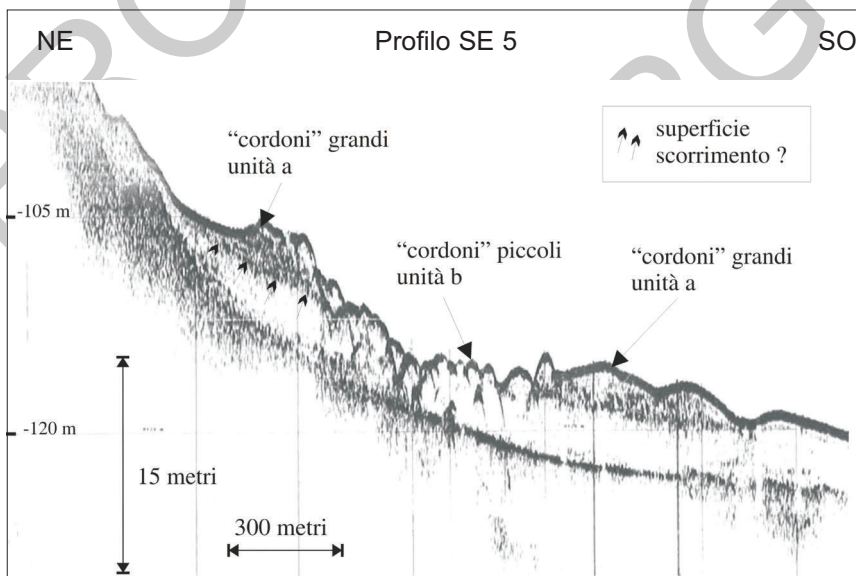


Fig. 50 – Profilo chirp passante per la frana di Punta La Guardia (per l'ubicazione del profilo si veda figura 27). Sono visibili i “cordoni” e due unità con facies sismica differente: facies ad alta ampiezza (unità a); facies semi-trasparente (unità b).

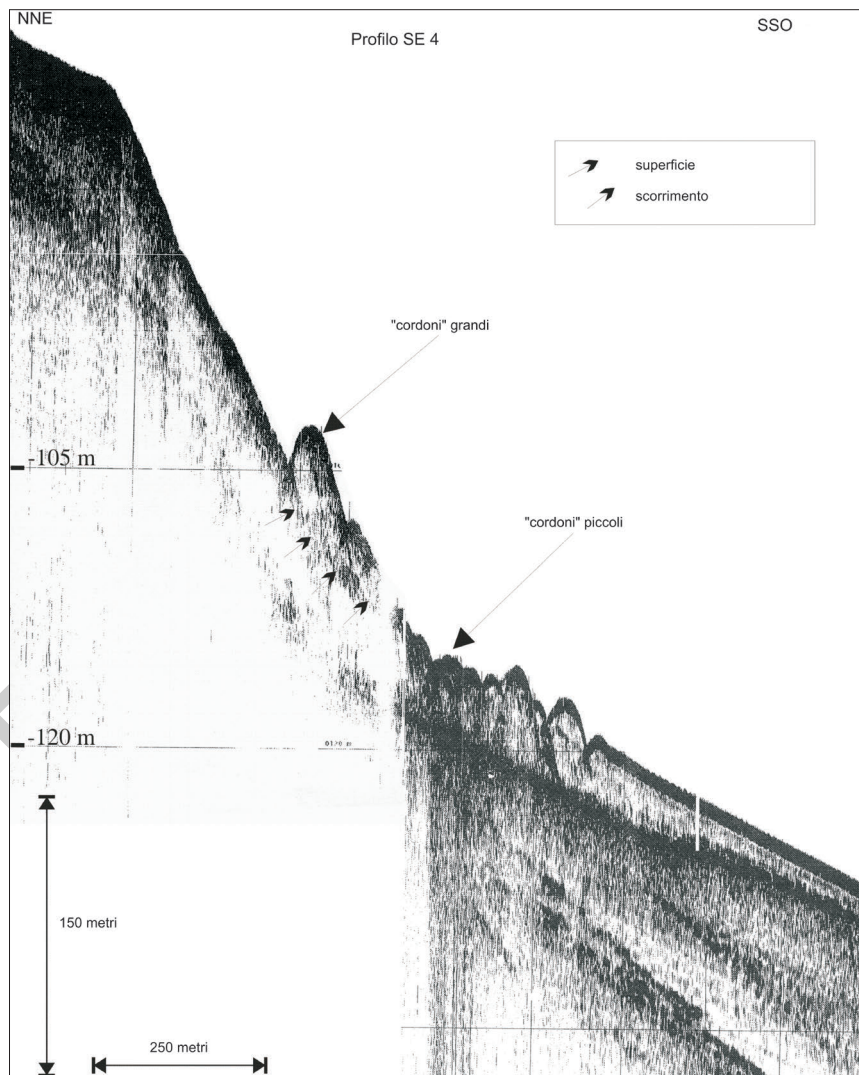


Fig. 51 - Profilo chirp passante per la frana di Punta La Guardia (per l'ubicazione del profilo si veda figura 27). Sono visibili i "cordoni" di grandi e piccole dimensioni e la superficie di scorrimento.

Questo fa pensare ad un materiale dotato di un certo addensamento tale da consentire una localizzazione delle deformazioni con formazione di strutture di taglio.

In considerazione dell'età dei depositi coinvolti (post-glaciali) e della buona preservazione dei lineamenti morfologici, si ritiene che l'evento franoso sia avvenuto in tempi olocenici, verosimilmente anche molto recenti.

Infine, per quel che riguarda la possibile correlazione con i lineamenti d'instabilità del settore emerso, occorre evidenziare che benché a terra sia presente una estesa fascia di detrito ("Scarrupata" - detrito di frana con blocchi di dimensioni metriche e in alcuni casi decimetriche, che raggiungono la costa e proseguono sott'acqua nei primi metri di profondità -) non si osservano elementi di continuità tra i due settori (distanti quasi 1 km) che consentano di mettere in relazione i due fenomeni (fig. 49).

2.1.2. - *Scarpata continentale* (con il contributo di A. SPOSATO)

Le elevate pendenze dei fondali della scarpata continentale, in genere superiori a 8-10°, causano la grande diffusione di fenomeni di instabilità-erosione sottomarina nel settore congiungente l'alto pontino alla Piana Abissale del Vavilov. È inoltre molto probabile che anche l'attività tettonica svolga un ruolo fondamentale nel controllare lo sviluppo dei lineamenti d'instabilità in questo settore. L'area che ricade nel Foglio rappresenta solo una porzione limitata della scarpata superiore e mostra in minima parte gli ingenti fenomeni di instabilità che producono il dissesto della quasi totalità dei fondali.

I *Canyon* e i *gullies* (incisioni di dimensioni minori) rappresentano i principali lineamenti erosivi presenti sui fondali. Tali lineamenti interessano anche il ciglio della piattaforma che risulta notevolmente arretrato (fig. 52). Nei *canyon* si distingue un ramo principale con andamento circa rettilineo, cui si connettono, nella parte alta, diversi tributari. Nel Foglio ricade solamente la porzione superiore dei due canyon presenti a S dell'isola di Ponza; il *canyon* principale si estende dal ciglio della piattaforma (circa -150 m) fino alla profondità di circa 2.700 m, per una lunghezza di circa 20 km. La larghezza varia da alcune centinaia di metri a 1-2 km, l'incisione varia da 100 a 270 m.

I *gully* sono lineamenti di dimensioni inferiori rispetto ai *canyon*. La lunghezza varia da alcune centinaia di metri a qualche km, la profondità rispetto ai fondali circostanti è compresa tra una decina e un centinaio di metri, la larghezza massima è di alcune centinaia di metri. I *gully* sono particolarmente diffusi nel settore situato a S di Palmarola ove la pendenza media dei fondali raggiunge alcune decine di gradi. In quest'area i processi erosivi risultano ben organizzati, a formare un reticolo di incisioni con numerose ramificazioni ad andamento circa-rettilineo che producono diffusa erosione e forte arretramento dei fondali. Le pendenze sembrano essere un fattore indispensabile per lo sviluppo di tali forme, la cui diffusione aumenta al crescere dell'acclività dei fondali.

In alcuni casi, a valle di alcuni *gully* o al loro interno, è presente del detrito grossolano. In generale i flussi di detrito sono poco diffusi nella parte alta della scarpata, mentre diventano assolutamente prevalenti a profondità maggiori, ove i gradienti diminuiscono e i processi deposizionali prevalgono su quelli erosivi.

Altri lineamenti d'instabilità molto diffusi sono le nicchie di distacco di frane sottomarine. Nell'area sono presenti sia frane semplici, costituite da una sola nicchia di distacco, sia frane complesse, formate da più nicchie coalescenti

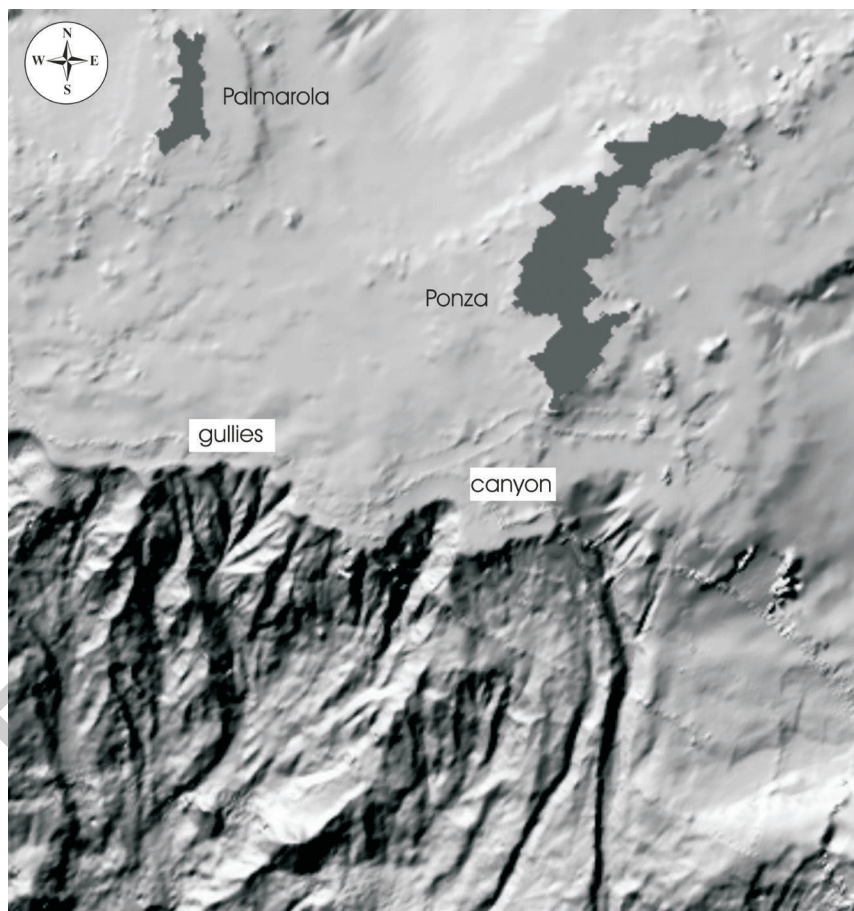


Fig. 52 - Rilievo ombreggiato della porzione superiore della scarpata continentale (dati batimetrici multibeam) e della piattaforma (dati I.I.M.) in corrispondenza dell'area incisa da canyon e gullies.

o retrogressive. La dimensione media delle nicchie è di alcune centinaia di metri per le frane semplici, mentre diviene più elevata (anche qualche km) per quelle coalescenti. Due frane particolarmente estese (circa 3 km) ed in parte coalescenti sono presenti a SO di Palmarola, in un'area immediatamente adiacente al Foglio.

Non si hanno datazioni dirette degli eventi di instabilità/erosione, tuttavia le morfologie estremamente ben preservate lasciano supporre che tali processi siano stati attivi anche in tempi molto recenti, ovvero successivamente all'ultimo massimo glaciale (20.000 anni fa). L'attività successiva all'ultimo massimo glaciale è indicata dall'erosione esercitata dai *gullies* sui depositi di caduta-basso stazionamento della Sequenza Deposizionale tardo-quaternaria (fig. 53).

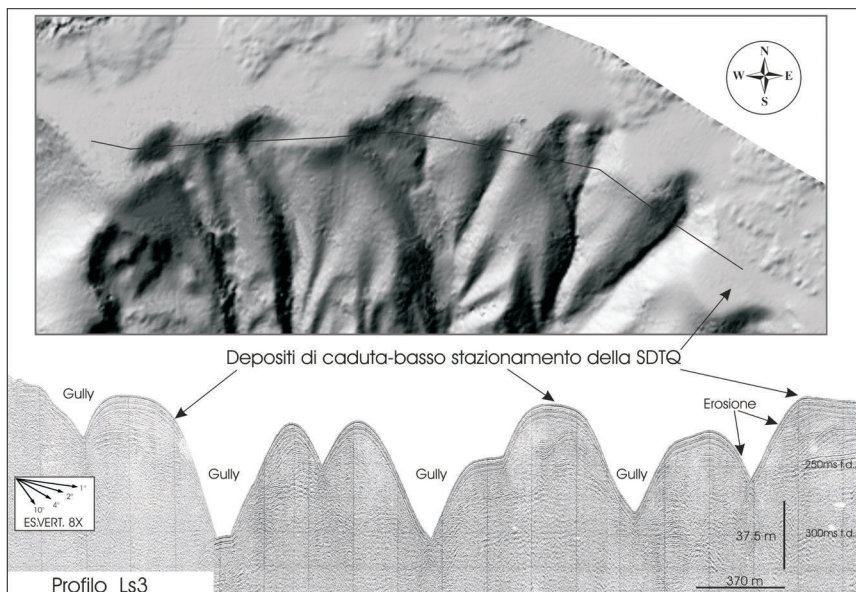


Fig. 53 - Profilo sismico Sparker 1kJ acquisito in corrispondenza delle testate dei gullies (per l'ubicazione del profilo si veda figura 27). L'erosione dei clinoformi presenti all'interno dei depositi di caduta-basso stazionamento della SDTQ indica un'attività estremamente recente (posteriore ai 20.000 anni) dei lineamenti erosivi.

2.2. - LINEAMENTI ASSOCIATI ALLA PRESENZA DI GAS NEI SEDIMENTI

Sono state identificate due tipologie di lineamenti (*pockmark* e “domi”) verosimilmente associati alla presenza di fluidi in prossimità del fondale marino.

I *pockmark* sono delle depressioni prodotte dalla fuoriuscita repentina di fluidi, generalmente costituiti da gas (HOVLAND & JUDD, 1988). Hanno forma sub-circolare, con diametro variabile da alcune decine a centinaia di metri e depressione rispetto ai fondali circostanti che può arrivare a diverse decine di metri. Un campo di *pockmark* di circa 3 km² è presente sulla scarpata continentale, a profondità comprese tra 400 e 520 m, in un'area a sedimentazione pelitica adiacente alla base dell'alto dello Scoglio della Botte (verso il Bacino di Ventotene). Essi hanno un diametro di alcune decine di metri e si sviluppano con una densità di 3-4 *pockmark*/km². I dati sonar (TOBI) indicano che tali lineamenti non sono allineati lungo direzioni preferenziali, tuttavia nell'insieme l'area è lievemente allungata in direzione NE-SO (fig. 54). La presenza di gas nei depositi recenti del Bacino di Ventotene non rappresenta un fenomeno isolato, infatti, un altro campo di *pockmark* è presente in prossimità dell'Isola di Ventotene. Ciò può essere una diretta conseguenza degli elevati tassi di sedimentazione o di attività idrotermale nei complessi vulcanici che caratterizzano quest'area.

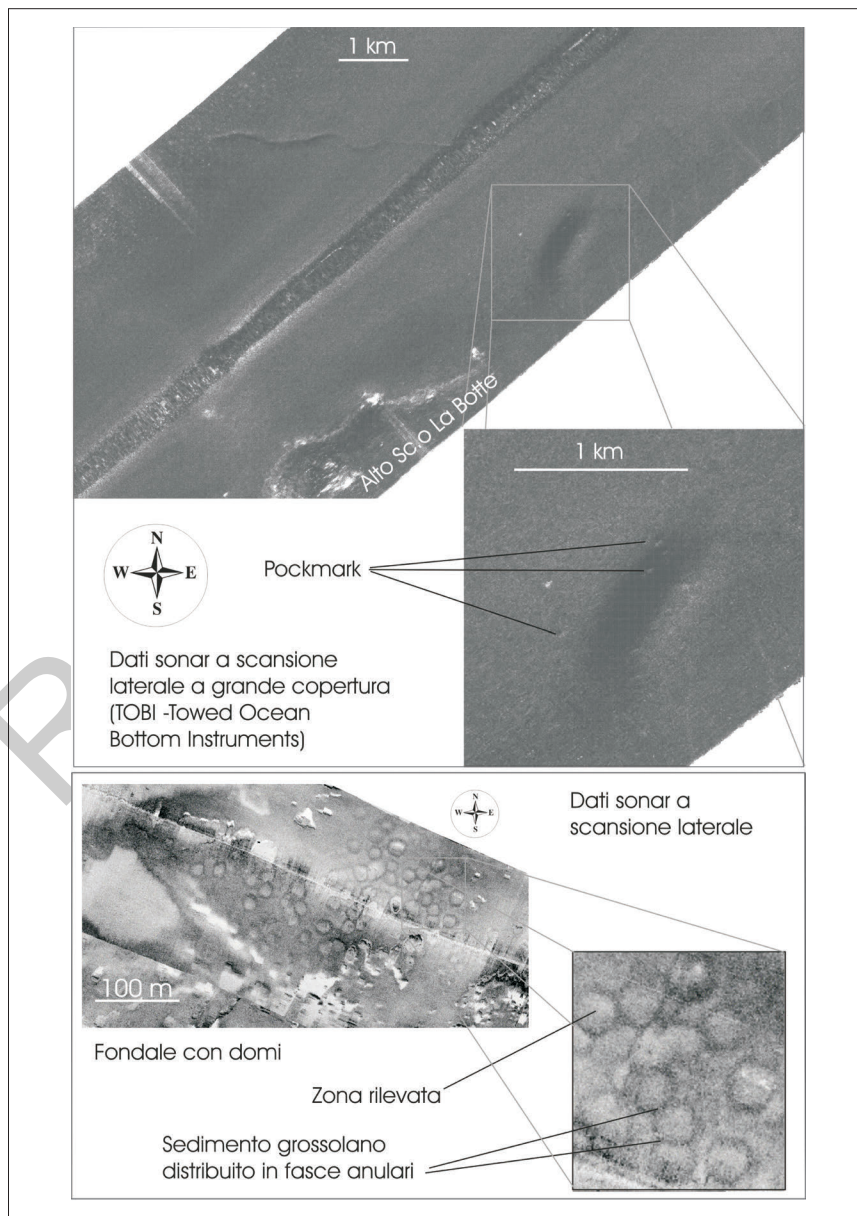


Fig. 54 - Fondali interessati da risalita di fluidi. In alto, campo di pockmark sulla scarpata continentale al largo dell'alto dello Scoglio della Botte; in basso, area con piccoli domi in piattaforma esterna a SO di Palmarola.

Altre strutture morfologicamente diverse, ma geneticamente simili ai *pockmark*, sono dei “domi” debolmente rilevati (alti meno di 1 m) costituiti da sedimento sabbioso circondato da sedimento più grossolano (prevalentemente bioclastico con rodoliti). In pianta il sedimento più grossolano è distribuito secondo una geometria anulare con diametro di alcune decine di metri (fig. 54).

Questi lineamenti sono presenti a gruppi e nell’ambito di uno stesso gruppo le dimensioni dei lineamenti sono simili, la loro distribuzione è piuttosto omogenea e non vi è sovrapposizione. Tali lineamenti sono stati osservati nei settori di piattaforma esterna circostanti lo Scoglio della Botte e tra Ponza e Palmarola (zona confinante al Foglio), a profondità comprese tra 70 m e 120 m.

XI – ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

(L. LOMBARDI)

1. - IDROGEOLOGIA: L'ISOLA DI PONZA

L'isola di Ponza ha un clima semiarido con una piovosità media di circa 600 mm/anno. Le scarse precipitazioni sono spesso concentrate in piogge intense di breve durata. A questo si aggiunge che l'isola, lunga circa 8 km con una superficie di circa 7 km², ha una morfologia caratterizzata da una spina assiale, orientata NE-SO con i due versanti che raggiungono il mare in genere tramite pareti a picco con valli sospese. L'insieme di questi fattori incide notevolmente sullo scorrimento superficiale che rapidamente raggiunge il mare. Tra il 1700 e la prima metà del '900 l'isola era completamente ricoperta di stretti e lunghi terrazzi, sostenuti da muretti a secco (le catene e le parracine dei ponzesi), che trattenevano l'acqua di pioggia a vantaggio di una agricoltura diffusa su ogni appezzamento utilizzabile. Lo scorrimento superficiale veniva captato e solo in caso di piogge intense e prolungate le acque scendevano fino alla costa.

Le formazioni vulcaniche affioranti sono mediamente poco o niente permeabili e, anche laddove si presentano fratturate, mostrano fratture saldate e non comunicanti fra loro. Ciò determina una scarsa infiltrazione e quindi una ridottissima possibilità di alimentazione di circolazioni idriche sotterranee.

Tre sole aree fanno eccezione e assumono relativamente una certa importanza, la valle del Linguana che dal Borgo dei Conti scende a Santa Maria, la valle che sbocca a Sant'Antonio e, come meglio preciseremo in seguito, un modesto affioramento di sabbie eoliche.

Le due valli costituiscono le uniche piane che con dolce gradiente raggiungono la costa senza alcun salto morfologico. Le due piane si affacciano sul

versante orientale mentre sul versante occidentale tutte le incisioni vallive hanno assi molto corti e sfociano in mare a quote alte con caratteristiche modalità di sospensione.

Le risorse idriche sotterranee dell'isola si riducono pertanto alle circolazioni idriche contenute nei colmamenti alluvionali delle due valli citate e in una sorgente ancora attiva a Cala dell'Acqua, nella zona de Le Forna, sul versante occidentale dell'isola. A Cala dell'Acqua è presente una formazione di sabbie eoliche, costituite da frammenti di gusci di molluschi, non cartografabile alla scala del Foglio, così come quella prima citata, che consente una discreta infiltrazione e che alimenta una circolazione idrica sotterranea captata, in epoca romana, con una originale rete di gallerie drenanti (LOMBARDI, 1996). Anche l'acquifero dal quale emerge la sorgente di Cala dell'Acqua, con una portata attualmente di poco superiore al litro al secondo, è sospeso e l'emergenza si manifesta a una quota di 14-15 m s.l.m. al contatto tra le sabbie e le sottostanti rocce vulcaniche impermeabili.

Nell'insieme, a parte la sorgente di Cala dell'Acqua e le due piane sopra ricordate, l'isola è povera di risorse idriche e da epoca romana fino alla messa in funzione del servizio di navi cisterna, che giornalmente riforniscono l'isola, l'approvvigionamento idrico è stato soddisfatto dall'acqua piovana, serbatoizzata in cisterne e, per un certo periodo, da un invaso artificiale, una diga localizzata allo sbocco della valle di Giancos (fig. 55).



Fig. 55 - Isola di Ponza - località Giancos. Diga romana.

In epoca romana la sorgente di Cala dell'Acqua fu collegata al porto, al tempo ubicato nella cala di Santa Maria, tramite un acquedotto in galleria con il fondo rivestito in malta idraulica impermeabile: il cocciopesto (fig. 56).

La galleria, con pendenza costante intorno all'uno per mille, iniziava dalla sorgente, si dirigeva a oriente traversando l'isola tra Le Forna e Cala d'Inferno, quindi procedeva verso sud e raggiungeva, con un tracciato piuttosto contorto, la piana di Santa Maria (fig. 57). Lungo il tracciato vi erano due punti di prelievo, uno a Cala d'Inferno, l'altro agli scogli di Frontone.

L'acquedotto, più volte riparato con la costruzione di nuovi tratti di galleria in sostituzione di quelli franati, è possibile che abbia funzionato fino in epoca medievale. Il tratto iniziale dell'acquedotto, fino a Cala d'Inferno, ha funzionato fino agli anni '50 o '60 del secolo scorso.

Oltre l'acquedotto i romani avevano realizzato numerose cisterne alimentate dalla pioggia che cadeva sui versanti delle colline e che, tramite canali e vasche di decantazione, veniva immessa nelle cisterne stesse. Le cisterne romane studiate avevano una capacità di stoccaggio di oltre 25.000 m³ d'acqua.

Alcune delle cisterne romane furono usate fino agli anni '60 del secolo scorso.



Fig. 56 - Isola di Ponza. Galleria drenante dell'opera di presa.

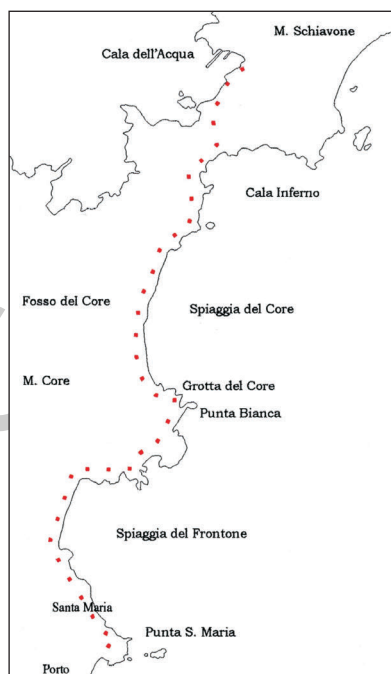


Fig. 57 - Isola di Ponza. Tracciato schematico dell'acquedotto.

La scarsità di risorse idriche sotterranee ha determinato un notevole sviluppo delle capacità tecniche per il prelievo e l'uso di acqua piovana. Tutte le case di Ponza hanno le coperture fatte con una cupola ribassata, quadrata in pianta, circondata da un bordo rialzato e collegata con un discendente ad una cisterna stuccata. La riserva idrica di ogni casa era sufficiente a coprire il fabbisogno familiare per tutto l'anno.

Inoltre, come già ricordato, una diga, ad arco, unico esempio in Italia e unico esempio ancora in piedi del mondo romano, garantiva un accumulo di alcune decine di migliaia di m³ d'acqua a disposizione della popolazione. La diga deve aver cessato di funzionare per interrimento in epoca tardo antica.

Le uniche aree ove esistono risorse idriche sotterranee si rinvennero, come già anticipato, nelle due piane dell'isola, quella del torrente Linguana e quella di Sant'Antonio. Qui esistevano ed esistono ancora pozzi a mano che utilizzavano l'acqua freatica contenuta nelle alluvioni.

L'acquifero delle alluvioni delle due piane mostra notevoli limiti. La scarsa piovosità e il non ampio bacino imbrifero determinano una scarsa alimentazione; l'acquifero ha una modesta permeabilità; infine, il gradiente della freatica è di qualche unità per mille per cui lo spessore della lente d'acqua dolce, vista la vicinissima costa, è minimo e si verifica facilmente intrusione di acqua salata. Nella porzione a monte delle valli in alcune perforazioni realizzate in tempi recenti è stata rinvenuta acqua in discreta quantità, ma in carenza di uno studio per l'ubicazione del pozzo e in mancanza di dati certi sui risultati non si possono trarre conclusioni in merito.

Peraltro attualmente l'acqua della circolazione idrica freatica è inquinata.

Recentemente sono state realizzate alcune perforazioni profonde nell'entroterra, fuori delle due aree ora citate e quasi tutte hanno rinvenuto acqua salmastra. Una di queste perforazioni realizzata nella parte alta della valle del Linguana, in un'area che teoricamente non ha bacino di alimentazione a monte, fornisce invece una discreta portata di acqua dolce. Purtroppo non si riesce ad avere i dati necessari ad una valutazione idrogeologica.

2. - IDROGEOLOGIA DELLE ISOLE DI PALMAROLA E DI ZANNONE

Poche le informazioni disponibili per le altre due isole Ponziane, Palmarola e Zannone.

Zannone, isola a pareti abrupte, si erge come un grande scoglio di circa un km², sormontato da un pianoro con modeste depressioni sospese sul mare.

Date le dimensioni e le caratteristiche geologiche, l'infiltrazione è molto scarsa e si riduce a inumidire il terreno vegetale che garantisce una rigogliosa vegetazione.

Nel Neolitico l'isola fu frequentata per la lavorazione dell'ossidiana che si cavava a Palmarola. Poche le tracce di frequentazione romana, più importanti i resti di un monastero cistercense che raccoglieva acqua piovana in cisterne scavate nelle rocce vulcaniche.

G. TRICOLI, che nel 1855 scrisse un trattato sulle ponziane, cita due piccole emergenze sorgentizie, una in località Grottele ed una, solfurea, in località Cavone del Lauro. Delle due sorgenti, che egli colloca a quota mare, non si è riusciti a trovare traccia. I contadini che frequentavano l'isola per la pastorizia e un minimo di agricoltura si servivano dell'acqua piovana.

Zannone era, in antico, nota per le rocce calcaree che affiorano sul versante nord e che erano utilizzate per produrre calce. I resti di un forno sono ancora visibili sulla spiaggia.

L'isola di Palmarola ha pareti molto scoscese su tutti i lati eccetto che in località Porto ai piedi dei rilievi della Forcina. In questa località, unico attracco reale per l'isola, vi è una piana, di circa un ettaro di superficie, con un bacino imbrifero, a monte, di circa 7-8 ettari.

La piana è costituita da detrito e sabbioni, misti ad argilla che l'hanno colmata forse nell'ultimo glaciale. Il fosso che solca la piana è quasi sempre secco e porta acqua solo in caso di piogge molto intense.

Con una piovosità di circa 600 millimetri e una infiltrazione utile ipotizzata del 10-15 %, valore alto trattandosi prevalentemente di sabbia, si dovrebbe avere una circolazione idrica sotterranea nelle alluvioni di circa 0,1-0,2 l/s (tra 8,6 e 17 m³/giorno). Una portata apprezzabile se si tiene conto che l'isola è praticamente disabitata e frequentata da poche persone stanziali solo durante i mesi estivi.

Da racconti degli anziani sembra che, nella valle, vi fosse un pozzo alla romana da cui i contadini e i pastori attingevano acqua.

D'altronde nella cala di fronte alla grande spiaggia in prossimità del promontorio di S. Silverio, le venute d'acqua dolce e fredda sono frequenti, continue e diffuse su quasi tutto il fronte dell'arenile.

In epoca romana l'isola era certamente frequentata come dimostrano tracce di muri e vasche nelle porzioni alte dell'isola. L'elevato numero di frammenti di anfore fa ritenere che l'acqua fosse trasportata sull'isola da Ponza.

In epoca più antica, nel Neolitico, nell'isola vi era una miniera di ossidiana.

I lavori per l'estrazione e una prima sgrossatura erano presumibilmente realizzati nell'isola, pertanto i neolitici dovevano disporre di acqua. Ricerche in merito potrebbero farsi asportando gli accumuli di detrito e sabbia che costituiscono un terrazzo di circa due metri di altezza parallelo alla spiaggia.

In località Punta Viaggio si può osservare un pozzo in muratura, purtroppo riempito di detrito, che potrebbe rappresentare la vera di una cisterna o una captazione di acqua di falda di quest'area pianeggiante sollevata di 7-8 metri sul livello del mare.

PROGETTO
CARG

PARTE II

NOTE ILLUSTRATIVE DELL'AREA PENINSULARE - BORGO GRAPPA

XII - CENNI STORICI

1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE (a cura di C. D'AMBROGI & V. RICCI)

Grande risalto viene dato in letteratura, fin dal 1884 (BERTI), all'area pontina per la presenza e l'estensione delle zone paludose.

Nel 1936 BLANC pubblica un primo studio stratigrafico completo sui depositi quaternari dell'Agro Pontino, supportato dall'analisi paleontologica e paleo-etnologica, e reso possibile dalle opere di escavazione condotte in quegli anni per la costruzione dei canali di bonifica.

In questo studio vengono descritti depositi siciliani, identificati a profondità comprese tra i 25 e i 50 m al di sotto dell'Agro pontino, depositi di spiaggia tirreniani a *Strombus*, depositi sabbiosi e resti di bacini paludosi in cui sono conservati resti vegetali e industrie mustериane e del Paleolitico superiore. In particolare queste ultime sono rinvenute nei depositi sabbiosi arrossati ("duna rossa antica" *auct.*).

Successivi studi sull'evoluzione geologica dell'area, integrati da prospezioni geofisiche, dall'analisi dei sondaggi e delle relative faune, sono quelli legati alla realizzazione della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SEGRE, 1956).

Per le variazioni storiche della linea di costa italiana un rapporto completo è rappresentato dal lavoro di PALAGIANO (1976); successivamente CAPUTO *et alii* (1991), affrontano la dinamica dei litorali legando le variazioni della linea di costa a varie cause.

I sedimenti quaternari della fascia costiera del Lazio meridionale sono stati dettagliatamente studiati da ANTONIOLI *et alii* (1988), per il settore litorale della Piana di Fondi, mentre un lavoro molto accurato per l'area in esame è stato condotto da GIOVAGNOTTI *et alii* (1980).

In particolare studi idraulici ed idrogeologici sono stati condotti per i diversi interventi di bonifica del territorio pontino, un tempo paludoso (CONFORTO, 1955; MOUTON, 1977; MARINUCCI *et alii*, 2006).

Utile all'approfondimento sulla bonifica è la documentazione raccolta dal Consorzio di bonifica dell'Agro Pontino.

Inoltre, per gli aspetti idrogeologici, riveste un ruolo di riferimento il Progetto "Laghi costieri" (BONO *et alii*, 1985).

2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE

(a cura di F. FALESE, F.L. CHIOCCI & E. MARTORELLI)

BARTOLE (1984) ha individuato, attraverso la correlazione tra sezioni sismiche a riflessione e dati di pozzo della piattaforma continentale laziale-campana, quattro unità sismostratigrafiche separate da discontinuità regionali (cfr. par. 9.2 parte I).

MARANI *et alii* (1986), hanno ricostruito l'assetto stratigrafico della piattaforma continentale tra la foce del F. Tevere e il Promontorio del Circeo analizzando dati sismici con diverso grado di penetrazione e risoluzione (*Sparker* 1-30 kJ e *Sub-Bottom Profiler* 3,5 kHz) e di dati provenienti da campionamenti diretti. Gli Autori individuano unità deformate nella porzione più interna e più antica della piattaforma e unità progradanti in quella più esterna. L'età delle unità deformate è del Miocene inferiore per i termini più antichi; le unità progradanti con geometria obliquo-tangenziale presenti nel settore più esterno sono di età pleistocenica. Gli Autori individuano inoltre un deposito tabulare (*outer shelf tabular body*), con grande estensione areale e spessori di circa 15 m, localizzato in prossimità del ciglio della piattaforma.

TAVIANI & TRINCARDI (1987), hanno studiato numerosi alti morfologici del fondale marino (*buildup*) situati a profondità comprese tra -60 m e -100/-110 m (tra Capo d'Anzio e il Promontorio del Circeo). Tali forme, scarsamente penetrate dal segnale sismico, sono affioranti e subaffioranti sul fondale, hanno un'altezza massima di circa 10 m e una larghezza variabile da una decina ad un centinaio di metri. Gli Autori ipotizzano che la formazione dei *buildup* sia avvenuta per accrescimento di *mattes* di *Posidonia oceanica* in risposta alla risalita post-glaciale del livello del mare; successivamente, con il procedere della risalita, tali strutture sono state colonizzate da organismi compatibili con batimetrie maggiori.

FALESE (1991), ha ricostruito l'assetto sismostratigrafico dei depositi recenti della piattaforma laziale nel settore compreso tra il F. Tevere e il Promontorio del Circeo, mediante analisi di dati sismici ad altissima risoluzione.

ARDIZZONE & BELLUSCIO (1996), hanno ricostruito la distribuzione delle praterie di *Posidonia oceanica* dei fondali della piattaforma laziale, valutandone anche il livello di ricoprimento e i rapporti con il substrato.

DIVIACCO *et alii* (2001), hanno ricostruito la distribuzione delle fanerogame marine del Lazio, valutandone lo stato e fornendo anche indicazioni sulle biocenosi limitrofe.

XIII - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area peninsulare che ricade nel Foglio Borgo Grappa riguarda un ristretto settore del litorale laziale compreso tra il lago di Fogliano ed il lago di Caprolace; tale tratto di costa, compreso tra Torre Astura, verso nord, e il promontorio roccioso del Circeo a sud, è di tipo “basso”, sabbioso, e la linea di riva ha un andamento uniforme, debolmente arcuato.

I fondali antistanti appartengono alla piattaforma continentale del Lazio meridionale, la quale, a differenza della piattaforma circostante le Isole Pontine, è il risultato dell'ingente accumulo di sedimenti derivanti dall'erosione dei rilievi subaerei, che nel corso del tempo ha prodotto la progradazione e l'ampliamento del margine continentale. Ciò nonostante, data la formazione molto recente della piattaforma continentale laziale, i caratteri fisiografici e morfologici risultano ancora alquanto immaturi.

Oltre il ciglio della piattaforma, si sviluppa la scarpata continentale, nella cui parte superiore è ubicato il Bacino di Palmarola allungato parallelamente al margine in direzione NO-SE.

Per quel che riguarda la circolazione delle acque, l'area è interessata da una corrente superficiale che scorre con flusso circa parallelo alla costa diretto verso NO. La corrente è legata alla generale circolazione ciclonica del Mar Tirreno, tuttavia, in alcuni periodi dell'anno la sua direzione può variare in maniera significativa in relazione ai venti prevalenti. La deriva litorale che interessa invece la fascia prossima alla costa è diretta prevalentemente verso SE.

PROGETTO
CARG

XIV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE

La porzione di terra emersa compresa tra i rilievi carbonatici e l'attuale linea di riva è il risultato della rapida evoluzione del sistema costiero a partire dal Pleistocene inferiore.

L'unità più antica affiorante nell'area del Foglio è costituita dai depositi di cordone dunare la cui formazione è riferibile all'ultima glaciazione, durante la quale i sedimenti sabbiosi si accumulavano sulla parte interna della piana costiera che gradualmente emergeva dal mare. È documentato (ANTONIOLI & FREZZOTTI, 1989), che tra 27.000 e 16.000 anni fa si è verificata una condizione climatica arida che favoriva una sedimentazione di tipo continentale, in cui la sabbia era sottoposta principalmente all'azione eolica.

Lo sviluppo del sistema dunare avviene attraverso la formazione di dune embrionali mobili nell'area di retrospiaggia a partire da piccoli accumuli di sabbia frenata da piante pioniere psammofile. La duna viene successivamente stabilizzata attraverso la graduale colonizzazione da parte della vegetazione tipica della macchia mediterranea creando una struttura a fasce dunari e interdunari parallele alla costa.

Solo in sondaggio si rinvencono depositi torbosi palustri relativi invece ad un precedente periodo umido.

Successivamente l'abbondanza di sedimenti ha favorito dapprima la formazione di una barra sommersa parallela alla linea di costa, costituita a spese della sabbia della piana costiera, quindi di un cordone litoraneo che ha contribuito all'individuazione di zone lagunari.

Il massimo sviluppo dei sistemi lagunari corrisponde a una fase di stazionamento alto del livello del mare testimoniata da ritrovamenti di sedimenti lagunari a *Cerastoderma edule* (ANTONIOLI *et alii*, 1988), estesi all'interno della Piana Pontina al di fuori dell'area del Foglio.

I sistemi lagunari hanno subito un'evoluzione graduale verso un ambiente limno-palustre (definito a partire da circa 5000 anni fa, ALESSIO *et alii*, 1986), a causa della separazione dal mare sempre più marcata e del parziale colmamento da parte di sedimenti fini di origine alluvionale, riempimento però meno efficace del rapido innalzamento del livello di base. Si deve aggiungere inoltre l'effetto della generale subsidenza dovuta a fenomeni di decomposizione dell'elevata componente organica nel sedimento (BRUNAMONTE & SERVA, 1990).

Questa fascia depressa è delimitata attualmente verso mare dalla dorsale della duna recente (fig. 58) che si segue con continuità fino al promontorio del Circeo; essa ha contribuito a preservare parzialmente i paleoambienti di retroduna, nonostante i lavori di bonifica abbiano regolarizzato le morfologie preesistenti.

Nell'area retrostante i laghi si possono ancora individuare alcune tracce di paleo-vallecole, riconoscibili da foto aerea, incise nella duna, caratterizzate da sedimenti fini.

In generale l'evoluzione dell'area è principalmente legata alle oscillazioni del livello del mare per fenomeni climatici.



Fig. 58 - Area retrostante la duna recente, vista dal culmine del sistema dunare.

2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE

Da un punto di vista stratigrafico, nell'area in esame sono presenti le quattro unità sismo-stratigrafiche identificate da BARTOLE (1984), lungo la piattaforma continentale laziale-campana. Le due unità superiori sono riferite alla sequenza neoauctona del Neogene superiore-Quaternario (Miocene superiore-Pliocene inferiore e Plio-Quaternario), l'unità intermedia alle successioni allocitone terziarie e i loro flysch, quella più profonda alle unità carbonatiche mesozoiche.

Studi sismostratigrafici di maggior dettaglio riguardanti la porzione più recente (neogenico-quaternaria) della piattaforma continentale, indicano come questa sia costituita principalmente da unità deformate del Miocene inferiore e Pliocene inferiore e da unità progradanti pleistoceniche sostanzialmente indeformate (MARANI *et alii*, 1986). Le prime sono situate nei settori più interni della piattaforma e localmente mostrano deformazioni compressive. Le unità progradanti sono invece ubicate nella parte più esterna della piattaforma e si sono formate nel corso dei diversi cicli di variazione eustatica pleistocenici; la parte distale di queste unità viene correlata con le unità deformate della dorsale che delimita il settore occidentale del Bacino di Palmarola (cfr. par. 10.2).

Al di sopra delle unità neogenico-quaternarie, sono presenti i depositi tardo-quaternari, separati dalle unità sottostanti dalla superficie di incoformità formata durante l'ultimo massimo glaciale; quest'ultima tronca le unità deformate nei settori più interni della piattaforma e quelle progradanti nei settori più esterni (MARANI *et alii*, 1986). I depositi post-glaciali sono ridotti e sono costituiti essenzialmente dalla porzione di alto stazionamento (FALESE, 1991).

PROGETTO
CARG

XV - METODOLOGIA DI RILEVAMENTO

1. - PARTE EMERSA DELL'AREA PENINSULARE

Le caratteristiche geologiche estremamente omogenee del territorio rilevato, che si presenta sub-pianeggiante e non offre quindi sezioni che permettano uno studio diretto dei sedimenti, ha condotto a privilegiare una metodologia di rilevamento che tenesse in considerazione anche approcci indiretti. Si è proceduto con l'analisi di foto aeree - Volo RAF (1943-1944) e Volo GAI (1954-1955) – e del modello digitale del terreno. Lo studio di questo è risultato fondamentale per il riconoscimento di elementi morfologici e discontinuità topografiche altrimenti non percepibili, quali piccole variazioni delle pendenze riconosciute grazie all'elaborazione del DTM. Tali elementi, non rilevanti in aree a morfologia articolata, diventano parametri significativi e discriminanti in settori di pianura.

Lo studio di terreno è stato poi integrato da campionamenti effettuati sui sedimenti affioranti; su questi sono state eseguite analisi granulometriche nel laboratorio di geotecnica del Servizio Geologico d'Italia. Per integrare i dati di terreno e tentare una correlazione tra i sedimenti della parte sottomarina e quelli della parte emersa sono state raccolte e analizzate stratigrafie di sondaggi.

Purtroppo il numero esiguo di dati reperiti ha impedito l'individuazione e la correlazione di dettaglio di superfici stratigrafiche.

Infine ci si è avvalsi di studi bibliografici, in cui si sono rivelati molto utili i confronti tra varie carte storiche e l'attuale assetto topografico dell'area.

2. - PARTE SOMMERSA DELL'AREA PENINSULARE

Il rilevamento della parte sommersa peninsulare è stato realizzato per lo più utilizzando dati sismostratigrafici e sedimentologici pregressi, re-interpretandoli in chiave di cartografia geologica. Questi dati sono stati integrati da nuovi rilievi (*sonar* a scansione laterale e bennate) realizzati nelle aree prive di dati e in quelle di maggiore interesse.

Lo studio del settore sommerso peninsulare è stato condotto attraverso l'analisi di (fig. 59; cfr. tab. 1 Parte I, cap. 5.2):

dati batimetrici derivanti da grafici di scandagliamento forniti dall'Istituto Idrografico della Marina (fino a -100 m, scala 1:25.000); oltre i - 100 m, dati batimetrici ricavati dai profili sismici; 1700 km di dati di sismica monocanale ad alta risoluzione (sorgenti Sparker 1 kJ, Bubble Pulser, Uniboom, Sub-bottom e Chirp); 140 km² di dati sonar a scansione laterale ad altissima risoluzione (EG&G-100 kHz); 30 bennate; dati bibliografici della distribuzione dei sedimenti e delle praterie di *Posidonia oceanica* del Lazio centrale (ARDIZZONE & BELLUSCIO, 1996); dati bibliografici della distribuzione delle fanerogame riportati nelle carte dei popolamenti bentici costieri del Lazio (DIVIACCO *et alii*, 2001).

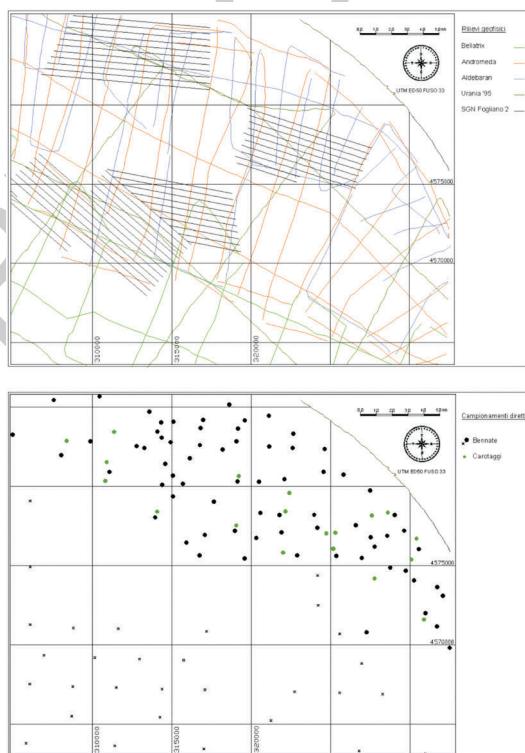


Fig 59 - Dati geofisici e campionamenti utilizzati per la realizzazione della porzione sommersa peninsulare.

XVI - STRATIGRAFIA

1. - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE PENINSULARI

1.1. - SABBIA ROSSA PONTINA (RPA)

Questa unità litostratigrafica è parzialmente coincidente con gli estesi depositi attribuiti dalla letteratura alla “Duna Rossa Antica” (cfr. anche “Duna Rossa”, “Duna continentale” e “Duna Antica” *Auctt.*). Si è scelto di non utilizzare tale termine poiché in letteratura esso risulta variamente interpretato e utilizzato con un’accezione più litologica che litostratigrafica. Non si può inoltre escludere che i depositi così definiti possano contenere una superficie di discontinuità, quale quella corrispondente allo stadio isotopico 2.

L’unità è costituita da sabbia, da media a prevalentemente fine, in gran parte quarzosa, mediamente classata, subarrotondata, debolmente compatta e ossidata, dal tipico cromatismo rosso-bruno, con concrezioni ferrifere sviluppate tra 0,5 e 2,5 m al di sotto del piano campagna e con rare lenti di sabbia silicea rossastra grossolana (fig. 60).

Si tratta di depositi disposti in antichi sistemi dunari, che si formavano in condizioni paleoambientali variabili da litorali fino a continentali, comunque sottoposti ad una intensa rielaborazione eolica. In aree limitrofe, lungo il litorale laziale, MILLI & ZARLENGA (1991) attribuiscono tali depositi ad ambienti fluviali di tipo *braided*.

L’orizzonte allumino-ferrico è stato riferito ad un relitto paleopedologico.



Fig. 60 - Depositi sabbiosi di RPA con concrezioni ferrifere.

Lo spessore del deposito, misurato utilizzando anche i dati dei sondaggi a disposizione, risulta variabile tra 15 e 25 metri.

Il limite tra la “sabbia rossa pontina” e il deposito eolico recente è stato tracciato anche tramite l’analisi del modello digitale del terreno che ha permesso di evidenziare un gradino morfologico non percepibile attraverso il rilevamento di campagna (fig. 61).

Questa ampia estensione di dune nella pianura costiera si spiega con il prevalere dei processi progradazionali di accumulo attivi durante l’ultimo periodo glaciale.

GIOVAGNOTTI *et alii* (1980), segnalano la presenza di resti di industria del Paleolitico superiore nella parte superiore del deposito, attribuibile quindi all’ultimo tardiglaciale.

In assenza di dati cronologici diretti, l’attribuzione dei depositi di questa unità è stata effettuata considerando che la linea di intersezione tra la superficie topografica e la presumibile superficie di erosione würmiana, tracciabile tramite la correlazione e l’interpolazione tra l’esiguo numero di sondaggi esistenti ed i rilievi eseguiti nell’area marina, verrebbe a ricadere nell’entroterra, oltre l’area del Foglio. Pertanto i sedimenti affioranti, posti tutti al di sopra di tale superficie, si sarebbero depositi successivamente all’acme dell’ultimo periodo glaciale. Pleistocene superiore *p.p.*

1.1.1. - Deposito eolico (d)

In questa unità sono stati inclusi tutti i depositi che dal piede del suddetto gradino morfologico arrivano all'attuale linea di riva, comprendenti il sistema delle dune costiere recenti stabilizzate dalla vegetazione ("tumoleti" *Auctt.*) e i sedimenti del cordone litoraneo mobile con l'adiacente ed esigua striscia di spiaggia sabbiosa, altrimenti non cartografabile.

Il deposito è costituito da sabbia grigio-giallastra sciolta, da fine a media, prevalentemente formata da granuli subarrotondati di quarzo e feldspati, subangolosi di minerali vulcanici (in maggior parte pirosseni) e rari frammenti di gusci calcarei (foraminiferi bentonici tipo *Ammonia* sp. e crostacei microscopici quali gli Ostracodi). Le dimensioni dei minerali femici sono mediamente inferiori a quelle dei sialici. La notevole variabilità della composizione mineralogica di queste sabbie rispecchia la natura dei terreni affioranti lungo le valli dei principali corsi d'acqua che alimentano la sedimentazione costiera.

Le dune hanno il tipico profilo trasversale asimmetrico con il versante sopravento meno acclive di quello sottovento e inoltre, al loro interno, presentano evidenti laminazioni e stratificazione incrociata.

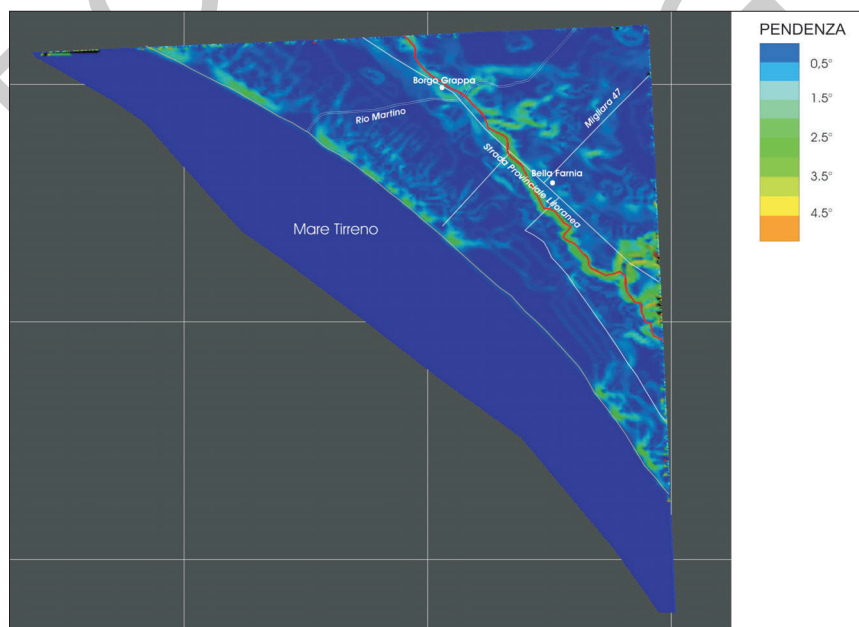


Fig. 61 - Variazioni di pendenza della superficie topografica elaborate dal modello digitale del terreno.

Anche i sedimenti accumulati nell'ambiente retrodunare che ospita i laghi sono costituiti principalmente da sabbie fini, solo a luoghi fino a silt, ricche di materia organica. A seguito dei risultati delle analisi granulometriche effettuate è stato riscontrato infatti che non è possibile distinguere un vero e proprio deposito limno-palustre argilloso di interduna, probabilmente anche in risposta a fenomeni di rimaneggiamento delle sabbie dunari. È stata tuttavia osservata, in questa zona depressa, una lieve prevalenza dei sialici sui femici e un accenno di minore arrotondamento dei granuli. Olocene

1.1.2. - *Deposito alluvionale (b)*

Nell'area peninsulare le alluvioni sono costituite da sedimenti siltosi che riempiono le vallecole incise nelle dune; ai loro margini si possono trovare anche accumuli di materiale alloctono residuo delle escavazioni o delle colmate di bonifica. Tali depositi sono stati cartografati tra i depositi eolici essendo da questi indistinguibili. Olocene

1.1.3. - *Deposito antropico (h)*

Si tratta delle arginature in terra costruite lungo alcuni tratti del Rio Martino. Le colmate di bonifica, che pure hanno contribuito a modificare il paesaggio, non sono state cartografate perché integrate nel contesto in maniera non discernibile. Olocene

2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA

2.1. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

2.1.1. - *Depositi di basso stazionamento (LST)*

Un deposito riferibile all'ultima fase di basso stazionamento del livello del mare, ma significativamente rielaborato durante la trasgressione successiva, è presente in un piccolo settore (2.5 km²) situato nella parte meridionale dell'area, in prossimità del ciglio della piattaforma (profondità di 120-130 m, fig. 62). Il deposito ha forma esterna tabulare, configurazione interna con riflettori ad alta ampiezza e continuità, obliquo-paralleli immergenti verso mare, ed è delimitato alla base da una superficie di inconformità e al tetto da una superficie di natura quasi sempre erosiva. Tale deposito rappresenta la terminazione settentrionale di un corpo ben più esteso (circa 80 km²), ubicato in piattaforma esterna, che si sviluppa parallelamente alle isobate per circa 20 km (dal Promontorio del Monte Circeo fino al traverso del lago di Fogliano). Esso ha una larghezza di ~4 km e uno spessore massimo di 24 ms t.d. (circa 18 m) e coincide con il corpo tabulare di piattaforma esterna (*outer shelf tabular body*) descritto da MARANI *et alii* (1986).

2.1.2. - *Paleovalvei sepolti*

Nella parte interna della piattaforma continentale (tavola allegata al foglio), la superficie di inconformità formatasi durante l'ultimo massimo glaciale è localmente incisa da forme erosive canalizzate riferibili a valli fluviali attive durante la fase di emersione della piattaforma. Queste forme hanno sezione variabile, larghezza di diverse centinaia di metri e limitato sviluppo longitudinale. La ricostruzione di un reticolo fluviale ben definito è risultata limitata in quanto le paleovalli sono ampie e poco profonde, e difficilmente correlabili tra profili sismici contigui. I paleovalvei sono comunque riferibili ad un diffuso sistema di corsi d'acqua, probabilmente con reticolo a treccia, in buona parte smantellato dalla migrazione della linea di costa, avvenuta durante la risalita eustatica successiva all'ultima glaciazione. Le paleovalli sono presenti in piattaforma interna (fino a - 60 m), sono profonde solo alcuni metri ed hanno larghezza di pochi chilometri e direzione variabile. L'unico paleovalveo di dimensioni signifi-

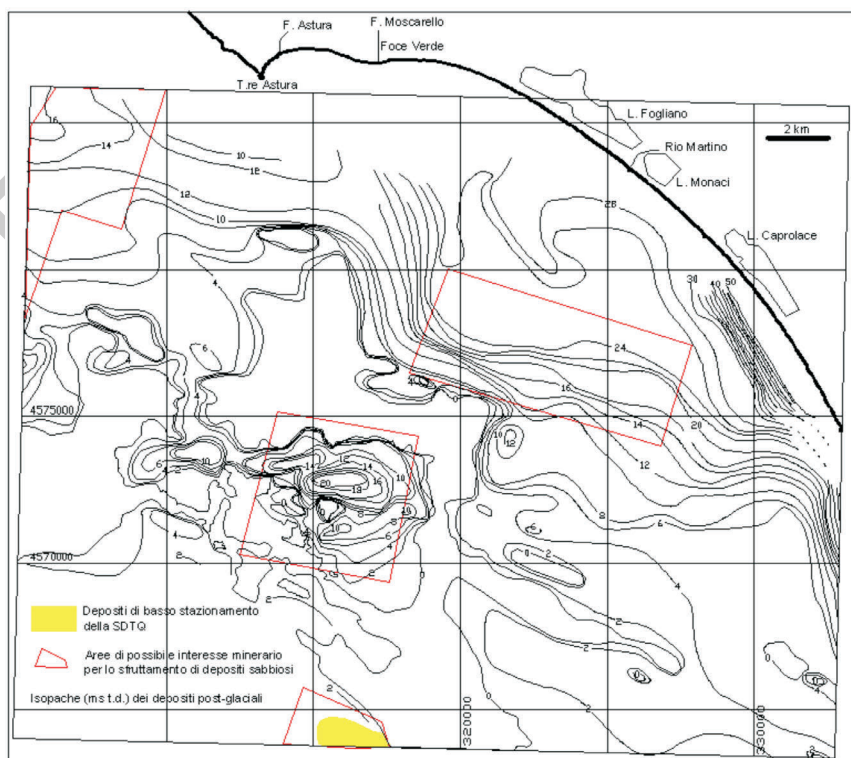


Fig. 62 - Carta degli spessori dei depositi post-glaciali.

cative è riferibile al F. Astura (fig. 63). Esso inizia immediatamente ad ovest di T. Astura (al di fuori del Foglio) e si sviluppa per oltre 12 km con andamento NE-SO, ampiezza variabile da 300 a 700 m e incisione massima (nelle zone più prossime alla costa) di 40 ms t.d. (circa 30 m); questo paleoalveo è anche l'unico che raggiunge la piattaforma esterna (profondità di 100 m).

I paleoalvei sono colmati da depositi caratterizzati da un punto di vista sismostratigrafico da riflessioni subparallele e discontinue ad alta ampiezza, con frequenti fenomeni di diffrazione a piccola scala. In considerazione di tali caratteristiche, e di alcuni dati forniti dai campionamenti diretti, si ritiene che il riempimento dei paleoalvei sia costituito da sedimenti fluviali grossolani (fino a ghiaia), ricoperti da sedimenti pelitici di alto stazionamento o da sabbie appartenenti al prisma litorale. La grande variabilità della litologia e dello spessore dei depositi fluviali, così come dell'orientazione delle paleovalli, rende l'immediato sottofondo di gran parte della piattaforma interna estremamente disomogeneo.

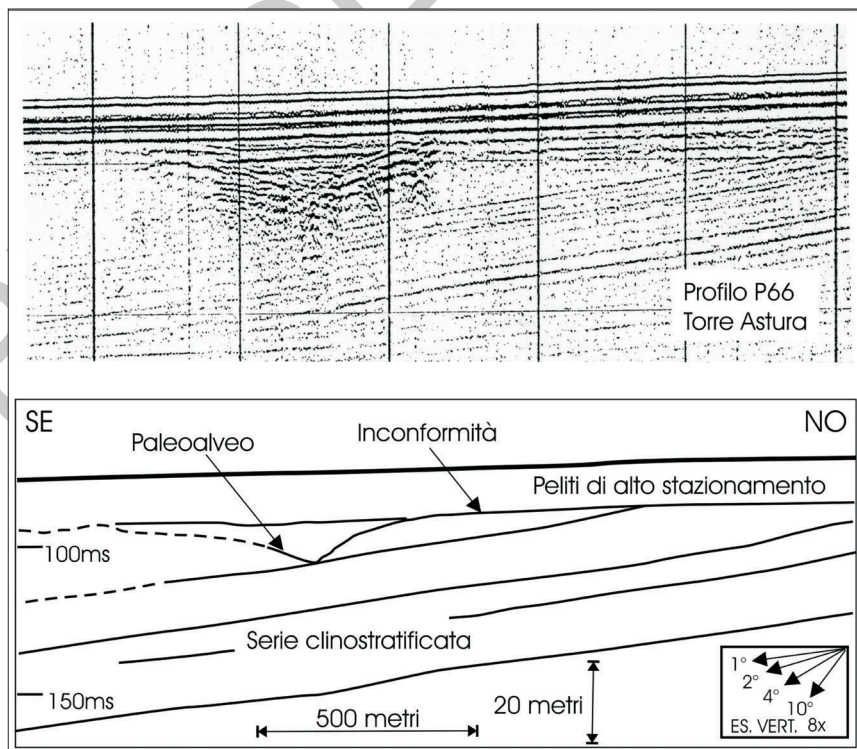


Fig. 63 - Profilo Uniboom parallelo alla costa al traverso di Torre Astura (per l'ubicazione del profilo si veda fig. 65). La superficie di inconformità è incisa da una paleovalle fluviale probabilmente riferibile all'alveo di basso stazionamento del F. Astura.

2.1.3. - Depositi post-glaciali (trasgressivi e di alto stazionamento – TST+HST)

Lo spessore dei depositi post-glaciali nell'area è piuttosto ridotto, con estesi settori in cui i depositi sono praticamente assenti (aree ove affiorano le unità della serie clinostratificata o dove sono presenti le *bioherme* di coralligeno).

I depositi post-glaciali sono costituiti prevalentemente da depositi di alto stazionamento, costituiti dai sedimenti pelitici dei depositi di piattaforma nelle aree situate a profondità superiori a ~40 m, e dai sedimenti sabbiosi del prisma costiero nelle aree prossime alla costa (fig. 64).



Fig. 64 - Rapporti stratigrafici dei depositi della sequenza deposizionale tardo-quadernaria.

Le peliti di alto stazionamento formano un deposito acusticamente trasparente che verso terra presenta alcune riflessioni ad alta ampiezza e bassa continuità. Lo spessore è molto ridotto, con valori perlopiù al di sotto di 4 ms t.d. (~3 m) che aumentano verso terra raggiungendo un massimo di 16 ms t.d. (~12 m). Il ridotto spessore dei depositi pelitici è una conseguenza della mancanza di corsi d'acqua in grado di fornire apporti sedimentari significativi e della presenza della Pianura Pontina che ne ha impedito il trasporto verso il mare. I depositi del prisma litorale (fig. 66) si estendono parallelamente alla costa e costituiscono il principale depocentro dell'area (massimi spessori di 52 ms t.d., pari a ~39 m al largo del lago di Caprolace, fig. 62).

In limitati settori della piattaforma, sotto la copertura pelitica di alto stazionamento o in affioramento sul fondale (dove mancano le peliti), sono presenti depositi trasgressivi con caratteristiche variabili. In piattaforma esterna, all'interno di un'estesa area delimitata dagli affioramenti delle testate di strato della serie clinostratificata e dalle *bioherme* (vedi depositi relitti in tavola allegata al foglio), i depositi trasgressivi hanno una configurazione interna progradante (fig. 67) e sono disposti in assetto retrogradazionale; detti depositi sono costituiti da sedimenti sabbiosi (sabbie relitte), sono subparalleli alle isobate e raggiungono spessori massimi compresi tra 10 e 20 ms t.d. (tra ~7.5 m e 15 m).

Verso terra, nel tratto compreso tra i laghi costieri e Foce Verde, è presente un deposito caratterizzato da scarsa trasparenza sui profili ad altissima risoluzione

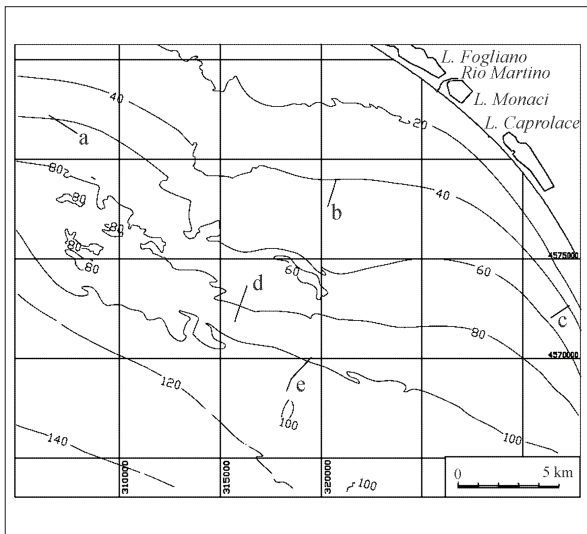


Fig. 65 - Ubicazione dei profili sismici citati nel testo e illustrati nelle figure; a) fig. 63; b) fig. 68; c) fig. 66; d) fig. 67; e) fig. 73.

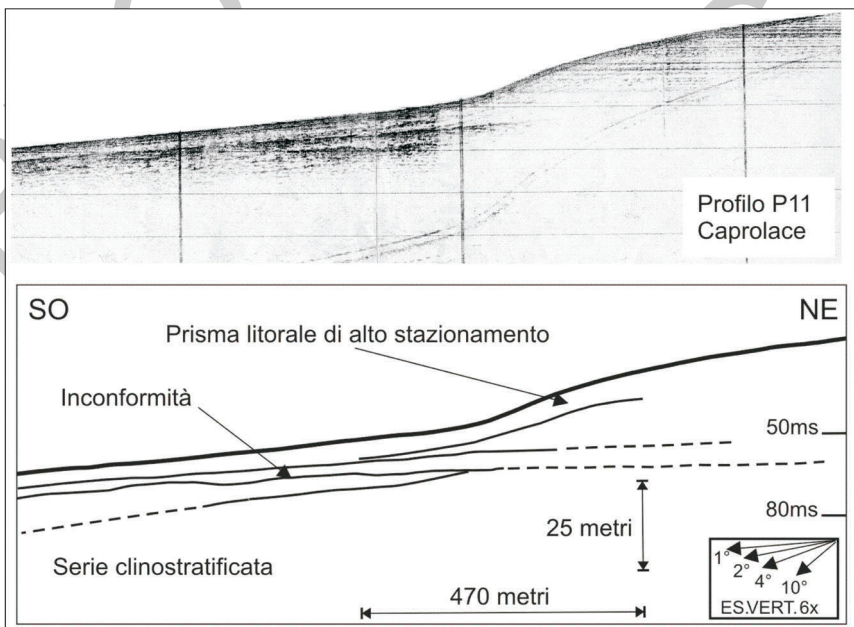


Fig. 66 - Profilo Sub-bottom perpendicolare a costa al traverso del lago di Caprolace (per l'ubicazione del profilo si veda figura 65). Si osserva il prisma litorale di alto stazionamento.

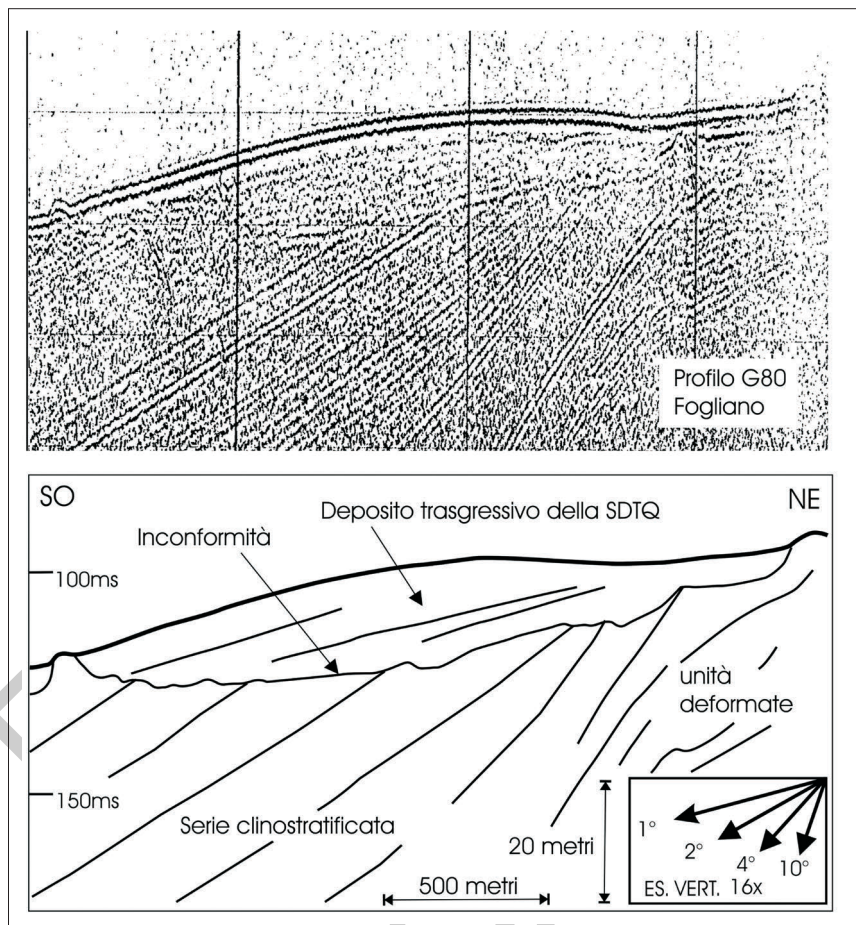


Fig. 67 - Profilo Bubble Pulsar al traverso del lago di Fogliano (per l'ubicazione del profilo si veda figura 65). Il profilo mostra il principale deposito trasgressivo presente in piattaforma esterna.

(Sub-Bottom Profiler 3.5 kHz) e da facies acustica a tratti caotica sui profili a maggior penetrazione (fig. 68). Tale deposito è probabilmente riferibile a sedimentazione fluviale avvenuta durante l'ultima trasgressione.

2.2. - UNITÀ DEPOSIZIONALI

A causa del ridotto spessore dei depositi tardo-quaternari e dell'articolata morfologia dei fondali, la sedimentazione è molto variabile in funzione dei processi deposizionali, oceanografici e biologici che la controllano. Per

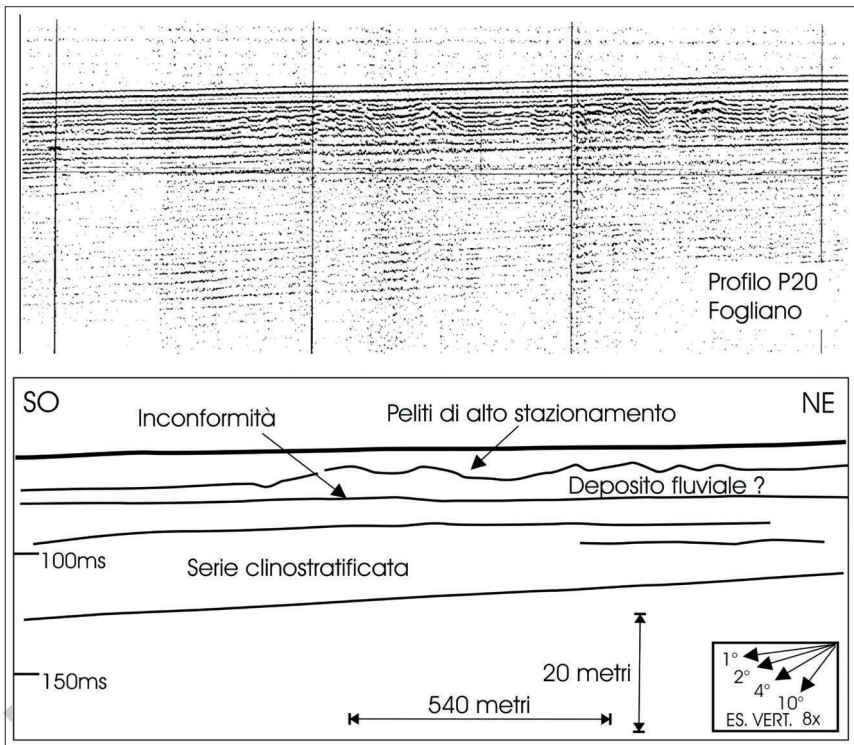


Fig. 68 – Profili Uniboom al traverso di Fogliano (per l'ubicazione del profilo si veda figura 65) rappresentativo del deposito caratterizzato da facies acustica caotica, probabilmente riferibile a sedimentazione fluviale.

questo motivo, e similmente a quanto realizzato per la parte insulare del Foglio, sono state individuate unità deposizionali formatesi in ambienti sedimentari con condizioni morfologiche e processi sedimentari relativamente uniformi.

2.2.1. - *Prateria a fanerogame marine (g₄)*

Rappresenta la principale unità deposizionale della piattaforma interna. Pur essendo essenzialmente riferibile ad una biocenosi, l'unità ha caratteri molto specifici: dal punto di vista morfologico, la *matte* (intreccio di rizomi e radici tra i quali resta intrappolato il sedimento) genera fondali molto irregolari con dislivelli anche di alcuni metri; dal punto di vista dei sedimenti, le praterie sono caratterizzate dalla prevalenza di sedimenti bioclastici con tessitura eterogenea, variabile da sabbia fine a grossolana fino a ghiaia in presenza di bioclasti di grandi dimensioni.

La distribuzione della prateria è stata ricostruita integrando dati *sonar* a scansione laterale e sismostratigrafici ad alta risoluzione con dati bibliografici riportati nelle carte dei popolamenti bentici costieri del Lazio (DIVIACCO *et alii*, 2001) e nella carta della distribuzione dei sedimenti e delle praterie di *Posidonia oceanica* del Lazio centrale (ARDIZZONE & BELLUSCIO, 1996).

In particolare, nell'area sono presenti sia la *Posidonia oceanica* sia la *Cymodocea nodosa*. La prima colonizza principalmente due aree situate a S di Torre Astura (tra -5/-12 m e -25/-32 m) e al largo del settore compreso tra il lago di Fogliano e di Caprolace (tra -15 m e -27 m). La seconda è distribuita lungo una fascia circa parallela alla costa situata tra 10 e 20 m di profondità, al largo dei laghi costieri; un'altra area si trova tra 15 e 18 m di profondità, al largo di Foce Verde, all'interno della zona sabbiosa che separa le due aree colonizzate da *Posidonia oceanica*.

Fanerogame su roccia

I fondali con substrato roccioso colonizzato da fanerogame sono limitati all'area di affioramento di substrato situato in prossimità di Torre Astura (fig. 69). Un altro piccolo affioramento è probabilmente presente poco più a sud, in corrispondenza di una secca isolata.

2.2.2. - *Depositi della spiaggia sommersa (g₈)*

Si tratta prevalentemente di sabbie fini con composizione quarzoso-feldspatica, mobilizzate e ridistribuite dall'azione del moto ondoso e delle correnti costiere (LA MONICA & RAFFI, 1996; CNR-MURST, 1997). Le sabbie sono presenti nella fascia compresa tra la linea di costa e il limite superiore delle fanerogame marine. Sottocosta, sono presenti diverse barre longitudinali situate su un fondale a bassa pendenza ($\sim 0.5^\circ$).

2.2.3. - *Depositi del prisma litorale (g₁₁)*

Quest'unità deposizionale è costituita da sedimenti ancora sabbiosi, situati a profondità superiore al limite inferiore della spiaggia sommersa (mediamente situato a circa -10 m); sedimenti con componente pelitica prevalente sono presenti solo localmente.

Le sabbie del prisma litorale sono distribuite secondo una fascia piuttosto regolare e continua che si estende parallelamente alla costa (fig. 69) raggiungendo profondità anche ragguardevoli (comprese tra 20-25 m nella porzione nord-occidentale e 30-40 m in quella sud-orientale). Verso il largo, si ha il passaggio all'unità deposizionale dei depositi di piattaforma. La presenza di sabbie fino alle profondità osservate è piuttosto atipica e caratteristica del settore orientale del Foglio; essa potrebbe essere imputata al trasporto di sedimento verso il largo in occasione degli eventi di tempesta più severi o a peculiari dinamiche oceanografiche.

2.2.4. - *Depositi di transizione alla piattaforma (g₁₁)*

Sono costituiti da sedimenti sabbioso pelitici con caratteri tessiturali intermedi a quelli delle sabbie litorali presenti sottocosta e delle peliti di piattaforma situate più al largo. I dati a disposizione indicano una distribuzione piuttosto frammentaria, con tre aree situate a sud di Torre Astura e al largo dei laghi di Fogliano e Monaci (tavola allegata al foglio).

Tale unità deposizionale è probabilmente riferibile ad un ambiente di transizione tra quello costiero ad elevato idrodinamismo e quello di piattaforma in senso stretto caratterizzato da minore energia. Tuttavia, vista la distribuzione al piede delle aree colonizzate da fanerogame marine, non è da escludere che la frazione sabbiosa (o una sua parte) sia originata dal posidonieto.

2.2.5. - *Deposito bioclastico da smantellamento di bioherma (g₁₄)*

I depositi bioclastici da smantellamento di *bioherma* sono presenti in piattaforma intermedia ed esterna nelle aree colonizzate dal coralligeno; quest'ultimo, grazie all'attività di organismi costruttori (es. alghe rosse incrostanti), produce infatti strutture rilevate sul fondale anche di alcuni metri. Benché non confermata da campionamenti diretti, la distribuzione dell'unità deposizionale è stata ricostruita per la caratteristica facies *sonar* e per i caratteri morfologici, non dissimili rispetto a quelli rilevati sui fondali circostanti l'Arcipelago Pontino occidentale. I fondali colonizzati dal coralligeno hanno infatti caratteristiche peculiari, con alternanza di zone rilevate (biocostruite ad opera di alghe calcaree incrostanti, serpulidi, spugne, briozoi, ecc.) e di zone depresse ove sedimentano sabbie bioclastiche, anche grossolane, distribuite in fasce che circondano gli alti biocostruiti. Le bioherme presenti in questa unità sono generalmente di dimensioni non cartografabili alla scala della carta.

Le principali aree con fondali ricoperti da sabbie bioclastiche e/o incrostanti da coralligeno sono ubicate tra 60 e 100 m di profondità (tavola allegata al foglio). In molti casi il coralligeno si imposta sugli affioramenti delle testate di strato. Alcune biocostruzioni presenti in questo settore della piattaforma sono state descritte da TAVIANI & TRINCARDI (1987).

2.2.6. - *Depositi di piattaforma (g₁₈)*

Si tratta di sedimenti con componente pelitica prevalente, distribuiti nell'intervallo batimetrico compreso tra 30-40 m e il ciglio della piattaforma (tavola allegata al foglio).

Detti sedimenti caratterizzano gran parte dei fondali della piattaforma, a meno delle aree colonizzate da coralligeno e ove affiorano le testate di strato.

Le peliti formano un deposito piuttosto continuo la cui formazione è iniziata circa 6-8000 anni fa e prosegue attualmente in condizioni eustatiche sostanzialmente invariate.

Dal punto di vista sismostratigrafico, i depositi sono caratterizzati da una facies sismica trasparente, passante verso terra ad una facies ancora trasparente ma con frequenti riflettori ad alta ampiezza e bassa continuità. Questo assetto è indicativo di una omogeneità di sedimentazione nei settori più profondi, ove predominano i processi di decantazione, mentre nelle zone a batimetria minore la presenza di sottili livelli di sedimento più grossolano intercalati alle peliti potrebbe derivare dalla saltuaria deposizione in occasione degli eventi meteomarinari di maggiore intensità.

Nel dettaglio, i sedimenti affioranti sul fondale variano da peliti a peliti sabbiose. I termini pelitico-sabbiosi sono grosso modo distribuiti secondo una fascia parallela alle isobate, il cui limite inferiore è situato a profondità variabili tra ~40 e 70 m; i termini pelitici si ritrovano invece nei settori più esterni della piattaforma.

A differenza di quanto avviene poco più a nord, dove grazie agli apporti distali del Tevere i sedimenti pelitici raggiungono spessori ancora considerevoli fino al traverso di Capo d'Anzio, nell'area del Foglio lo spessore delle peliti di piattaforma è in genere molto ridotto (mediamente meno di 3-4 m) per la mancanza di apporti fluviali significativi nell'area.

2.2.7. - *Depositi relitti* (m_{10})

L'unità dei depositi relitti è costituita da sedimenti sabbiosi formati durante la trasgressione legata all'ultima fase di risalita del livello del mare. Essa affiora in piattaforma esterna nell'area circoscritta dagli affioramenti della serie clinostratificata e dalle *bioherme*. Per esigenze di rappresentazione cartografica, i depositi rappresentati nella tavola allegata al foglio comprendono anche alcune aree con ridotta copertura pelitica (non superiore a 50 cm di spessore).

PROGETTO
CARG

XVII - CARATTERI MORFOLOGICI

1. - GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE PENINSULARI

La spiaggia attuale, sabbiosa, è limitata verso terra da un cordone dunare parallelo alla linea di costa, solo parzialmente consolidato dalla vegetazione della macchia mediterranea. Dietro di esso si estende una fascia depressa, fino a poco più di un metro al di sotto dell'attuale livello del mare, che ospita i laghi costieri di Fogliano, Monaci, Caprolace e Sabaudia (quest'ultimo al di fuori dell'area del Foglio), caratterizzati da acque salmastre e da zone paludose marginali (fig. 69).



Fig. 69 - Zona paludosa Pantani dell'Inferno, margine SE del lago di Caprolace.

Nel retrostante territorio restano tracce di un più antico e complesso sistema dunare, divenuto ormai sub-pianeggiante per la forte rielaborazione prodotta dall'attività antropica. Maggiori evidenze di questo paleo-paesaggio possono essere desunte dalle numerose carte topografiche storiche esistenti per quest'area. La più antica di tali carte (1500 circa), realizzata per pianificare opere di bonifica su incarico di Giuliano dei Medici, è ascrivibile a Leonardo da Vinci.

Nel suo complesso tale sistema presenta una debole pendenza (0,38%) verso mare e raggiunge la sua culminazione altimetrica in corrispondenza di un allineamento, ad andamento NO-SE, che interessa solo lo spigolo NE del Foglio, in corrispondenza di Borgo S. Donato (25 m s.l.m.) (fig. 70).

Tale culminazione è circa equidistante dal Fiume Sisto, qui parallelo alla linea di riva, e dalla linea di costa; oltre l'area del Foglio, verso l'entroterra, la pendenza si inverte, assumendo una immersione verso i rilievi carbonatici (fig. 71).

Le tracce ancora individuabili degli assi degli antichi cordoni dunari formano fasce parallele all'attuale linea di riva; tali relitti di dune tendono ad assumere un diverso andamento verso Rio Martino rastremandosi verso di esso; ciò potrebbe indicare un andamento della linea di costa diverso dall'attuale.

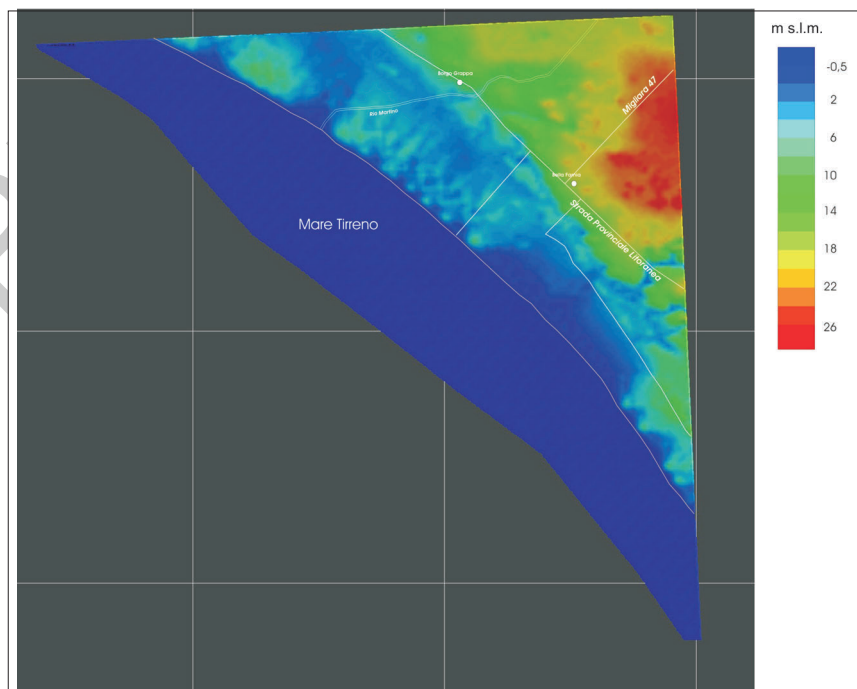


Fig. 70 - Modello digitale dell'area emersa.

il cui attuale andamento da ENE-OSO a circa E-O, sebbene ricalchi il loro naturale corso, è anch'esso il risultato delle opere di bonifica succedutesi nel tempo. Indizi del loro tracciato originario e del controllo esercitato su questo dal sistema dunare più antico sono osservabili in diversi settori; la presenza di un antico sbarramento dunare è registrata dagli angoli quasi retti che alcune linee di impluvio formano in corrispondenza del cordone dunare adiacente al Canale Nocchia.

Le sistemazioni idrauliche hanno modificato, oltre al tracciato degli alvei che confluivano nei bacini litoranei, anche l'assetto originario degli stessi invasi naturali, che hanno acquisito nel tempo rive ben definite e quasi rettilinee. Le variazioni dell'andamento del reticolo idrografico e di quegli elementi morfologici naturali ormai mascherati dai massicci interventi antropici sono rilevabili anche dall'analisi delle carte storiche; di particolare interesse è la rappresentazione della culminazione del sistema dunare più antico, che funge da spartiacque per i piccoli corsi d'acqua irregolari originari, evidenziata in modo marcato nella carta di COLLINS (1800), (fig. 71) e oggi quasi impercettibile. Tale rappresentazione consente inoltre di rilevare una complessiva stabilità morfologica di questo tratto di litorale laziale.

2. - GEOMORFOLOGIA DELLA PARTE SOMMERSA PENINSULARE

I fondali dell'area in esame raggiungono profondità massime di ~145 m e appartengono alla piattaforma continentale del Lazio meridionale. Il ciglio della piattaforma viene raggiunto solo nel settore SO dell'area, alla profondità di circa 130-135 m (tavola allegata al foglio).

Questa porzione della piattaforma laziale fa parte di un più ampio settore, che si estende da Capo d'Anzio al promontorio del Monte Circeo, i cui caratteri fisiografici si differenziano per la maggiore ampiezza (20-22 km) e minore acclività (~0.3°).

La morfologia dei fondali è piuttosto articolata, sia sottocosta che su gran parte della piattaforma. Sottocosta, i lineamenti morfologici principali sono associati alle secche circostanti Torre Astura, ai depositi del prisma litorale e alle praterie di *Posidonia oceanica*. In piattaforma, dato il ridotto spessore delle peliti di alto stazionamento (spesso assenti in piattaforma esterna), la morfologia dei fondali è controllata dall'affioramento delle unità della serie clinostratificata pleistocenica e delle unità deformate più antiche, e, a livello locale, dalla presenza di *bioherme*. Sempre in piattaforma esterna blande variazioni morfologiche sono dovute alla presenza dei depositi trasgressivi della sequenza deposizionale tardo quaternaria. Uno schema dei principali lineamenti morfologici presenti nell'area è illustrato in figura 72.

Nel dettaglio, nel settore sottocosta compreso tra Foce Verde e il limite orientale del Foglio, è presente con continuità una fascia a morfologia articolata, causata dalla presenza di barre sabbiose litorali che si estendono parallelamente al litorale fino ad una profondità massima di ~4 m.

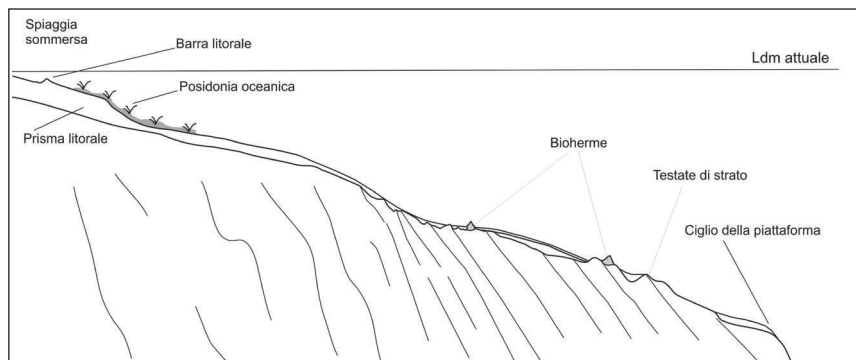


Fig. 72 - Schema dei principali lineamenti morfologici.

Proseguendo verso il largo, nel medesimo settore, si trovano i depositi del prisma litorale che generano un pendio piuttosto continuo che si estende fino a 15-40 m di profondità; il pendio ha morfologia regolare e pendenze variabili tra circa 0.5° nel settore NO e circa 2° nel settore SE. L'aumento della pendenza verso SE è graduale ed è accompagnato da un incremento della profondità alla quale il pendio si riduce bruscamente (da -15 m a NO a -40 m a SE). Infatti, oltre queste profondità, il fondale diviene meno acclive (valori medi di 0.1°), a seguire l'andamento della parte distale dei depositi del prisma litorale (fig. 66). Il motivo dell'aumento della profondità della base del pendio (e quindi dell'inclinazione del pendio) non è ben chiaro, a livello ipotetico si potrebbe immaginare una graduale maggiore esposizione del paraggio alle mareggiate di ponente (più frequenti e di maggiore intensità in quest'area; DE GIROLAMO, 2001) e/o all'azione di protezione del litorale ad ovest del Lago Monaci dovuta alla presenza delle secche di Torre Astura.

Variazioni morfologiche a più piccola scala, ma comunque significative, sono dovute alla presenza di fanerogame marine che colonizzano in maniera diffusa i fondali situati al largo di Torre Astura e del lago di Fogliano, tra 5-15 m e 25-35 m di profondità.

Oltre i 40-50 m di profondità, il fondale si approfondisce in maniera piuttosto regolare. Tuttavia, su vasti settori della piattaforma esterna (fino a circa 100-120 m di profondità), la morfologia torna ad essere molto articolata, con dislivelli anche di diversi metri, dovuti alla presenza di relitti d'erosione (fig. 73).

Questi in genere coincidono con testate di strato più competenti o con livelli maggiormente diagenizzati/incrostatati della serie pleistocenica, vedi la tavola allegata al foglio e la figura 73. La presenza di morfologie rilevate rispetto ai fondali circostanti e di un substrato "duro" ha inoltre favorito l'attività di organismi incrostanti che spesso ne hanno accresciuto i dislivelli.

Nel dettaglio, le testate di strato sono morfologie peculiari prodotte da fenomeni di erosione differenziale che hanno interessato la serie clinostratificata pleistocenica e le unità deformate più antiche. Tali fenomeni erosivi si sono veri-

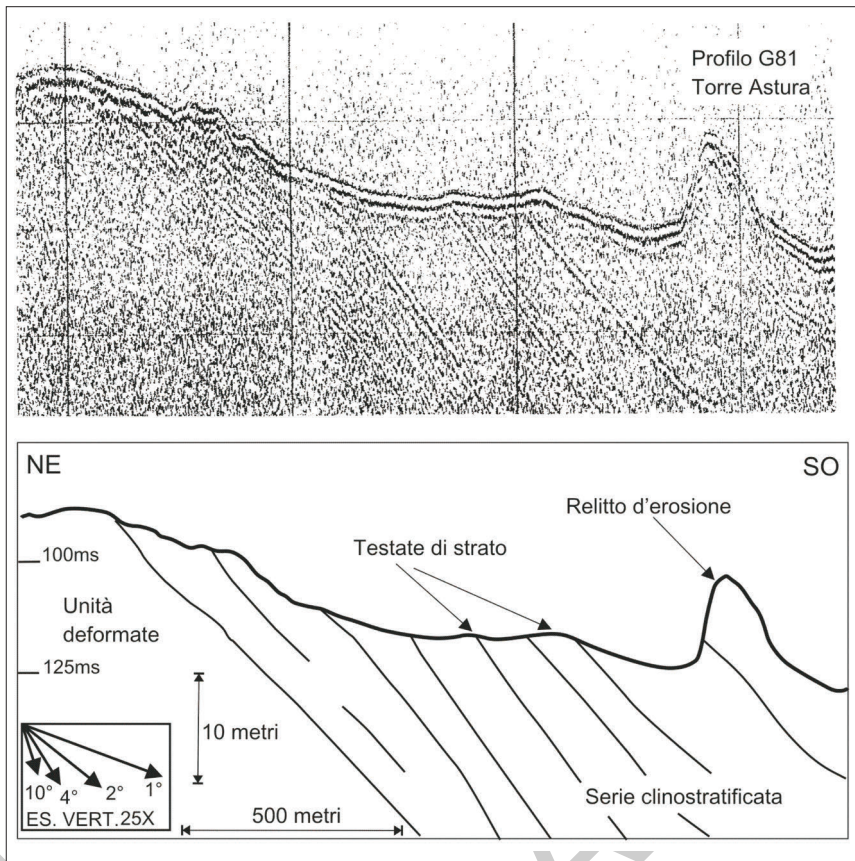


Fig. 73 - Profilo sismico Bubble Pulsar perpendicolare alla costa al traverso di Torre Astura (per l'ubicazione del profilo si veda figura 65). La morfologia articolata di questo settore della piattaforma è dovuta all'affioramento delle testate di strato delle unità della serie clinostratificata e delle unità deformate.

ficati principalmente in ambiente subaereo, nel corso delle fasi di emersione della piattaforma. A questi si sono probabilmente aggiunti processi erosivi avvenuti in ambiente litorale per la migrazione della linea di costa, sia durante le stesse fasi di caduta eustatica (con formazione di una superficie di erosione marina regressiva) sia nelle fasi di risalita del livello del mare (con formazione della superficie di *ravinement*, ossia di erosione marina trasgressiva).

Le testate di strato determinano un andamento molto articolato del fondo marino su un vasto settore della piattaforma esterna (tavola allegata al foglio). In questo settore, che si estende con andamento circa parallelo alla linea di costa,

sono presenti numerosi alti morfologici e depressioni con dislivelli massimi di circa 20 ms t.d. (circa 15 m), livellati solo in parte dalla sedimentazione successiva. I processi di erosione che hanno prodotto tali morfologie hanno agito in maniera selettiva in relazione alla diversa competenza degli strati, producendo un dislivello che in genere aumenta al crescere della pendenza degli strati.

Il settore ove affiorano o sub-affiorano le testate di strato ha limiti molto articolati, una larghezza variabile da 1 a 6 km, ed è mediamente situato a profondità comprese tra 60 m e 120 m. Numerose aree con copertura pelitica ne interrompono la continuità. Inoltre, tra 50 e 80 m di profondità, gli affioramenti delle testate di strato sono intensamente colonizzati da coralligeno, così come indicato dai dati sonar a scansione laterale che mostrano la presenza di sedimento grossolano, probabilmente bioclastico.

2.1. - LINEAMENTI ASSOCIATI ALLA PRESENZA DI GAS NEI SEDIMENTI

Morfologie probabilmente prodotte da gas presente nei sedimenti sono state rilevate nel settore SO dell'area, a profondità di 100-110 m (tavola allegata al foglio). Si tratta di piccole depressioni con diametro medio di 10-15 m (fino ad un massimo di 40 m) identificate sui dati *side scan sonar* (fig. 74). Le depressioni sono distribuite con densità piuttosto variabile all'interno di un'area di ~5 km², allungata parallelamente alle isobate. Esse interessano i sedimenti pelitici

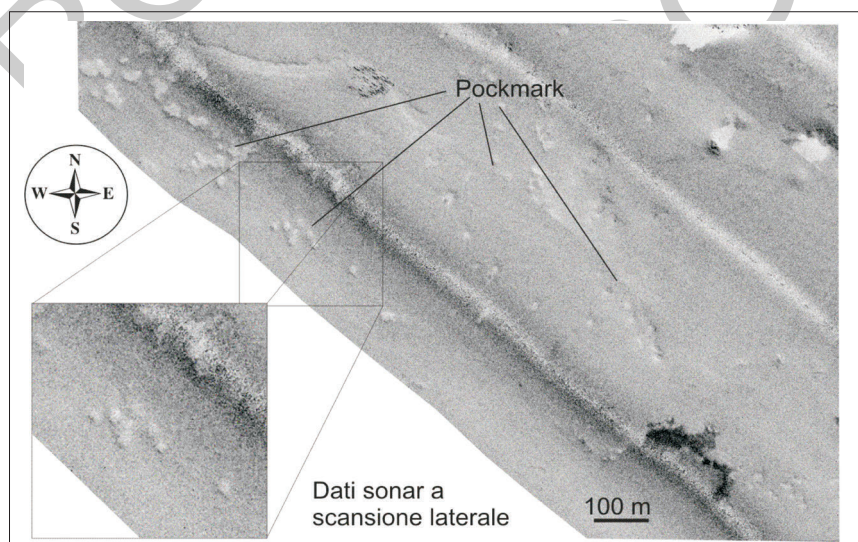


Fig. 74 - Immagine sonar a scansione laterale al largo di Torre Astura. In quest'area il fondale è articolato in numerose depressioni, probabilmente originate dalla fuoriuscita di gas intrappolato nei sedimenti (*pockmark*).

dei depositi di piattaforma e si sviluppano in parte nell'area con le testate di strato sub-affioranti.

Le morfologie depresse sono riferibili a *pockmark* (HOVLAND & JUDD, 1988) ossia strutture dovute alla fuoriuscita repentina di fluidi dal sottofondo marino. L'esistenza di *pockmark* in quest'area è in accordo con la presenza sui dati sismici di anomalie di ampiezza all'interno della serie clinostratificata pleistocenica, indicative della presenza di gas a piccola profondità al di sotto del fondo marino.

XVIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - EROSIONE COSTIERA

Le dune costiere e le spiagge sabbiose sono il risultato di un delicato e complesso equilibrio dinamico tra gli apporti solidi dei fiumi (quantità, peso, forma e dimensioni dei sedimenti disponibili per l'accumulo), il moto ondoso, le correnti litoranee (elemento di secondaria efficacia su questo litorale rispetto all'azione delle onde, anch'essa peraltro frenata dall'attrito con la piattaforma), le maree ed i venti, tutti fattori che si riflettono sugli spostamenti della linea di costa, anche in relazione alla conformazione dei fondali antistanti: tutto ciò senza considerare più in generale le oscillazioni eustatiche e i movimenti tettonici. Anche i manufatti intervengono a modificare l'equilibrio della dinamica costiera, e non solo le opere costruite direttamente sulla costa, ma anche lungo i corsi d'acqua e sul sistema dunare dell'entroterra. Infatti le dune rivestono un ruolo fondamentale contro l'erosione costiera, perché formano una barriera alla dispersione della sabbia nell'entroterra e ad eventuali inondazioni per forti eventi meteo-marini, e costituiscono una riserva di sedimento per il naturale ripascimento estivo dell'arenile ad opera del moto ondoso.

Questa ricostruzione della spiaggia, che stagionalmente si alterna alle mareggiate provocate dai venti meridionali che incidono l'arenile con onde di tempesta, è sostenuta dai venti deboli regnanti provenienti da Ovest (con *fetch* di soli 220 km circa). Quando invece il moto ondoso è favorito dall'orientamento dei venti dominanti, si verificano le suddette mareggiate che provocano sulla linea di costa trasformazioni vistose, ma abbastanza localizzate.

L'arretramento generale del litorale invece può dipendere da altri fattori: principalmente dalla riduzione dell'apporto solido dei corsi d'acqua per prelievi di inerti dagli alvei e per sbarramenti fluviali, dalla demolizione delle

dune, dalla subsidenza del territorio e anche dall'inquinamento delle acque, perché contribuisce alla scomparsa della *Posidonia oceanica* che stabilizza e protegge dall'erosione i fondali sabbiosi e ostacola la dispersione - e quindi la perdita - della sabbia oltre la massima profondità di azione del moto ondoso; tutto questo senza escludere fenomeni di erosione costiera dovuti a contingenti variazioni delle condizioni meteomarine, che si verificano però generalmente a lungo termine. Perfino alcuni interventi di difesa costiera, soprattutto quelli di tipo rigido, possono contribuire ad ampliare i fenomeni erosivi in settori limitrofi alle opere stesse, perché modificano i flussi dei sedimenti lungo costa; per il tratto di litorale ricadente in questo Foglio il verso prevalente del trasporto dei sedimenti lungo la riva è da SE verso NO. Attualmente in questo tratto di costa si verifica una tendenza erosiva con la riduzione dell'arenile.

Tale situazione di degrado e di rischio può arrivare ad interessare persino la sede stradale litoranea in caso di eventi particolarmente violenti di precipitazioni e mareggiate, durante i quali la duna subisce uno scalfamento al piede con conseguenti franamenti ed una erosione da ruscellamento concentrato: infatti la costruzione della strada ha eliminato parte della copertura vegetale, contribuendo ad aprire varchi che ne hanno interrotto la continuità del manto protettivo ed hanno in tal modo agevolato l'erosione della duna con profondi solchi di ruscellamento, in cui successive mareggiate potrebbero persino riuscire a penetrare.

Per un corretto monitoraggio dello stato di conservazione del litorale non è sufficiente quantificare le variazioni dei parametri topografici delle diverse zone morfologiche che costituiscono il profilo della spiaggia (pendenza, quote, distanze tra gli elementi caratteristici, ecc.), ma occorre considerare anche le numerose altre componenti del complesso ecosistema cui si è fatto cenno.

2. - LAGHI COSTIERI

L'equilibrio ambientale di questo tratto di costa è estremamente fragile perché, oltre ad essere caratterizzato dalla instabilità dinamica tipica delle linee di riva sabbiose, esso è per di più sede di bacini salmastri, che sono sistemi effimeri in quanto soggetti ad una variabilità spazio-temporale dei parametri chimico-fisici. Gli interventi di bonifica nella zona umida costiera delle paludi pontine hanno imposto un regime di flusso controllato, facendo defluire nei bacini e al mare le acque stagnanti sollevate dalle idrovore attraverso una rete di canali ben arginati; ma negli stagni costieri confluiscono sia l'acqua dolce della falda freatica delle sabbie del sistema dunare, in quantità variabile in relazione ai periodi di piena o di magra dei corsi d'acqua, sia l'acqua marina che durante le mareggiate riesce parzialmente a penetrare attraverso i canali.

Per ulteriori approfondimenti si rimanda al riferimento bibliografico BONO *et alii* (1985).

BIBLIOGRAFIA

- ABICH H. (1841) – *Geologische Beobachtungen uber die vulkanische Erscheinungen und Bildungen in unter u. mittel Italien*, p. 20, Braunschweig.
- AGATE M., INFUSO S., LUCIDO M. & MANCUSO M. (2004) – *Terrazzi Deposizionali Sommersi al largo della Baia di Carini (Sicilia nord-occidentale)*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **58**: 115-124.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., AZZI C., BELLA F., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S. & PETRONE V. (1986) – *Estratto dalla Relazione del "Progetto Laghi Costieri"*: P. BONO, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza" Roma, Amministrazione Provinciale di Latina.
- ALTANER S.P., YLAGAN R.F., SAVIN S.M., ARONSON J.L., BELKIN J.L. & POZZUOLI H.E. (2003) – *Geothermometry, geochronology, and mass transfer associated with hydrothermal alteration of rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy*. Geochim. Cosmochim. Acta, **67** (2): 275-288.
- ALTOBELLI C. (2002) – *Fauna a Briozoi su fondi mobili circolatori dell'Arcipelago Pontino Occidentale*: Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- ALTOBELLI C. (2006) – *Caratterizzazione morfologica e sedimentologica della piattaforma continentale e della scarpata superiore circostante l'Arcipelago Pontino Occidentale*: Tesi di dottorato (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- ALTOBELLI C. & COLLINS L. (2004) – *Temperate carbonate sedimentation of Pontine Carbonate shelf (Central Tyrrhenian Sea, Italy) related to W Australia extratropical deposits*. International Geological Correlation Programme 464 - Continental Shelves during Last Glacial Cycle. Abstracts of the 4th Annual Conference, Roma-Ponza, 28/08/04 - 03/03/2004.
- ANTONIOLI F. & FREZZOTTI M. (1989) – *I sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici compresi nella fascia costiera tra Sabaudia e Sperlonga*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: 321-334.
- ANZIDEI M., BALDI P., CHIOCCI F.L., MARSELLA M., MARTORELLI E. & ZANUTTA A. (2000) – *Integrazione tra un rilievo aerofotogrammetrico e batimetria swath: il DTMM (Digital Terrain and Marine Model) del versante orientale e meridionale dell'Isola di Palmarola (Lazio)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 767-775.
- ARDIZZONE G.D. & BELLUSCIO A. (1996) – *Le praterie di Posidonia oceanica delle coste laziali*. In: *Il mare del Lazio*, Università degli studi di Roma "La Sapienza" e Regione Lazio assessorato opere e reti di servizi e mobilità: 194-217.
- ARTALE V., ASTRALDI M., BUFFONI G. & GASPARINI G.P. (1994) – *Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea*. Journal of Geophysical Research, Oceans, **99**, C7: 14.127-14.138.
- BALOCO A. (2002) – *Analisi tessiturale e composizionale dei sedimenti recenti dell'arcipelago Pontino occidentale*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1967) – *Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle isole dell'Arcipelago Pontino*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 581-606.
- BARTOLE R. (1984) – *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Bollettino di Oceanografia Teorica ed Applicata, **II**, **3**: 197-230.
- BASSO D. (1998) – *Deep rhodolith distribution in the Pontian Islands, Italy: a model for the paleoecology of a temperate sea*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **137**: 173-187.
- BASSO D., CORSELLI C. & MORBIOLI C. (2004) – *Rhodolith facies development during the holocene sea level rise at the pontian islands shelfbreak*. International Geological Correlation Programme 464 - Continental Shelves during Last Glacial Cycle. Abstracts of the 4th Annual Conference. Roma-Ponza, 28/08/04 - 03/03/2004.
- BELLINO M. (2003) – *Affioramenti vulcanici sottomarini dell'Arcipelago Pontino occidentale: caratteri petrologici e morfoacustici*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- BELLUCCI F., GRIMALDI M., LIRER L. & RAPOLLA A. (1997) – *Structure and geological evolution of the island of Ponza, Italy: inferences from geological and gravimetric data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **79**: 87-96.
- BERTI T. (1884) – *Paludi Pontine*. pp. 314, Roma.

- BIGNAMI F., MANZELLA M.R., SALUSTI E. & SPARNOCCHIA S. (1996) – *Circolazione delle acque*. In: *Il Mare nel Lazio*, Università di Roma La Sapienza e Regione Lazio, 3-25.
- BLANC A.C. (1936) – *Sulla stratigrafia quaternaria dell'Agro Pontino e della bassa Versilia*. Boll. Soc. Geol. It., **55**: 375-396.
- BONO P., GLIOZZI E., MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1985) – *Seminario informativo sul Progetto "Laghi costieri"*. Terracina, 1985. Ed. Università degli Studi di Roma.
- BOSENCE D.W.J. (1983) – *The occurrence and ecology of recent Rhodoliths* – A review. In: T.M. PERYT (Ed.), *Coated Grains*: 225-242.
- BOSMAN A. (2000) – *Analisi dati sonar a scansione laterale a grande copertura (T.O.B.I.) sulla scarpata continentale antistante l'Arcipelago Pontino*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- BOSMAN A., CHIOCCI F.L., MARTORELLI E. & SPOSATO A. (2004) – *The Western Pontine Island continental slope, erosional and instability processes related to morphostructural setting (Tyrrhenian Sea)*. Abstracts of the 32nd International Geological Congress Firenze, 20-28 Agosto 2004.
- BRANDANO M., CIVITELLI G. & VENEZIANO P. (2004) – *The carbonate sedimentation in the Pontinian shelf: facies, controlling factor and record of the events*. International Geological Correlation Programme 464 - Continental Shelves during Last Glacial Cycle. Abstracts of the 4th Annual Conference. Roma-Ponza dal 28/08/04 al 03/03/2004.
- BRANDANO M. & CORDA L. (2002) – *Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy*. Terra Nova, **14**: 257-262.
- BRUNAMONTE F. & SERVA L. (1990) – *Subsidenza e distribuzione dei terreni ad elevata componente organica nella Pianura Pontina (Lazio Meridionale)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **25**: 235-262.
- CADEAUX A., PINTI D.L., AZNAR C., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (2005) – *New chronological and Geochemical constraints on the genesis and geological evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy)*. Lithos, **81**: 121-151.
- CANALS M. & BALLESTEROS E. (1996) – *Production of carbonate particles by phyto-benthic communities on the Mallorca-Menorca Shelf, northwestern Mediterranean Sea*. Deep-Sea Res., **44**: 611-629.
- CAPUTO C., D'ALESSANDRO L., LA MONICA G.B., LANDINI B. & LUPA PALMIERI E. (1991) – *Present erosion and dynamics of Italian beaches*. Zeitschrift fuer Geomorphologie. Suppl. Bd. **81**, 31-39 + 1 c. alleg.
- CARANANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J.D. & SIMONE L. (1998) – *Carbonate lithofacies as paleo-latitude indicators/problems and limitations*. Sedimentary Geology, **60**: 333-346.
- CARMASSI M., DE RITA D., DI FILIPPO M. & FUNICIELLO R. (1983) – *Geology and volcanic evolution of the island of Ponza, Italy*. Geol. Rom., **22**: 211-232.
- CARON V., NELSON C.S. & KAMP P.J.J. (2004) – *Transgressive surfaces of erosion as sequence boundary markers in cool-water shelf carbonates*. Sedimentary Geology, **164**: 179-189.
- CARRARA C., CONATO V. & DAI PRA G. (1986) – *Segnalazione di sedimenti pliocenici nell'isola di Palmarola (Isole pontine, Italia centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 127-131.
- CARRARA C., CONATO V. & DAI PRA G. (1993) – *Marine and continental Plio-Quaternary deposits of the Pontine islands*. In: *Quaternary Stratigraphy in Volcanic Areas*, Field Excursion Guide Book, Rome: 53-61.
- CARRARA C., CREMASCHI M. & DAI PRA G. (1994) – *Oscillazioni del livello marino, depositi e morfogenesi continentali nelle Isole Pontine (Italia centrale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **17**: 139-153.
- CARRARA C. & DAI PRA G. (1992) – *Depositi olocenici di spiaggia sollevati (isola di Palmarola, Italia centrale)*. Il Quaternario, **5**: 99-104.
- CASSATA L. (2002) – *Analisi della frazione bioclastica nei sedimenti dei fondali dell'Arcipelago Pontino occidentale*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- CAULET J. (1972) – *Recent biogenic calcareous sediments on the Algerian continental shelf*. In: *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, D. J. STANLEY (Ed.): 261-277.
- CHIOCCI F.L., D'ANGELO S. & ROMAGNOLI C. (2004a) – *Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **58**: 197 pp.
- CHIOCCI F.L., D'ANGELO S., ROMAGNOLI C. & RICCI LUCCHI F. (2004b) – *Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane - Considerazioni conclusive*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **58**: 187-194.

- CHIOCCI F.L., ERCILLA G. & TORRES J. (1997) – *Stratal architecture of Western Mediterranean Margins as the result of the stacking of Quaternary lowstand deposits below glacio-eustatic fluctuation base-level*. *Sedimentary Geology*, **112**: 195-217.
- CHIOCCI F.L., MARTORELLI E. & BOSMAN A. (2003) – *Cannibalization of a continental margin by regional scale mass wasting: an example from the central Tyrrhenian Sea*. In: J. LOCAT & J. MIENERT (Eds.): *Submarine Mass Movements and their consequences*. Kluwer Academic Publishers: 409-416.
- CHIOCCI F.L. & ORLANDO L. (1996) – *Lowstand terraces on tyrrhenian sea steep continental slopes*. *Marine Geology*: **134**: 127-143.
- CHIOCCI F.L. & ORLANDO L. (2004) – *Terrazzi Deposizionali Sommersi alle Isole Pontine (Lazio meridionale)*. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.*, **58**: 37-46.
- CHIOCCI F.L. & ROMAGNOLI C. (2004) – *Terrazzi Deposizionali Sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia)*. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.*, **58**: 81-112.
- CIMARELLI C., DE RITA D. & FABBRI M. (2003) – *Facies association of submarine dome complexes: examples from Italy* - Oral presentation at the IUGG 2003, Sapporo, Japan.
- CONFORTO B. (1955) *Contributo alla conoscenza idrogeologica della fascia costiera laziale*. "Geotecnica", n. **6**, Roma.
- CONTE A.M. & DOLFI D. (2002) – *Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene Volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian Sea, Italy)*. *Mineralogy and Petrology*, **74**: 75-94.
- CONTE A.M., DOLFI D., MARTORELLI E. & CHIOCCI F.L. (2003) - *Aspetti petrologici dei prodotti magmatici delle Isole Pontine occidentali in relazione all'ambiente geodinamico*. Atti del 4° Forum Italiano di Scienze della Terra – FIST GEOITALIA 2003 - Bellaria, 16-18 settembre 2003.
- CONTE A.M. & SAVELLI C. (1994) – *Vulcanismo orogenico dell'isola di Ponza: rioliti calcalcaline ed evoluzione trachiti-comenditi di serie shoshonitica*. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.*, **49**: 333-346.
- CORSELLI C., BASSO D. & GARZANTI E. (1994) – *Paleobiological and sedimentological evidence of Pleistocene/Holocene hiatuses and iron stones formation at the Pontian islands shelf break (Italy)*. *Marine Geology*, **117**: 317-328.
- CORSINI S., INGHILESI R., FRANCO L. & PISCOPIA R. (2006) – *Atlante delle onde nei mari italiani*. Apat-Università degli Studi di "Roma Tre". IGER, Roma, 2006: pp. 134.
- DE GIROLAMO P. (2001) – *Regime del moto ondoso*. In: "Studio meteomarinò della costa laziale", Università degli Studi di Roma "La Sapienza" e Regione Lazio – Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità: 34-69.
- DE RITA D., DOLFI D., GIMENO D., SOLIGO M., MOLLO S. & CIMARELLI C. (2005) – *Date geocronologiche e dati di terreno: un rapporto spesso difficile. Gli esempi di Panarea nell'arcipelago dell'Eolie e delle vulcaniti acide del Lazio*. Abstract della FIST di Spoleto.
- DE RITA D., FABBRI M. & CIMARELLI C. (2004a) – *Stratigraphy in volcanic areas: the case of the Northern Pontine Archipelago*. Abstract del 32° International Geological Congress Florence, Italy.
- DE RITA D., FABBRI M. & CIMARELLI C. (2004b) – *Evoluzione pleistocenica del margine tirrenico dell'Italia centrale tra eustatismo, vulcanismo e tettonica*. *Il Quaternario*, **17** (2/1): 523-536.
- DE RITA D., FABBRI M., GIORDANO G., RODANI S. & TRIGARI A. (2000) – *L'utilizzo delle Unità stratigrafiche a Limiti Inconformi in ambiente vulcanico e vulcanoclastico: proposta di una metodologia di terreno e di organizzazione informatica dei dati*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**: 749-760.
- DE RITA D., FUNICIELLO R., PANTOSTI D., SALVINI F., SPOSATO A. & VELONÀ M. (1986) – *Geological and structural characteristics of the Pontine islands (Italy) and implication with the evolution of Tyrrhenian margin*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**: 55-65.
- DE RITA D., FUNICIELLO R., PANTOSTI A. & VELONÀ M. (1989) – *Caratteristiche geologico strutturali delle isole pontine nord-occidentali*. Atti Convegno "Incontro con la Geologia", Sabaudia 15 Dicembre 1984.
- DE RITA D., GIORDANO G. & CECILI A. (2001) – *A model for submarine rhyolite dome growth: Ponza Island (Central Italy)*. *Journ. Volc. Geotherm. Res.*, **107**: 221-239.
- DI FILIPPO M., PIRO S., TORO B. & VERSINO L. (1984) – *Rilievo magnetometrico dell'isola di Ponza*. Atti del III convegno annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida. Roma 14-16 Novembre 1984.
- DI SABATINO B. (1979) – *Contributo allo studio del basamento metamorfico del Lazio: Studio petro-*

- logico delle metamorfiti "verrucane" del sondaggio "Perugia 2" e delle clastiti e peliti "verrucane" dell'isola di Zannone (Isole Pontine). *Per. Min.*, **48**: 127-137.
- DIVIACCO G., SPADA E. & VIRNO LAMBERTI C. (2001) – *Le fanerogame marine del Lazio. Descrizione e cartografia delle praterie di Posidonia oceanica e dei prati di Cymodocea nodosa*. ICRAM, Roma, 2001: pp. 113.
- DOELTER C. (1876) – *Il gruppo vulcanico delle isole di Ponza*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.; **3**, parte I, (traduzione della Memoria pubblicata a Vienna nel 1975).
- DOGLIONI C. (1991) – *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions; possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. *Terra Nova*, **3** - no. 4: 423-434.
- DOLOMIEU D. (1788) – *Mémoire sur les îles Ponces*. Paris.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1994) – *Late Pleistocene N-S shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological*.
- FABBRI M., DE RITA D., LOMBARDI L. & CIMARELLI C. (2004) – *The Ponza, Palmarola and Zannone islands (Pontine archipelago, Central Italy): a natural laboratory illustrating the relationship between geology and human activities*. Abstract, 32° International Geological Congress Florence, Italy.
- FAIRBANKS R.G. (1989) – *A 17,000 year glacial eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation*. *Nature*, **342**: 637-641.
- FALESE F.G. (1991) – *Sismostratigrafia dei depositi recenti di piattaforma tra il Fiume Tevere e Capo Circeo*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- FAVALI P., BERENZOLI L. & MARAMAI A. (2004) – *Review of the Tyrrhenian Sea seismicity: how much is still to be known?* Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **46**: 57-70.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) – *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- FOLK R.L. (1954) – *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. *Journal of Geology*, **62**: 344-359.
- FORNOS J.J. & AHR W.M. (1997) – *Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spagna*. *Journal of Sedimentary Research*, **67** - No. 2: 364-373.
- FORTIS G.B. (1794) – *Osservazioni litografiche sulle isole di Ventotene e Ponza*. Mem. Accad. Padova.
- FREZZA V., CARBONI M.G. & MATTEUCCI R. (2005) – *Recent foraminiferal assemblages near Ponza Island (Central Tyrrhenian Sea, Italy)*. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, **44** (2): 155-173.
- GALLOWAY W.E. (1989) – *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**: 125-142.
- GIAMPAOLO C. & LO MASTRO S. (2000) – *Analisi quantitativa delle argille mediante diffrazione a raggi X*. CNR, Istituto di ricerca sulle argille. V Corso di formazione AIPEA. Metodi di Analisi di Materiali Argillosi. Tito Scalo, 28-30 Settembre 1999.
- GIOVAGNOTTI C., RONDELLI F. & PASCOLETTI M.T. (1980) – *Caratteristiche geomorfologiche e sedimentologiche delle formazioni quaternarie del litorale laziale tra T.re Astura e il M. Circeo*. *Annali della Facoltà di Agraria*, **34**: 171-235.
- HAJASH A. & CHANDLER G.W. (1981) – *An experimental investigation of high temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite*. *Contr. Mineral. Petrol.* **240**-254.
- HAMILTON W. (1776) – *Campi Phlegraei*. Tricoli, pp. 437, Napoli.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) – *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. *Sedimentary Geology*, **92**: 31- 52.
- HERNANDEZ-MOLINA F.J., SOMOZA L., REY J. & POMAR L. (1994) – *Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high-resolution sequence stratigraphy*. *Mar. Geol.*, **120**: 129-174.
- HOPKINS T.S. (1988) – *Recent observations in the intermediate and deep water circulation in the Southern Tyrrhenian Sea*. *Oceanologica Acta*, **9**: 41-50.
- HOVLAND M. & JUDD AG (1988) – *Seabed pockmarks and seepages*. In: *Impact on geology, biology and marine environment*. GRAHAM & TROTMAN, UK: pp. 293.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1995) – *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. *Sedimentary Geology*, **95**: 147-160.

- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R. (1971) – *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth. Sci., **8**: 523–548.
- ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA (1975) – *Portolano del Mediterraneo*. Vol. I-B Basso Tirreno e Ionio occidentale. Genova. Rist. 2002: 95-103.
- ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA (1978) – *Il vento e lo stato del mare lungo le coste italiane e dell'Adriatico*. **1**, Coste del Mar Ligure e coste orientali dell'Alto e Medio Tirreno. Genova.
- JAMES N.P. (1997) – *The cool-water carbonate depositional realm*. In: N.P. JAMES & J.A.D. CLARKE (EDS.), *Cool-Water carbonates*. SEPM, Special Publication, **56**: 1-22.
- JAMES N.P. & CLARKE I.D.S. (eds.) (1997) – *Coll water carbonates*, SEPM, Special Publication, **56**: 309-325.
- JAMES N.P., COLLINS L.B., BONE Y. & HALLOCK P. (1999) – *Subtropical carbonates in a temperate realm; modern sediments on the Southwest Australian shelf*. Journal of Sedimentary Research, **69** (6): 1297-1321.
- JUDD J.W. (1875) – *Contribution to the study of volcanoes (Lipari, Vulcano, Stromboli, Ischia, Ponza Islands, the grate craterlakes of central Italy)*. Geol. Mag. **2**: 134. London.
- KASTENS K.A. et alii (1990) – *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Results, **107**: 3-26.
- LAMBECK K., ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A. & ESPOSITO A. (2004) – *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, **224**: 563–575.
- LA MONICA G.B. & RAFFI R. (1996) – *Morfologia e sedimentologia della spiaggia e della piattaforma continentale interna*. In: *Il Mare del Lazio*, Università degli Studi di Roma “La Sapienza” e Regione Lazio –Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità: 62-86.
- LASCARATOS A., ROETHER W., NITTIS K. & KLEIN B. (1999) – *Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review*. Progress in Oceanography, **44**: 5–36.
- LECLAIRE L. (1972) – *La sedimentation holocène sur le versant méridional du Bassin Algéro-Baléares (Précontinent algérien)*. Mém. Muséum (Série C – Sc. De la Terre), **24**: 1-391.
- LEES A. (1975) – *Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation*. Marine Geology, **19**: 159-198.
- LEES A. & BULLER A.T. (1972) – *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. Marine Geology, **13**: 1767-1773.
- LE MAÎTRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORESENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A.R. & ZANETTIN B. (1989) – *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.
- LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) – *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale; la nuova carta della Moho. Geodynamics of the Tyrrhenian and the south-central Apennines; new maps of the Moho*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1): 121-140.
- LOGAN B.W., HARDING J.L., AHR W.M., WILLIAMS J.D. & SNEAD R.G. (1969) – *Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico*. Am Assoc. Petroleum Geologist, Memoir, **5**: 198.
- LOMBARDI L. (1996) – *Ponza, impianti idraulici romani*. Fratelli Palombi Editori, Roma.
- MARANI M., TAVIANI M., TRINCARDI F., ARGNANI A., BORSETTI A.M. & ZITELLINI N. (1986) – *Pleistocene progradation and postglacial events of the NE Tyrrhenian continental shelf between the Tiber river delta and Capo Circeo*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 67-89.
- MARANI M. & ZITELLINI N. (1986) – *Rift structures and wrench tectonics along the continental slope between Civitavecchia and Capo Circeo*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 453-457.
- MARANI M.P. & GAMBERI F. (2004) – *Structural framework of the Tyrrhenian Sea unveiled by seafloor morphology*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **44**: 97-108.
- MARINUCCI E., ALIMONTI C. & GAZZETTI C. (2006) – *Studio sul possibile recupero di pozzi per acqua nella Pianura Pontina*. Acque sotterranee: ricerca, trivellazione, captazione: organo ufficiale dell'A.N.I.P.A., v. **23**: 9-28.
- MARTIN J.M., BRAGA J.C., BETZLER C. & BRACHERT T.C. (1996) – *Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain)*. Sedimentology, **43**: 263-277.
- MARTEORELLI E. (2000) – *Evoluzione recente di due settori tettonicamente attivi del margine conti-*

- mentale tirrenico, ricostruita mediante analisi comparata di dati geofisici ad alta risoluzione e campionamenti mirati*. Tesi di dottorato (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- MARTEORELLI E., ALTOBELLI C., CHIOCCI F.L. & D'ANGELO S. (2004a) – *Geological characters and evolution since LGM of Western Pontine continental shelf (Tyrrhenian Sea)*. International Geological Correlation Programme 464 - Continental Shelves during Last Glacial Cycle. Abstracts of the 4th Annual Conference. Roma-Ponza, 28/08/04-03/03/2004.
- MARTEORELLI E., CHIOCCI F.L., CONTE A.M., BELLINO M. & BOSMAN A. (2003) – *Affioramenti vulcanici sottomarini dell'Arcipelago Pontino occidentale: caratteri petrologici e morfoacustici*. Atti del 4° Forum Italiano di Scienze della Terra – FIST GEOITALIA 2003, 16-18/9, Bellaria.
- MARTEORELLI E., CHIOCCI F.L. & PAZZINI A. (2004b) – *Lowstand depositional terraces surrounding Western Pontine Archipelago (Tyrrhenian Sea)*. Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August, 20-28.
- MILLI S. & ZARLENGA F. (1991) – *Analisi di facies dei depositi tirreniani (Duna rossa) affioranti nell'area di Castelporziano, Pomezia, Roma. Una revisione ambientale*. Il Quaternario, **4** (1b): 233-248.
- MILLMAN J.D., WEILER Y. & STANLEY D.J. (1972) – *Morphology and carbonate sedimentation on shallow banks in the Alboran Sea*; In: D.J. STANLEY (Ed.): *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*: 241-259.
- MILLOT C. (1999) – *Circulation in the Western Mediterranean Sea*. Journal of Marine Systems, **20**: 423-442.
- MONGELLI F. & ZITO G. (1994) – *Thermal aspects of some geodynamical models of Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 21-28.
- MORELLI C. (1975) – *The gravity map of Italy*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **90**, Structural model of Italy; maps and explanatory notes: 427-447.
- MORI A. & VITTORINI S. (1973) – *Ricerche sull'evoluzione e sulla natura del Lago di Paola (Sabaudia)*. IGM - L'universo, A. **53**, n. 3: 637-674 con illustrazioni.
- MOUTON J. (1977) – *Contributo allo studio delle acque sotterranee dell'Agro romano e pontino. L'acqua per la Piana pontina: situazione e prospettive*. Atti del convegno di studio tenutosi a Latina, 8 gennaio 1977: 115-156.
- MULDER T. & ALEXANDER J. (2001) – *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*. Sedimentology, **48**: 269-299.
- MUTTI M. & HALLOCK P. (2003) – *Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints*. Int. Journ. Earth Sci. (Geol Rundsch), **92**: 465-475.
- NELSON C.S. (1988a) – *Non-tropical shelf carbonates – modern and ancient*. Sedimentary Geology, **60**, Special Issue.
- NELSON C.S. (1988b) – *An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates*. Sedimentary Geology, **60**, Special Issue: 3-12.
- NOLI A., DE GIROLAMO P. & SAMMARCO P. (1996) – *Parametri meteomarinari e dinamica costiera*. In: *Il Mare del Lazio*, Università degli Studi di Roma "La Sapienza" e Regione Lazio-Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità: 285-313.
- PALAGIANO C. (1976) – *The principal geographic evidence for the changes in the coastline of Italy from prehistoric times to the present*. Univ. Roma – Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia - Serie A. **1194** International List of Geographical Serials.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of Central Apennines*. Quaderni de "La ricerca scientifica", **90**.
- PAZZINI A. (2004) – *Analisi sismostratigrafica di dettaglio dei depositi quaternari dell'Arcipelago Pontino Occidentale*. Tesi di laurea (inedita), Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- PEDLEY H.M. & GRASSO M. (2002) – *Lithofacies modelling and sequence stratigraphy in microtidal cool water carbonates: a case study from the Pleistocene of Sicily, Italy*. Sedimentology, **49** - 3: 533-553.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) – *Nouveau Manuel de Bionomie Benthique de la Mer Mediterranee*.
- PICHLER H. (1965) – *Acid hyaloclastites*. Bull. Vulcanol., **28**: 293-310.
- PINARDI N. & MASETTI E. (2000) – *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **158**: 153-173.

- PIRMEZ C., PRATSON L.F. & STECKLER M.S. (1998) – *Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems*. Journal of Geophysical Research, **103**, B10: 24141-24158.
- PLINT A.G. & NUMMEDAL D. (2000) – *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In: D. HUNT & R. GAWTHORPE (Eds.): *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Special Publications, **172**: 1-17.
- POMAR L. (2001) – *Types of carbonate platforms: a genetic approach*. Basin Research, **13**: 313-334.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1999) – *Siliciclastic sequence stratigraphy. Concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, **7**: 210.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) – *Eustatic controls on clastic deposition: II. Sequences and systems tract model*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.St.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, **42**: 125– 154.
- PURSER B.H. (Ed.) (1973) – *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*. New York, Springer-Verlag: pp. 471, Berlin.
- RAO C.P. (1996) – *Modern Carbonates—Tropical, Temperate, Polar*. Carbonates, Tasmania: pp. 206.
- RASPAGLIOSI M. (2002) – *Analisi della piattaforma esterna dell'Arcipelago Pontino Occidentale mediante l'integrazione di dati sonar a scansione laterale, R.O.V. e sismici*. Tesi di laurea (inedita). Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980) – *Depositional Sedimentary Environment*. Springer-Verlag N.Y.: pp. 550.
- RELINI G. (2000) – *Nuovi contributi per la conservazione della biodiversità marina nel Mediterraneo*. Biol. Mar. Medit., **7**, 3: 173-211.
- RICKWOOD P.C. (1989) – *Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements*. Lithos, **22**: 247– 263.
- ROBINSON A.R., LESLIE W.G., THEOCHARIS A. & LASCARATOS A. (2001) – *Mediterranean Sea Circulation*. In: *Ocean Currents*, Academic Press: 1-19.
- SABATINI V. (1893) – *Descrizione geologica delle Isole Pontine*. Boll. Reg. Com. Geol. It., **24**: 228-329.
- SALVADOR A. (1987a) – *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Bull. Geol. Soc. America, **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1987b) – *Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies*. Bull. Geol. Soc. America, **99**: p. 440-442.
- SANÉ SCHEPISI E. (2004) – *Studio delle rodoliti dell'Arcipelago Pontino Occidentale attraverso analisi di campioni algali, dati sonar a scansione laterale e immagini R.O.V. (Remote Operated Veichle)*. Tesi di Laurea (inedita). Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- SANÉ SCHEPISI E., ABDELAHAD N., BASSO D. & CHIOCCI F.L. (2004) – *Rhodolith facies distribution on the Pontinian islands shelf*. International Geological Correlation Programme 464 - Continental Shelves during Last Glacial Cycle. Abstracts of the 4th Annual Conference. Roma-Ponza, 28/08/04 – 03/03/2004.
- SARTORETTO S., VERLAQUE M. & LABOREL J. (1996) – *Age of settlement and accumulation rate of submarine "coralligène" (-10 to -60 m) of the northwestern Mediterranean Sea; relation to Holocene rise in sea-level*. Marine Geology, **130**: 317-331.
- SAVELLI C. (1983) – *Età K/Ar delle principali manifestazioni riolitiche dell'isola di Ponza*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 39-42.
- SAVELLI C. (1987) – *K/Ar ages and chemical data of volcanism in western Pontine Islands (Tyrrhenian Sea)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 537-546.
- SAVELLI F. (1943a) – *La bentonite le argille colloidal e le loro applicazioni scientifiche ed industriali*, **21**: 202-213. Hoepli. Milano.
- SAVELLI F. (1943b) – *I giacimenti di bentonite in Italia. La Bentonite, le argille colloidal*. Ulrico Hoepli, Milano: 202-213.
- SCHLAGER W. (1991) – *Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy*. Sedimentary Geology, **70**: 109– 130.
- SCHLAGER W. (1993) – *Accomodation and supply—a dual control on stratigraphic sequences*. Sedimentary Geology, **86**: 111-136.

- SCHLAGER W. (1999) – *Type 3 sequence boundary*. In: *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models*. In: P.M. HARRIS, A.H. SALLER & J.A. SIMO (Eds.), SEPM Special Publication, **63**, Tulsa, Oklahoma: 35–45.
- SCUTTER C.R., CAS R.A.F. & MOORE L. (1998) – *Facies architecture and origin of submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy*. J. Geophys. Res., **103** (B11): 27551-27566.
- SEGRE A.G. (1950) – *Notizie geologiche sull'isola di Zannone, arcipelago Pontino, provincia di Latina. Nota preliminare*. Contr. Scienze Geol. – Suppl. a “La ricerca scientifica”; anno **20**°, 78-83.
- SEGRE A.G. (1952) – *Formazioni quaternarie marine ed eoliche delle isole di Palmarola e Ponza (Mar Tirreno, prov. Latina)*. Contr. Scienze Geol., Suppl. “La ricerca scientifica”; anno **22**°, 129-137.
- SEGRE A.G. (1956) – *Nota sui rilevamenti eseguiti nel Foglio n. 158 Latina, della Carta Geologica d'Italia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (4-5): 569-583.
- SEGRE A.G. (1960) – *Carta Geologica d'Italia Foglio n. 170 Terracina*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- SEIBOLD E. & BERGER W.H. (1993) – *The Sea Floor*. Springer, 3rd edition: pp. 356 Berlin.
- SEND U., FONT J., KRAHMANN G., MILLOT C., RHEIN M. & TINTORE' J. (1999) – *Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea*. Progress in Oceanography, **44**: 37–64.
- SERRAVALLO R. & CRISTOFALO G.C. (1999) – *On the presence of a coastal current of Levantine intermediate water in the central Tyrrhenian Sea*. Oceanologica Acta., **22**, n. 3: 281-290.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2004) – *Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 – Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, ser. III, **8**.
- SHIRAKI R., SAKAI H., ENDO M. & KISHIMA N. (1987) – *Experimental studies on rhyolite and andesite – seawater interactions at 300°C and 1000 bar*. Geochem. Journ., **21**: 139-148.
- SILENZI S., MOLINARO A., DEVOTI S., NISI M.F. & ZARATTINI A. (2004) – *Underwater geomorphological survey of Palmarola Island (Tyrrhenian Sea, Southern Latium): Holocene coastal evolution and neotectonic evidences*. Quaternaria Nova, **8**: 23-35.
- SUMMERHAYES C.P. (1970) – *Phosphate deposits on the Northwest African continental shelf and slope*. Unpublished PhD thesis. University of London.
- SWIFT D.J.P., STANLEY D.J. & CURRAY J.R. (1971) – *Relict sediments on continental shelves: a reconsideration*. Journal of Geology, **79**: 322 - 346.
- TAVIANI M. & TRINCARDI F. (1987) – *Post glacial buildups on the eastern Tyrrhenian outer shelf; an attempt of interpretation*. Coll. Int. Oceanol., C.I.E.S.M., pp. 30.
- TRICOLI G. (1855) – *Monografia per le isole del gruppo ponziano*. Napoli. Ristampa anastatica 1976, Scauri.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988) – *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.St.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*., SEPM Spec. Publ., **42**: 39–45.
- VENEZIANO P. (2005) – *La sedimentazione carbonatica sulla piattaforma Pontina: facies, fattori di controllo e registrazione di eventi*. Tesi di Laurea (inedita). Università degli Studi di Roma “La Sapienza”.
- VEZZOLI L. (1998) – *Attività esplosiva alcalino-potassica pleistocenica dell'Isola di Ponza*. Boll. GNV, **4**: 584-599.
- VOM RATH G. (1886) – *Ueber einen Besuch der Insel Ponza*. Sitzungsberichte der niederrhein. Gesell. Für Natur und Heilkunde, Bonn.
- YLAGAN R.F., ALTANER S.P. & POZZUOLI A. (1996) – *Hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy*. Journ. of Volcanol. and Geother. Res., **74**: 215-231.
- ZITELLINI N., MARANI M. & BORSETTI M. (1984) – *Heat flow and geodynamics in the Tyrrhenian Sea*.