



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 467

SALERNO

A cura di:

G. Pappone⁵, E. Casciello², M. Cesarano², B. D'Argenio¹⁻⁴ e A. Conforti⁴

Con contributi di:

F. Russo³ (Quaternario e Geomorfologia)

E. Casciello², M. Cesarano² (Analisi strutturale)

E. Esposito⁴, S. Porfido⁴ (Sismicità)

S. Perriello Zampelli¹ (Geologia applicata ed idrogeologia)

C. Violante⁴ (Depositi travertinosi)

A. Conforti⁴, M. Sacchi⁴ (Stratigrafia depositi marini)

¹ Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra

² Università degli Studi del Molise, Dipartimento di Scienze e Tecnologie
per l'Ambiente ed il Territorio

³ Università degli Studi del Sannio

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

⁵ Università di Napoli "Parthenope", Dipartimento di Scienze per l'Ambiente

Enti realizzatori:



**Università degli Studi di Napoli
"FEDERICO II"**
Polo di Scienza e Tecnologia
Dipartimento di Scienze della Terra



I.A.M.C. Istituto per l'Ambiente Marino Costiero
C.N.R. Napoli

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo.***

***Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Napoli "Federico II":
D. Stanzione.***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

R. Di Stefano, A. Fiorentino, R. Graziano, F. Papasodaro, P. Perini

Parte a mare: S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici

C. Cipolloni, M. P. Congi, M. G. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa

D. Tacchia, S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ DI NAPOLI "FEDERICO II"

Allestimento editoriale e cartografico

M. Cesarano (area emersa), A. Conforti (area marina)

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

M. Cesarano (area emersa), A. Conforti (area marina)

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati
a cura di **SYSTEMCART** - ROMA*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

C. Russo & R. Piccirillo - Università di Napoli "Federico II"

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

*Stampa: **A.T.I. - S.EL.CA.** srl - **L.A.C.** srl - **SYSTEMCART** srl - 2009*

INDICE

I.	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	9
1.1.	- PARTE A TERRA	9
1.2.	- PARTE A MARE	9
II.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
1.	- AREE EMERSE	13
2.	- AREE MARINE	17
III.	- STUDI PRECEDENTI.....	19
IV.	- STRATIGRAFIA.....	23
1.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE	24
1.1	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV)	25
2.	- UNITÀ TETTONICA M.TI LATTARI-M.TI PICENTINI.....	26
2.1.	- SUCCESSIONE M.TE TOBENNA-M.TI LATTARI.....	28
2.1.1.	- <i>dolomia massiva di base (DBM)</i>	28
2.1.2.	- <i>calcari e marne ad Avicula e Myophoria (MAA)</i>	28
2.1.3.	- <i>dolomia superiore (DBS)</i>	29
2.1.3.1	- <i>membro delle dolomie a bande (DBS₁)</i>	29
2.1.3.2	- <i>membro delle dolomie nere bituminose (DBS₂)</i>	31
2.1.3.3.	- <i>membro delle dolomie bioclastiche laminate (DBS₃)</i>	33
2.1.4.	- <i>calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>	34
2.1.4.1	- <i>membro a Lithiotis (CPL₁)</i>	34
2.1.5.	- <i>calcari oolitici ed oncolitici (CDO)</i>	35
2.1.6.	- <i>calcari a Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>	35
2.1.7.	- <i>calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)</i>	36
2.1.7.1.	- <i>membro dei calcari e marne ad Orbitolina (CRQ₂)</i> <	37
2.1.7.2.	- <i>membro dei calcari e dolomie a lamellibranchi (CRQ₃)</i>	38
2.1.7.3.	- <i>membro dei calcari ad Alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄)</i>	39
2.1.8.	- <i>calcari a radiolitidi (RDT)</i>	39
2.1.9.	- <i>lembi Cretacico-eocenici</i>	40
2.1.10.	- <i>arenarie di Castiglione dei Genovesi (ADT)</i>	40
2.2.	- SUCCESSIONE M.TE MONNA-M.TI MAI.....	42
2.2.1.	- <i>calcari e dolomie calcaree listate (CDE)</i>	42

2.2.2.	- calcari e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM)	« 43
2.2.3.	- calcari e marne a bivalvi e gasteropodi (CMM)	« 44
2.2.4.	- dolomie massive di Quarani (DMQ).....	« 45
2.2.5.	- calcari lastroidi ad echinodermi (ECH)	« 45
2.2.6.	- calcari oolitici del M. Monna (OOD)	« 46
2.2.7.	- lembi paleocenici.....	« 47
3.	- UNITÀ TETTONICA DEL BACINO DI LAGONEGRO.....	« 47
3.1.	- CALCARI CON SELCE (SLC).....	« 47
3.2.	- SCISTI SILICEI (STS).....	« 48
3.3.	- FLYSCH ROSSO (FYR)	« 49
4.	- UNITÀ TETTONICA M. CROCE.....	« 49
4.1.	- FLYSCH DELLA VALLIMALA (APV).....	« 49
5.	- UNITÀ DEL BACINO DI SALERNO-MONTECORVINO ROVELLA.....	« 50
5.1.	- ARGILLE E ARGILLE SILTOSE DI SALERNO (AAN)	« 50
5.2.	- ARENARIE E SABBIE DI MONTECORVINO (ASM).....	« 51
6.	- DEPOSITI E COPERTURE CONTINENTALI QUATERNARIE.....	« 52
6.1.	- UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI L'ALTA VALLE DEL FIUME SABATO.....	« 54
6.1.1.	- <i>supersintema indistinto dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS)</i>	« 54
6.2.	- UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI LA PIANA DEL SELE E LE VALLI FLUVIALI CHE L'ATTRAVERSANO .	« 55
6.2.1.	- <i>B) subunità della Piana del Sele (Settore Salerno-Pontecagnano-Battipaglia)</i>	« 55
6.2.1.1.	- supersintema Eboli (CE).....	« 55
6.2.1.2.	- supersintema Battipaglia-Persano (BP).....	« 58
6.2.1.2.1.	- unità di Ariano-Torrente Cornea (ATC).....	« 61
6.2.1.3.	- sintema Gromola (GML)	« 62
6.2.1.4.	- travertini di Pontecagnano (TPO).....	« 64
6.2.1.5.	- sintema Campolongo (SLG)	« 64
6.2.2.	- <i>A) subunità delle valli fluviali in destra Sele (Fiumi Irno, Picentino e Tusciano).</i>	« 65
6.2.2.1.	- sintema S. Cipriano Picentino-Filetta (MPF).....	« 67
6.2.2.2.	- sintema Fasanara (NSR)	« 68
6.2.2.3.	- sintema Masseria Acqua Santa (MQS).....	« 68
6.3.	- UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI IL BACINO DEL GOLFO DI SALERNO (SETTORE COSTIERA AMALFITANA)	« 70
6.3.1.	- <i>supersintema di Vettica (VT)</i>	« 70

6.3.2.	- <i>supersintema di Conca (CN)</i>	« 70
6.3.3.	- <i>sintema di Amalfi (ALF)</i>	« 71
6.4.	- UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI IL BACINO DEL GOLFO DI NAPOLI – PIANA CAMPANA (Settore nocerino-bassa valle del T. Solofrana)	« 72
6.4.1.	- <i>supersintema Flegreo-Ischitano</i>	« 72
6.4.1.1.	- sintema di Pimonte (BPI).....	« 72
6.4.1.2.	- sintema di Gragnano (GGN).....	« 73
6.4.2.	- <i>sintema Vesuviano-Flegreo</i>	« 73
6.4.2.1.	- subsintema di Scanzano (VEF₁)	« 73
6.4.2.2.	- subsintema dell' Agro-Nocerino-Sarnese (VEF₂).....	« 74
6.5.	- UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE.....	« 75
6.5.1.	- <i>Tufo Grigio Campano</i> Auct. o <i>Ignimbrite Campana</i> Auct. (TGC)	« 75
6.5.2.	- <i>Detrito di falda (a₃)</i>	« 75
6.5.3.	- <i>Depositi vulcanoclastici (I)</i>	« 76
6.5.4.	- <i>Coltre eluvio-colluviale (b₂)</i>	« 76
6.6.	- UNITÀ UBIQUITARIE NON COMPLETAMENTE FORMATE	« 77
6.6.1.	- <i>Depositi di spiaggia (g₂)</i>	« 77
6.6.2.	- <i>Depositi alluvionali (b)</i>	« 77
6.6.3.	- <i>Depositi di frana (a₁)</i>	« 77
6.7.	- DEPOSITI DI ORIGINE ANTROPICA	« 77
6.7.1.	- <i>Sedimenti di bonifica e di colmate artificiali (h)</i>	« 77
7.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI SUPERFICIALI DELLE AREE SOMMERSE	« 78
7.1.	- SPIAGGIA SOMMERSA (g₈)	« 78
7.2.	- PIATTAFORMA INTERNA (g₁₉)	« 79
7.3.	- PIATTAFORMA INTERMEDIA (g₂₀)	« 79
7.3.1.	- <i>Deposito di origine mista: torrentizio e da debris flow (i)</i>	« 79
7.4.	- PIATTAFORMA ESTERNA (g₂₁)	« 80
V.	- SISMOSTRATIGRAFIA DEL SETTORE MARINO	« 81
VI.	- TETTONICA	« 89
1.	- STRUTTURE COMPRESSIVE	« 92
2.	- STRUTTURE ESTENSIONALI	« 95
2.1.	- FAGLIE ESTENSIONALI A MEDIO-BASSO ANGOLO	« 96
2.2.	- FAGLIE ESTENSIONALI AD ALTO ANGOLO	« 99
3.	- STRUTTURE TRASCORRENTI	« 100

VII.	- CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ..	« 101
VIII.	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA ED IDROGEOLOGIA	« 107
1.	- FRANE.....	« 107
1.1.	- FRANE COMPLESSE DA RIBALTAMENTI E/O CROLLI DI ROCCIA-COLATE DI DETRITO	« 107
1.2.	- FRANE COMPLESSE DI SCORRIMENTO - COLATA DI TERRA E/O DETRITO	« 108
1.3.	- SCORRIMENTI ROTAZIONALI DI TERRA (<i>HEARTH ROTATIONAL SLIDES</i>), COLAMENTI DI TERRA (<i>EARTH FLOWS</i>) E FRANE COMPLESE DA SCORRIMENTO – COLAMENTO DI TERRA (<i>COMPLEX EARTH SLIDES – FLOWS</i>)	« 109
2.	- CAVE	« 110
3.	- IDROGEOLOGIA.....	« 111
3.1.	- LE STRUTTURE CARBONATICHE	« 111
3.2.	- LE PIANE ALLUVIONALI	« 113
	BIBLIOGRAFIA	« 115

I - INTRODUZIONE

L'area corrispondente al Foglio 467 Salerno della nuova carta topografica d'Italia alla scala 1:50.000 conserva all'interno dei suoi limiti gran parte delle zone oramai classiche del vecchio foglio alla scala 1:100.000, il cui rilevamento negli anni '60 dello scorso secolo ha consentito di individuare caratteristiche stratigrafiche e tettoniche che ne hanno fatto un classico della moderna geologia dell'Italia Meridionale.

Questa regione, corrispondente a gran parte dei Monti Picentini, dominata da alti e acclivi rilievi carbonatici, talvolta superiori ai 1.500 m, contiene infatti non solo una completa stratigrafia del Mesozoico a partire da un Triassico superiore di mare poco profondo, con significative variazioni di facies, ma anche una delle principali evidenze della tettonica di compressione, documentata dalla presenza di finestre tettoniche mostranti, al di sotto delle successioni carbonatiche, i depositi meso-cenozoici di mare aperto e profondo del cosiddetto "Bacino Lagonegrese". Infine il Foglio 467 offre alcune buone esposizioni di tettonica di estensione tardiva, con assottigliamenti significativi della pila di unità tettoniche ad opera di faglie a basso angolo.

La realizzazione del Foglio "Salerno" è stata svolta nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95) a seguito dell'Accordo di Programma del 20/11/1996 tra il Servizio Geologico Nazionale e l'Università "Federico II" di Napoli. La parte marina è stata invece realizzata dall'Istituto IAMC-CNR di Napoli nel quadro dell'Accordo di Programma stipulato nel 1997 tra Presidenza Consiglio dei Ministri, Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche per la "Realizzazione e informatizzazione di cartografia geologica sperimentale di settori selezionati della fascia costiera compresa tra il Golfo di Gaeta ed il Golfo di Sapri alla scala 1:50.000".

Il Foglio 467 Salerno è stato realizzato tramite la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Funzionario Delegato per la parte a terra: Prof. Damiano Stanzione (Università di Napoli “Federico II”).

Funzionario Delegato per la parte marina: Prof. Piero Manetti (Università di Firenze).

Coordinatore Scientifico: Prof. B. D’Argenio (Università di Napoli “Federico II”; IAMC-CNR) sia per l’area emersa che per quella marina.

Direttori del Rilevamento: Prof. G. Pappone (Università di Napoli “Parthenope”), per l’area emersa; Dott. M. Sacchi (IAMC-CNR) (fino al 2005), Prof. B. D’Argenio (IAMC-CNR) per l’area marina.

Rilevatori per l’area emersa: Dott. G. Aruta, Dott. E. Casciello (Università del Molise), Dott. M. Cesarano (Università del Molise), Dott. L. Ferranti (Università di Napoli “Federico II”), Dott.ssa L. Maschio, Prof. G. Pappone (Università di Napoli “Parthenope”), Prof. F. Russo (Università del Sannio) e Dott. C. Violante (IAMC-CNR).

Analisti area emersa: la biostratigrafia delle successioni carbonatiche è stata curata dal Dott. S. Bravi (Università di Napoli “Federico II”); la Prof.ssa D. Ruberti (Seconda Università degli Studi di Napoli) ha effettuato il riconoscimento delle diverse specie di rudiste presenti negli intervalli cretacei della successione di piattaforma carbonatica; la biostratigrafia delle successioni terrigene è invece stata effettuata dal Dott. A. Caruso (Università di Palermo); l’analista dei depositi travertinosi è stato il Dott. C. Violante (IAMC-CNR); l’analisi ed elaborazione dei dati strutturali è stata curata dai Dott. E. Casciello e M. Cesarano dell’Università del Molise; gli aspetti inerenti la franosità e l’idrogeologia sono stati curati dal Dott. S. Perriello Zampelli (Università di Napoli “Federico II”); il Prof. F. Russo (Università del Sannio) è stato il coordinatore degli aspetti inerenti la stratigrafia dei depositi e delle coperture continentali quaternarie mentre la parte sulla sismicità è stata curata dalle Dott.sse E. Esposito e S. Porfido dell’IAMC-CNR.

Rilevatori per l’area marina: Dott. A. Conforti (IAMC-CNR) e Dott. C. Violante (IAMC-CNR).

Analisti area marina: la parte geofisica è stata curata dai Dott. A. Conforti (IAMC-CNR), Dott. M. De Lauro (IAMC-CNR), Dott. N. Pelosi (IAMC-CNR), Dott. R. Tonielli (IAMC-CNR) e Dott. C. Violante (IAMC-CNR); la sedimentologia e la stratigrafia sono state curate rispettivamente dalla Dott.ssa F. Molisso e dai Dott. F. Budillon (IAMC-CNR) e Dott. A. Conforti (IAMC-CNR); gli aspetti petrochimici dal Dott. D. Insinga (IAMC-CNR); il Responsabile dell’informatizzazione è stato il Dott. N. Pelosi (IAMC-CNR).

I rilievi geologici a terra sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 nel quadriennio 1997-2001. L’acquisizione dei dati, per la parte a mare, è stata ottenuta attraverso diverse campagne oceanografiche svolte dal 1997 al 2000 a bordo delle motonavi “Urania” e “Thetis”.

L'area del Foglio ricade interamente nella Provincia di Salerno, e per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, essa è compresa in larga parte nei Fogli (185) Salerno, (186) S. Angelo dei Lombardi, ed in misura ridotta nei Fogli (198) Eboli ed (197) Amalfi della Carta Geologica d'Italia in scala 1.100.000.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

1.1. - PARTE A TERRA

Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello indicato nel Quaderno I, serie III, “ Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al Rilevamento “ (SGN, 1992). Esso è risultato comunque duplice in quanto sono state cartografate unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri) ed unità stratigrafiche a limiti inconformi (sintemi e subsintemi). Le prime, rispondenti agli orientamenti che hanno uniformato la cartografia geologica ufficiale sin dagli anni '60, sono state utilizzate per le unità del substrato pre-quadernario, le seconde per i depositi quadernari. Questi ultimi presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative a livello di bacino e distinguibili dal punto di vista cartografico. Vale la pena sottolineare che per queste unità a limiti inconformi le correlazioni interbacinale sono problematiche e spesso non si trovano corrispondenze nemmeno cronologiche in aree geograficamente vicine. Ciò ha portato ad istituire un numero notevole di unità con nomi diversi poiché è mancata la possibilità di stabilire equivalenze univoche.

Il rilevamento delle successioni sia carbonatiche che terrigene è stato integrato con numerose analisi biostratigrafiche effettuate attraverso la campionatura di dettaglio lungo sezioni di cui era chiara la posizione geometrica e stratigrafica.

Per le analisi biostratigrafiche degli intervalli Oligocene superiore-Miocene, si è cercato di integrare biozonazioni basate su foraminiferi planctonici e nanofossili calcarei. In particolare gli schemi biostratigrafici a nanofossili calcarei utilizzati sono quelli proposti da FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), mentre per i foraminiferi planctonici gli schemi di riferimento sono quelli proposti da IACCARINO (1985), FORESI *et alii* (1998) e SPROVIERI *et alii* (2002).

1.2. - PARTE A MARE

La carta geologica marina nel Foglio 467 “Salerno” presenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici, in accordo con le normative CARG espresse nel documen-

to della “Commissione per il Rilevamento delle aree marine dei fogli al 50.000 (CATALANO *et alii*, 1996)” e delle “Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei Fogli CARG” (Gruppo di lavoro per la Geologia Marina del Servizio Geologico Nazionale, Bozza n.3, 2002)

Il gruppo di unità stratigrafiche principale che rappresenta la porzione superficiale dei sedimenti di fondo mare è la Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria, in essa è riconoscibile l’evoluzione e la migrazione degli ambienti deposizionali nel ciclo olocenico. La successione stratigrafica oggetto del rilevamento registra le variazioni dello spazio deposizionale dei depositi tardo-quaternari durante l’ultimo ciclo glacioeustatico del quarto ordine (100 ka) (*Q.5.e* in CATALANO *et alii*, 1998). Questo ciclo comprende i sedimenti depositi nel periodo di tempo compreso tra la fase di stazionamento alto culminata 128 ka BP (stage isotopico 5e) e l’Attuale.

La principale esigenza è stata la rappresentazione cartografica delle associazioni di litofacies i cui raggruppamenti formano elementi deposizionali e le loro associazioni (che sono in sostanza porzioni della sequenza deposizionale), in funzione dell’interpretazione degli elementi morfostrutturali rilevati e della dinamica degli ambienti sedimentari. In questo modo ci si è proposto di realizzare, in particolare per la geologia di superficie, una integrazione tra l’approccio litostratigrafico “classico”, l’approccio stratigrafico sequenziale e la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti. In particolare i *systems tract* della sequenza tardo-quaternaria essendo delimitati da superfici temporali, possono considerarsi equivalenti alle unità delimitate da limiti discordanti (Sintemi - UBSU) e costituiscono quindi le unità base da rappresentare. Le unità così definite sono gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili, al cui interno si possono riconoscere vari sistemi/elementi deposizionali calibrati con carotaggi e campionature del fondo mare. Le varie classi tessiturali sono state distinte nella rappresentazione cartografica mediante una retinatura, determinata dall’interpretazione dei dati geofisici e dalla campionatura diretta; tali areali forniscono ulteriori informazioni sui dati relativi alle associazioni di litofacies, in modo da differenziare maggiormente gli elementi deposizionali cartografati.

L’acquisizione di dati di tipo geofisico e geologico è stata eseguita in modo da assicurare un’accuratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfoacustico, morfobatimetrico e stratigrafico-sedimentologico (*box corer*, carotaggi, bennate e dragaggi). L’elaborazione ha previsto in una prima fase l’interpolazione dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multibeam* (Elac) e *Singlebeam* (Atlas), successivamente il montaggio delle immagini *SideScanSonar* (acquisite con il sistema *DF 1000 EdgeTech*); nelle fasi successive sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni derivati dalle tocche di fondo secondo la classificazione di Folk. L’interpretazio-

ne è basata sul riconoscimento delle facies acustiche dai dati geofisici e la loro taratura mediante la descrizione e l'analisi dei campioni. Nell'ambito delle fasi di acquisizione dati e di interpretazione si sono dovute affrontare problematiche tecniche e scientifiche di vario tipo, che in parte restano aperte. Tra queste vale la pena di ricordare la rappresentazione degli ambienti costieri per difficoltà legate anzitutto all'acquisizione dei dati nei bassi fondali, poi alla scala di rilevamento e quindi alla rappresentabilità cartografica di vari elementi che caratterizzano tali ambienti. Inoltre, si rileva la difficoltà di rappresentare adeguatamente un ambiente sottoposto a continua rielaborazione dei sedimenti e a processi dinamici sia stagionali che straordinari.

II - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio comprende un'area emersa ed un'area sommersa. All'interno dell'area emersa è possibile distinguere diverse unità fisiografiche rappresentate da porzioni ridotte delle dorsali dei Monti Picentini e dei Monti Lattari, dalla Piana del Sele e dal Golfo di Salerno. L'area marina mostra invece morfologie riconducibili ad una piattaforma continentale classica.

1 - AREE EMERSE

Il Foglio "Salerno" è localizzato lungo il tratto campano del margine tirrenico dell'Appennino meridionale. Questo settore si presenta alquanto articolato per la presenza dei golfi di Napoli e Salerno, individuati da NW a SE dal settore vulcanico Flegreo, dalla Penisola di Sorrento e dal promontorio del Cilento. La penisola Sorrentina insieme all'isola di Capri, sua naturale estensione nel Tirreno, si protende per oltre 30 km in direzione NE-SW e, a differenza del Promontorio Flegreo legato al vulcanismo omonimo di età quaternaria e del Promontorio del Cilento, costituito da successioni bacinali e silicoclastiche di età giurassico-miocenica, è formata da successioni di piattaforma e di rampa carbonatica di età mesozoica.

Il Foglio "Salerno" in scala 1:50.000 ricopre la zona di giunzione tra le propaggini orientali della Penisola Sorrentina e le principali dorsali carbonatiche appenniniche (Monti Picentini, Monti del gruppo Avella - Partenio; Fig. 1) che costituiscono le aree a maggiore elevazione lungo questo tratto dell'Appennino meridionale (BARTOLINI *et alii*, 2003). Le porzioni settentrionali ed occidentali

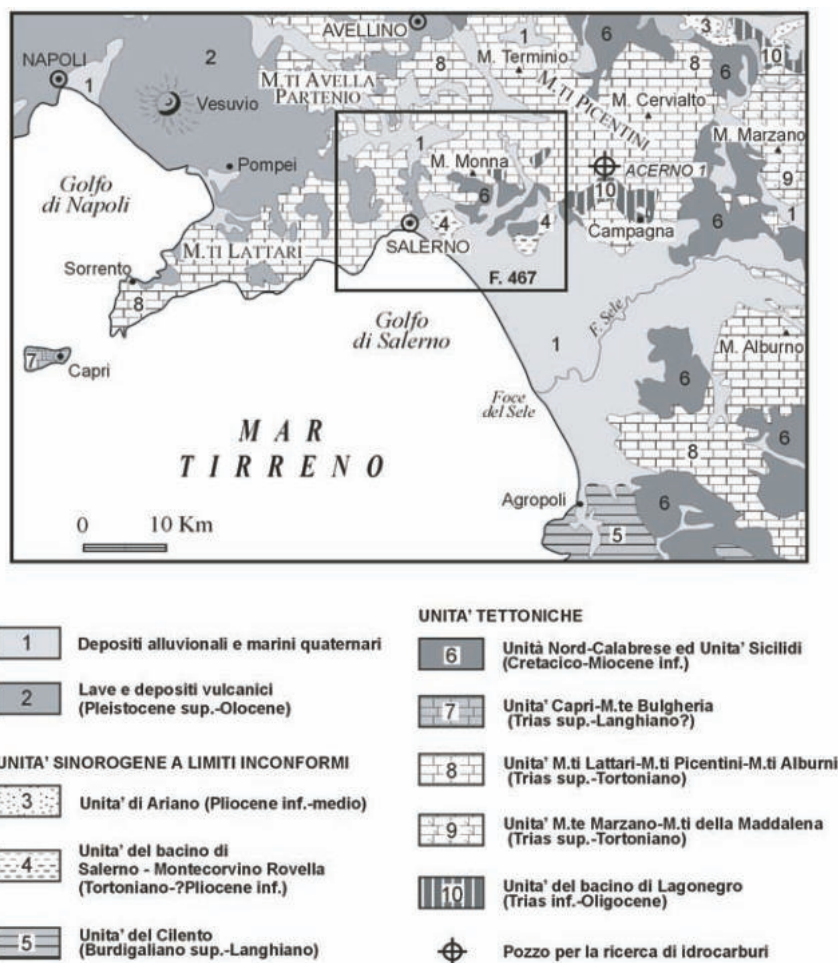


Fig. 1 - Schema di inquadratura regionale

del Foglio sono infatti occupate da rilievi montuosi che frequentemente superano i 1.000 metri di altezza (M. dell'Avvocata, M. ti Mai, M. Lieggio, M. Pizzauto); nel settore sud-orientale del Foglio questi rilievi degradano dolcemente in un'ampia pianura alluvionale e costiera (Piana del Sele), mentre nel settore sud-occidentale essi si affacciano bruscamente sul Golfo di Salerno (Monti Lattari, Costiera Amalfitana).

La Piana del Sele e l'antistante Golfo di Salerno costituiscono rispettivamente la porzione emersa e la porzione sottomarina di una importante depressione

morfostrutturale (depressione del Sele) evidenziata da una forte anomalia gravimetrica negativa che si allunga in direzione WSW-ENE lungo il lato meridionale della penisola di Sorrento (MARANI *et alii*, 2004). Tale depressione è riempita da alcune migliaia di metri di depositi quaternari, in larga parte di natura epiclastica (es. supersistema Eboli), derivanti dalla rapida erosione dei rilievi carbonatici durante fasi di sollevamento iniziate a partire dal Pleistocene inferiore (BRACCACCIO *et alii*, 1991), di fatto contemporaneamente all'inizio della subsidenza nella depressione del Sele. Nel Quaternario assieme alla depressione della Piana del Sele-Golfo di Salerno si delineano anche le depressioni del Golfo di Napoli e, più a nordovest, della piana del Volturno (MILIA & TORRENTE, 2000). Queste depressioni costiere riflettono una forte tettonica estensionale quaternaria a cui si è accompagnata l'attività vulcanica dei Campi Flegrei e del complesso Somma-Vesuvio, responsabile della spessa coltre di vulcanoclastiti che ricoprono quasi ubiquitariamente i rilievi del territorio campano.

Le unità del substrato pre-Quaternario maggiormente esposte nell'area del Foglio Salerno sono le successioni di piattaforma carbonatica del Mesozoico riferibili all'Unità Alburno-Cervati *Auct.* (Unità della Piattaforma Appenninica *sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tali successioni, identificate come Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini (Fig. 2), sono costituite per la maggior parte da calcari e dolomie in facies sia di piattaforma interna (M. Tobenna, M. Accellica, M. Ter-

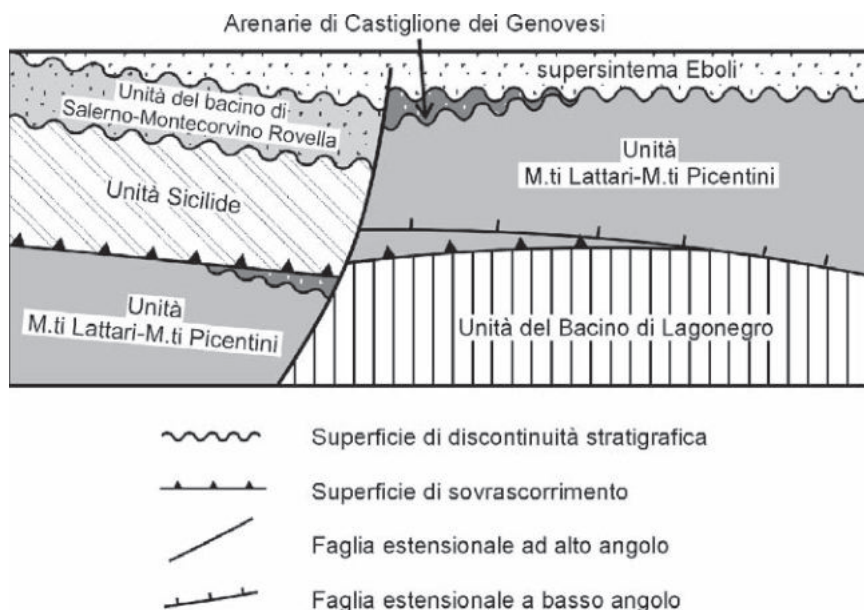


Fig. 2 - Schema dei rapporti geometrici tra unità tettoniche e successioni stratigrafiche

minio) che di scarpata (M. Monna, M.ti Mai) con età che coprono un intervallo temporale che si estende dal Triassico superiore (Carnico) al Cretacico superiore. Le successioni del Foglio Salerno ricoprono quindi la quasi interezza degli intervalli stratigrafici che compongono la Piattaforma Appenninica *Auct.*, con uno spessore complessivo ricostruito che raggiunge 5.000 m. Alla sommità dell'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini sono presenti depositi silicoclastici di età serravalliana (ADT – arenarie di Castiglione dei Genovesi) poggianti in disconformità (*non-angular unconformity*, VAIL *et alii*, 1977) sui Calcarei a Radiolitidi del Cretacico superiore del Monte Stella. La base dell'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini è invece rappresentata da un contatto tettonico regionale che porta l'unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica sulle successioni del Bacino di Lagonegro. Si tratta di una sovrapposizione tettonica regionale ampiamente documentata anche nel sottosuolo dell'Appennino Meridionale, sia da dati di perforazione che da linee sismiche (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988), ed è direttamente osservabile nell'area del Foglio Salerno per la presenza di alcune ben note finestre tettoniche (Prepezzano, Giffoni Valle Piana, Campagna; IETTO, 1965; SCANDONE *et alii*, 1967; TURCO, 1976; PAPPONE & FERRANTI, 1995).

Nel settore pedemontano compreso tra la Piana di Battipaglia ed i rilievi calcareo-dolomiti dell'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini, sono diffusamente presenti terreni del *Gruppo delle Argille Variegate* (AV), di età ?Oligocene – Aquitaniano. Questa Unità (*Unità tettonica Sicilide*) costituisce l'elemento strutturale più elevato nella pila di falde riconosciute nell'area del Foglio, verosimilmente sovrascorsa sull'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini dopo la deposizione delle *Arenarie di Castiglione dei Genovesi* (ADT), ovvero dopo il Serravalliano. Al di sopra dell'*Unità tettonica Sicilide* poggiano in discordanza depositi argillosi ed arenacei di età Tortonian-Messiniano, identificati come *Unità del bacino di Salerno-Montecorvino Rovella* ed interpretati come pertinenti ad un bacino di tipo *thrust top basin*. Nel pozzo Acerno 1, pochi chilometri al di fuori del Foglio Salerno, sono infatti presenti dei depositi Messiniani compresi tra l'unità tettonica del Bacino di Lagonegro e calcari del Cretacico attribuibili alla Piattaforma Apula. Questi terreni suggeriscono che la deposizione nel bacino di Salerno-Montecorvino Rovella è avvenuta durante il trasporto delle falde.

L'esposizione di livelli carnici dell'Unità "Piattaforma Appenninica" e la presenza di finestre tettoniche mostranti i sottostanti terreni dell'Unità del Bacino di Lagonegro documentano che nell'area del Foglio Salerno affiorano i livelli più profondi della catena, generalmente non osservabili lungo il margine tirrenico dell'Appennino meridionale. L'esposizione di tali livelli strutturali è dovuta ad una intensa tettonica estensionale, successiva alla strutturazione a falde, che a partire dal tardo Pliocene ha interessato il margine tirrenico della Campania con forti assottigliamenti della catena.

Sulla base dei rapporti geometrici e cartografici sono distinguibili due princi-

pali fasi estensionali. Durante la prima, avvenuta probabilmente tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, l'estensione si è sviluppata su faglie normali a basso angolo (LANFs in D'ARGENIO *et alii*, 1987; OLDOW *et alii*, 1993; FERRANTI & OLDOW, 1999) responsabili delle forti elisioni tettoniche già segnalate da IETTO (1963; 1965) che tuttavia le interpretava in un contesto di tettonica compressiva. In base alle ricostruzioni effettuate per il Foglio Salerno, tali faglie a basso angolo o *detachment faults* sono riconducibili ad una struttura, di importanza regionale, che ha prodotto estensione in direzione WNW-ESE accompagnata dalla formazione nei livelli superiori (*upper plate* in WERNICKE, 1981) di faglie ad alto angolo all'incirca perpendicolari alla direzione del trasporto tettonico. Tra il Pleistocene inferiore e medio, in una successiva fase della deformazione estensionale, le faglie normali a basso angolo sono state dissecate da faglie normali trasversive ad alto angolo, che hanno generato una gradinata di elementi strutturali ribassati verso il Tirreno. L'effetto complessivo della tettonica quaternaria, testimoniato dalla distribuzione e dalle deformazioni dei depositi ad essa coevi, consiste nella compartimentazione in settori caratterizzati da dislocazioni verticali differenziali. In questo contesto, mentre il settore dei Monti Picentini e la Penisola Sorrentina sono soggetti a ripetuti sollevamenti, la Piana del Sele prende forma come importante depressione morfostrutturale (RUSSO, 1990; BRANCACCIO *et alii*, 1991).

Le situazioni che caratterizzano il Foglio 467 "Salerno" nel contesto del sistema Tirreno - Appennino Meridionale sono interessanti anche alla luce delle conoscenze derivanti dal progetto di cartografia CARG del Bacino Tirrenico ("Progetto Tirreno"; MARANI *et alii*, 2004). Il Foglio Salerno è localizzato a nord del bacino oceanico di Marsili che si è sviluppato tra il tardo Pliocene ed il Pleistocene come porzione distinta e geneticamente più recente del più ampio bacino di retroarco Tirrenico (MALINVERNO & RYAN, 1986; KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1990, 2003). In particolare le strutture che affiorano nel Foglio Salerno si trovano allineate con l'asse maggiore del vulcano Marsili, che rappresenta la dorsale di espansione oceanica del bacino omonimo, caratterizzato da espansione orientata WNW-ESE (Nord 106°, MARANI, 2004). La contemporaneità tra la formazione del bacino Marsili ed i processi di assottigliamento tettonico riconosciuti nell'area del Foglio Salerno, accompagnati dall'insorgere di una intensa attività vulcanica, e la corrispondenza tra le direzioni di estensione nei due settori, costituiscono elementi importanti nell'analisi del sistema Bacino Tirrenico - Catena Appenninica.

2. - AREE MARINE

La piattaforma continentale al largo del Golfo di Salerno si sviluppa da Capri a punta Licosa per circa 70 km di lunghezza. La sua morfologia è fortemente

controllata dall'assetto tettonico della zona costiera e dall'elevato apporto sedimentario nei settori di *offshore*.

La larghezza della piattaforma continentale varia sensibilmente all'interno del Golfo. Nel settore meridionale e in quello orientale, in corrispondenza della foce del Sele, il ciglio della piattaforma (*shelf break*) è posto ad oltre 15-25 km dalla costa. Nel settore settentrionale, in cui ricade l'area cartografata nel Foglio Salerno, al largo delle foci dei fiumi Picentino e Tusciano, lo *shelf break* è individuabile a 10-12 km dalla costa. Verso ovest, a sud della costiera amalfitana, la piattaforma tende a restringersi fino a 2-4 km da Capo D'Orso ad Amalfi e a scomparire lungo le falesie carbonatiche in corrispondenza di Conca dei Marini. Lungo questo tratto di costa, dalle falesie a picco sul mare si passa direttamente a ripide scarpate sottomarine e i fondali raggiungono rapidamente profondità superiori ai 300 m.

Da Capo d'Orso procedendo verso sud la piattaforma continentale si allarga ed assume pendenze molto basse (c.a. 1x500), dove la morfologia è condizionata dalla sedimentazione e prevalgono le forme deposizionali.

Dallo studio dei dati batimetrici si evidenziano leggere variazioni di pendenza divise in tre aree fisiografiche principali: area di piattaforma interna, piattaforma intermedia, piattaforma esterna. L'area di piattaforma esterna è costituita da una zona piatta racchiusa tra lo *shelf break* e la fascia di profondità di circa 50 m. La piattaforma intermedia, anch'essa piatta presenta pendenze leggermente superiori a quelle riscontrate nella piattaforma esterna, e compresa tra il limite superiore della piattaforma esterna e la fascia compresa tra i 20 ed i 15 m di profondità dove si riscontra una variazione di pendenza. Tale variazione di pendenza costituisce il limite inferiore della piattaforma interna e rappresenta il limite di influenza delle onde di burrasca stagionali (?); questa area racchiude la zona di spiaggia sommersa.

Come assetto stratigrafico la piattaforma continentale del Golfo di Salerno è costituita per la maggior parte del suo spessore, da una potente successione sedimentaria clinostratificata plio-pleistocenica (BARTOLE *et alii*, 1984; SACCHI *et alii*, 1994). L'immersione degli strati è mediamente verso i quadranti meridionali e occidentali; si osserva una generale progradazione delle sequenze deposizionali e un accrescimento della piattaforma continentale verso mare soprattutto nella zona orientale del Golfo.

Il tetto dell'unità clinostratificata è troncato da una netta superficie di erosione, formatasi a seguito dell'emersione della piattaforma continentale durante l'ultimo grande abbassamento eustatico avvenuto nel pleniglaciale wurmiano (20.000-18.000 anni). Al di sopra della superficie di erosione wurmiana si sviluppa, in discordanza rispetto all'unità sottostante, la sequenza deposizionale tardo quaternaria.

III. - STUDI PRECEDENTI

Come si è detto i primi dati moderni relativi alla geologia dei Monti Picentini risalgono agli inizi degli anni '60 con contributi scientifici derivanti dagli studi relativi al rilevamento della nuova Carta Geologica d'Italia in Scala 1:100.000. L'assetto geometrico delle varie unità tettoniche della catena veniva così definito nelle sue linee essenziali e sarebbe stato ritenuto sostanzialmente valido fino alla fine degli anni '80. Tra gli studi pionieristici degli anni '60 va ricordato DE CASTRO (1962) con il lavoro "*Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest dell'Irno...*", che assieme a (ma anticipando di fatto) SARTONI & CRESCENTI (1962), pone le basi della moderna stratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica, definendo e documentando le principali biozone di questo intervallo a partire dalle zone sottostanti la zona a "*Palaeodasycladus mediterraneus*" del Giurassico Inferiore fino alla zona a "*Vaginella striata*" del Giurassico Superiore che, anche per la facile individuazione sul terreno, diventeranno degli intervalli cartografati nella Carta Geologica in scala 1:100.000.

Va anche detto che già dalla fine dell'800 i Monti Picentini furono oggetto di studi geologici che furono dedicati ad aspetti particolari della stratigrafia (e oggi diremmo della sedimentologia) del Mesozoico, con particolare riguardo al Triassico. Si possono a questo riguardo ricordare i lavori di BASSANI (1892, 1896) sulle ittiofaune del Norico e quelli di BÖSE & DE LORENZO (1896) e di GALDIERI (1905, 1907, 1908).

Per l'assetto tettonico di questa regione rivestono pari importanza i lavori di IETTO che negli anni '60 delineano l'assetto strutturale di ampi settori del Foglio geologico Salerno in scala 1:100.000. IETTO (1963, 1964, 1965) riconosce le finestre tettoniche di Giffoni Vallepiana, documentando per la prima volta in Appennino meridionale la sovrapposizione tettonica delle Unità mesozoiche di

piattaforma carbonatica su quelle della serie calcareo-silico-marnosa *Auct.* (Bacino di Lagonegro). Questo autore, seguendo le intuizioni di SIGNORINI (1939) e di altri geologi della prima metà del '900, descrive alla base delle Unità di piattaforma carbonatica una successione stratigrafica prevalentemente dolomitica di età triassica, già in parte descritta da GALDIERI (1908), e costituita da: a) circa 400 m di dolomie massive di colore bianco o grigio chiaro sovente cataclastiche attribuite al Carnico (?); b) 200 m di calcari e calcari marnosi stratificati di colore grigio/nerastro con intercalazioni di marne ricche di *Avicula decipiens* (SALOMON) e *Myophoria vestita* (ALBERTI), del Carnico; c) 500 m di dolomie grigie e nere bituminose (Scisti Ittiolitici *Auct.*) del Norico; d) 500 m circa di dolomie bianche o grigio chiare, con livelli fossiliferi a *Gervilleia exilis* (STOPPANI) nella parte basale, del Norico superiore-Retico.

Negli stessi anni SCANDONE & SGROSSO (1963) riconoscono al Monte Accellica una successione calcareo-dolomitica in facies di piattaforma carbonatica, continua dal Triassico superiore alla base del Cretacico, che per la parte triassica corrisponde a quella descritta da IETTO (1963).

Nel 1965(a) SGROSSO approfondisce gli studi relativi alla distribuzione delle facies carbonatiche nell'area del Salernitano ed individua nei Monti Mai variazioni di facies nelle successioni calcareo dolomitiche liassiche riconoscendo sia facies di piattaforma carbonatica (Serra del Pruno) che facies più propriamente di mare aperto (M. Mai-M. Faiostello).

Dal punto di vista regionale va anche ricordato che qualche anno dopo SCANDONE *et alii* (1967) rilevano e descrivono la finestra tettonica di Campagna (ubicata al di fuori del Foglio Salerno in scala 1:50.000) in cui affiorano terreni bacinali di *facies* Lagonegrese, confermando il carattere regionale della sovrapposizione delle Unità di Piattaforma carbonatica su quelle Lagonegresi (SCANDONE, 1967, 1972).

Dopo un decennio di progressi nella conoscenza stratigrafica e nell'assetto tettonico dell'Appennino Meridionale, nel 1973 D'ARGENIO *et alii* propongono un modello regionale in cui i terreni calcareo-silico-marnosi delle Unità Lagonegresi deriverebbero dalla deformazione di un bacino (Bacino di Lagonegro) interposto tra due piattaforme carbonatiche: la Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana in posizione interna rispetto al Bacino Lagonegrese (a cui i terreni Mesozoici del Foglio Salerno appartengono) e quella Campano-Abruzzese, in posizione più esterna. Quest'ultima sarebbe stata a sua volta separata dalla Piattaforma Carbonatica Apula da un altro bacino (Bacino Molisano). Viene così proposto il modello "napoletano" della organizzazione paleogeografica dell'Appennino Meridionale che sarà accettato con qualche variazione per circa un quarto di secolo. In questo modello le successioni carbonatiche mesozoico-terziarie, largamente affioranti nei Monti Picentini, vengono attribuite all'Unità Alburno-Cervati (derivata dalla deformazione della Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana) ritenuta in sovrapposizione tettonica sulle Unità Lagonegresi.

Tra il 1972 e fino alla seconda metà degli anni '80 nell'area del Foglio Salerno sono stati approfonditi soprattutto temi di stratigrafia e sedimentologia. Nel 1979 CIAMPO *et alii* definiscono il limite biostratigrafico Tortoniano-Messiniano nei dintorni di Salerno sulla base di precedenti analisi su foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo condotti da COPPA (1967). Nel 1988 PAPPONE *et alii* descrivono la successione stratigrafica affiorante al M. Monna costituita prevalentemente da calcari in facies di scarpata del Giurassico Inferiore - Giurassico Medio, documentandone gli spessori e le facies. Nel 1990 BONI *et alii* effettuano studi sedimentologici su un'intervallo ittiolitico del Norico della successione di piattaforma carbonatica riconoscendo le caratteristiche ambientali tipiche di un ambiente subtidale (bacino anossico) intrapiattaforma, a tendenza meso-iperalina. Nell'ultimo decennio i lavori che hanno interessato le aree ricadenti nel Foglio Salerno in scala 1:50.000, o settori immediatamente limitrofi, hanno riguardato principalmente l'assetto geometrico delle unità affioranti in questo settore di catena e l'analisi tettonica e cinematica delle principali fasi di deformazione avvenute nel Terziario e Quaternario. Si ricordano a questo proposito i lavori di D'ARGENIO *et alii* (1987), PAPPONE & FERRANTI (1995), FERRANTI *et alii* (1996) e FERRANTI & OLDOW (1999), relativi all'analisi delle deformazioni indotte da faglie estensionali a basso angolo che assumono un rilievo inedito nella interpretazione regionale, consentendo di spiegare, insieme alle deformazioni derivanti dagli accavallamenti tettonici tra le unità, le apparenti contraddizioni tra ispessimenti tettonici regionali e forti assottigliamenti constatabili in vaste aree del Foglio Salerno e circostanti.

IV. STRATIGRAFIA

Nel Foglio Salerno affiorano successioni stratigrafiche con età che spaziano dal Triassico superiore all'attuale. L'origine e l'ambiente di formazione di queste successioni sono molto vari, essendo rappresentati nell'area del Foglio sia i sedimenti depositi nelle aree bacinali della neo-Tetide e lungo il margine continentale passivo della microplacca adriatica ("Adria" in CHANNELL *et alii*, 1979), che i sedimenti formatisi durante l'accrescimento della catena appenninica nel Miocene (PATACCA & SCANDONE, 1989; MONACO & TORTORICI, 1995), oltre ai terreni prevalentemente continentali e vulcanici originatisi durante la surrezione e l'erosione della catena nel Quaternario. Ad eccezione dei depositi quaternari, tutte le successioni sedimentarie riconosciute sono comprese all'interno di unità tettoniche originate dalla deformazione di domini paleogeografici distinti e sono ben individuabili per i loro caratteri sedimentari. I depositi formatisi nel dominio neotetideo e sulla litosfera continentale assottigliata di Adria comprendono sia successioni bacinali che di piattaforma carbonatica, e sono rappresentati nell'area del Foglio Salerno dall'unità tettonica Sicilide, dall'unità tettonica M.ti Lattari-M.ti Picentini e dall'unità tettonica del Bacino di Lagonegro (Fig. 2).

L'unità tettonica Sicilide è costituita da depositi prevalentemente emipelagici con intercalazioni torbiditiche, descritte nella letteratura geologica regionale come unità Sicilidi o "Complesso Sicilide" (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979; CARBONE *et alii*, 1988; GALLICCHIO *et alii*, 1996) ed accomunati alle unità Sub-Liguridi dell'Appennino settentrionale (ELTER *et alii*, 2003). La forte disarticolazione di queste successioni, paragonabili a *mélange* tettonici, insieme alle cattive condizioni di esposizione, non hanno consentito la loro distinzione cartografica in unità litostratigrafiche, per cui esse sono indicate nel Foglio come Gruppo delle Argille Variegate. L'età di queste successioni è compresa tra il Cretacico superiore ed il

Miocene inferiore (OGNIBEN, 1969; CARBONE *et alii*, 1991). Nell'area del Foglio Salerno è stato possibile datare biostratigraficamente solo l'intervallo ?Oligocene-Miocene inferiore.

Un maggiore grado di dettaglio stratigrafico è stato invece ottenuto per le successioni di piattaforma carbonatica che costituiscono l'unità tettonica M.ti Lattari-M.ti Picentini (Unità Alburno-Cervati *Auct.*). Nell'ambito di tali successioni sono infatti state distinte e confrontate ventuno unità litostratigrafiche che ricoprono un intervallo temporale compreso tra il Carnico ed il Senoniano inferiore.

L'unità tettonica del Bacino di Lagonegro è esposta per estensioni molto limitate (pochi km quadrati) prevalentemente nelle finestre tettoniche del settore nord-orientale del Foglio. I terreni affioranti in queste finestre tettoniche corrispondono ad intervalli ben noti della "serie calcareo-silico-marnosa" *Auct.*, di cui sono stati analizzati da un punto di vista biostratigrafico solo gli affioramenti di nuova identificazione.

Per quanto riguarda i depositi sin-orogenici, essi sono rappresentati essenzialmente da arenarie ed argille di età miocenica. Sono state distinte due tipologie. Depositi poggianti stratigraficamente e senza evidente discordanza angolare (ovvero con discordanza angolare mal misurabile) sulle unità di piattaforma carbonatica (ADT – Arenarie di Castiglione dei Genovesi; APV – Flysch della Vallimala) e depositi formati in bacini trasportati sul dorso delle falde (Unità del Bacino di Salerno-Montecorvino Rovella).

I depositi continentali di età quaternaria sono rappresentati per la maggior parte da sedimenti epiclastici accumulatisi in ambienti alluvionali e fluvio o limno-palustri con controllo prevalentemente tettonico (BRANCACCIO *et alii*, 1991). A partire dal Pleistocene medio si sono formati anche importanti corpi travertinosi a testimonianza della presenza di grosse e persistenti aree sorgive (Vietri sul Mare, Faiano, Prepezzano, Pontecagnano). Infine di notevole importanza, soprattutto per quanto riguarda l'evoluzione dei versanti, sono i depositi vulcanoclastici legati alla attività tardo pleistocenica ed olocenica dei vulcani flegrei e del Somma-Vesuvio, che ricoprono diffusamente i rilievi nell'area del Foglio.

Nella descrizione delle singole unità litostratigrafiche è stato adottato il seguente ordine di esposizione: le unità tettoniche vengono descritte procedendo dall'unità geometricamente più alta a quella più bassa, ed all'interno delle singole unità tettoniche sono descritte le unità litostratigrafiche secondo l'ordine deposizionale riconosciuto, ossia dall'unità più antica alla più recente.

1. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE

Questa Unità rappresenta l'elemento strutturale più alto della pila tettonica presente nel Foglio Salerno e costituisce il substrato su cui sono andate a deporsi

le successioni arenaceo-argillose del bacino di Salerno-Montecorvino Rovella.

Le caratteristiche litostratigrafiche di questa Unità la rendono assimilabile ad alcuni degli intervalli presenti nel “Complesso Sicilde” descritto da OGNIBEN (1969). L'intenso stato di tettonizzazione e le cattive condizioni di affioramento non hanno però reso possibile il riconoscimento di una serie continua, né tanto meno di ottenere stime sugli spessori.

1.1 – GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV)

I depositi di questa Unità affiorano nel settore più settentrionale della piana di Battipaglia ed in quello localizzato tra la dorsale di Montecorvino Pugliano e le propaggini meridionali dei rilievi carbonatici dell'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini. Essa è rappresentata prevalentemente da due associazioni di litofacies i cui rapporti sul terreno non sono chiaramente esposti.

La prima associazione “*argilloso-marnoso-calcareo*” è costituita da argille ed argilliti grigio plumbee, verdastre e raramente rossastre; marne, marne argillose e marne calcaree di colore variabile dal verde, al grigio chiaro, al giallino; a luoghi è riconoscibile la presenza di calcari detritici e calcareniti con varie tonalità di grigio e con tracce di organismi limivori ed impronte di fondo alla base degli strati (*flute casts*). Subordinatamente affiorano calcisiltiti e calcilutiti nocciola con laminazione piano parallela ed arenarie grigie con mica bianca.

La seconda associazione “*arenaceo-calcareo-marnosa*” è invece costituita da alternanze di arenarie grigio brune e/o giallastre e in minor misura da calcari e marne (Fig. 3) con una componente argillosa variabile.

Entrambe le associazioni litologiche si presentano in affioramento generalmente in giacitura caotica, in blocchi e frammenti litoidi minori per lo più sparsi nel terreno agrario, solo di rado sono esposti pacchi di strati di pochi metri di spessore lateralmente continui. Nell'area posta a sud di Montecorvino Rovella sono presenti associazioni di litologie riferibili alla “Corleto Perticara” Auct.. Lo spessore di questa Unità non è valutabile per l'intensa tettonizzazione e la mancanza di contatti stratigrafici osservabili. L'ambiente deposizionale nel suo complesso è di piana abissale sottoalimentata e raggiunta sporadicamente da torbide provenienti da più fonti. In alcuni livelli argillosi sono stati rinvenuti *Globorotalia opima* (BOLLI), *Globigerina praebulloides* (BLOW). Il Gruppo delle Argille Variegate poggia in contatto tettonico sulle successioni carbonatiche dell'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini. In base ai dati di letteratura la sua età è da attribuire all'OLIGOCENE?–AQUITANIANO.



Fig. 3 - Esposizione di una porzione litoide nel Gruppo delle Argille Variegate (AV) in località i Prati, circa 1km a sud di Montecorvino Pugliano. L'affioramento è costituito da un livello torbiditico calcareo-marnoso laminato dello spessore di circa 1,5 m intercalato ad argille e marne di colore grigio e verde scuro.

2. - UNITÀ TETTONICA M.TI LATTARI – M.TI PICENTINI

Questa unità tettonica è composta quasi interamente da successioni di piattaforma carbonatica di età mesozoica e limitatamente da depositi terrigeni di età miocenica, e costituisce l'elemento più diffusamente esposto nel Foglio Salerno. Nell'ambito delle successioni carbonatiche sono state distinte, in relazione ai caratteri sedimentologici e biostratigrafici, ventuno unità litostratigrafiche che ricoprono un intervallo temporale compreso tra il Carnico ed il Senoniano inferiore (Fig. 4).

Nell'ambito della successione triassica sono stati distinti sette intervalli litostratigrafici, compresi tra il Carnico ed il Retico, che raggiungono uno spessore complessivo di oltre 2.600 metri. I terreni triassici sono ben noti nel loro insieme dagli studi precedenti (una sintesi, con ricca bibliografia si può trovare in ZAMPARELLI *et alii*, 1999). La successione è prevalentemente dolomitica con intervalli calcarei e marnosi, ed è riconducibile per la maggior parte ad un ambiente compreso tra il lagunare ed il peritidale, con intervalli di piattaforma più aperta. Nel Retico si registra la presenza di un intervallo potente fino a 180 m

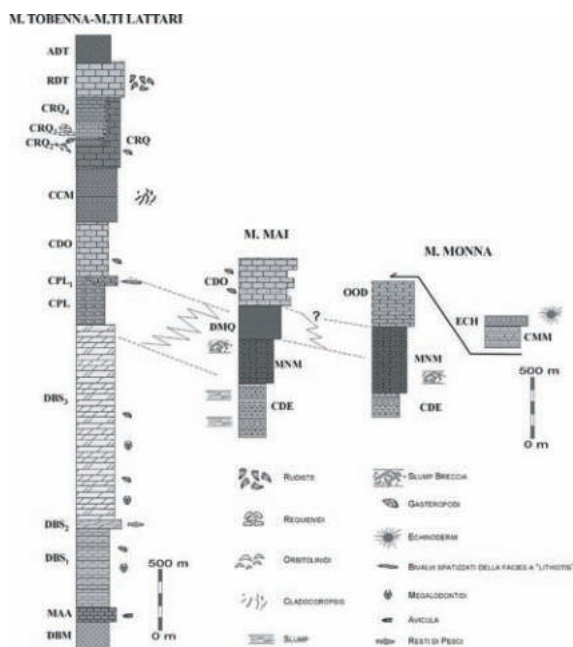


Fig. 4. - Colonne stratigrafiche relative alla successione carbonatica dell'Unità tettonica M.ti Lattari-M.ti Picentini.

composto da dolomie scure bituminose. Tale intervallo, conosciuto come “Scisti Ittiolitici” *Auct.* e analizzato già agli inizi del secolo scorso da GALDIERI (1908), documenta l’instaurarsi di un ambiente anossico (BONI *et alii*, 1990) in un’area che costituiva un *embayment* all’interno della piattaforma carbonatica.

Se la successione triassica, nell’area del Foglio, presenta una sostanziale omogeneità laterale, lo stesso non può dirsi per gli intervalli giurassici. L’evoluzione giurassica della successione di piattaforma carbonatica è infatti caratterizzata dalla differenziazione in due serie coeve e litostratigraficamente distinte. Una prima, denominata *Successione M.te Tobenna – M.ti Lattari*, all’interno della quale sono stati riconosciuti quindici intervalli litostratigrafici, presenta caratteristiche riferibili ad ambienti lagunari e peritidali. Questa successione affiora con buona continuità lungo il margine occidentale e nord-occidentale del Foglio Salerno. Nella porzione centro-settentrionale (Monti Mai, Monte Monna) del Foglio è presente invece una successione coeva di rampa carbonatica passante a scarpata, denominata *Successione M.te Monna – M.ti Mai*, all’interno della quale sono state riconosciute sei unità litostratigrafiche caratterizzate da *slumping*, *slump-breccia* e da liste e noduli di selce.

2.1. - SUCCESSIONE M.TE TOBENNA – M.TI LATTARI

2.1.1. - *dolomia massiva di base (DBM)*

Questo intervallo affiora nei pressi dell'abitato di Salerno e lungo i bordi delle finestre tettoniche di Sieti e Giffoni Vallepiana, ed è costituito da dolomie biancastre e/o grigie, localmente laminate, con rare intercalazioni argillose di colore rosastro e verde. Questi livelli stratigrafici rappresentano i depositi di ambiente carbonatico di mare basso più antichi dell'Appennino meridionale. La caratteristica principale della dolomia massiva di base è il suo intenso stato di cataclaszizzazione che oblitera nella maggior parte dei casi le originarie strutture sedimentarie. Lo spessore variabile (da alcune decine di metri ad oltre 400 m) è da imputare a cause tettoniche, in quanto la base di questa successione è rappresentata da piani tettonici che, a livello regionale, portano l'Unità tettonica M.ti Lattari – M.ti Picentini sulle unità del Bacino di Lagonegro. Verso l'alto, le dolomie massive di base passano stratigraficamente, ed in maniera netta, ai calcari e marne ad *Avicula e Myophoria* (MAA). CARNICO *p.p.*

2.1.2.- *calcari e marne ad Avicula e Myophoria (MAA)*

I calcari e marne ad *Avicula* rappresentano uno dei principali livelli guida della serie di piattaforma carbonatica affiorante nel settore del Foglio Salerno. Questo intervallo, riconosciuto agli inizi del '900 (GALDIERI, 1908) e successivamente descritto da SCANDONE & SGROSSO (1963), affiora estesamente in tutto il settore a nord di Giffoni Vallepiana, nei pressi della finestra tettonica di Sieti, in alcune cave a nord di Fratte e nel settore immediatamente a nord-ovest di Salerno. In questa unità sono distinguibili due differenti litofacies, una prevalentemente marnosa e l'altra calcareo-dolomitica. La litofacies marnosa (MAA_a) è costituita da marne e calcari marnosi di colore bruno ricoperti da caratteristiche patine di ossidazione giallastre ed arancioni, con spessore degli strati variabile da 0,5 cm fino ad 1 m. Nella parte bassa dell'intervallo sono anche presenti doloareniti di colore variabile dal nero al grigio-chiaro con noduli di selce scura, visibili poco ad ovest di Ogliara in località Cappelle. Alle marne e calcari marnosi si alternano livelli di spessore variabile da pochi centimetri fino a circa 1 m di argille e marne argillose di colore nerastro e marrone scuro con occasionali intercalazioni di sottili livelli di breccie calcaree. La litofacies marnosa è eteropica, e passa verso l'alto attraverso alternanze, alla litofacies calcareo-dolomitica. La litofacies calcareo-dolomitica (MAA_b) è costituita da calcari e calcari dolomitici neri, ben stratificati in strati di spessore variabile da 5 cm a 1,5 m, a cui si alternano occasionalmente

livelletti marnosi. In corrispondenza della parte alta dell'intervallo si osservano occasionali intercalazioni di brecce. In entrambe le litofacies sono presenti livelli con *Avicula decipiens* (SALOMON) e *Myophoria vestita* (ALBERTI).

I Calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria* presentano spessore variabile da 50 m ad un massimo di circa 250 m e sono riferibili ad un ambiente deposizionale di bacino poco profondo. Il passaggio alla sovrastante dolomia superiore (DBS), ed in particolare al membro delle dolomie a bande (DBS₁), avviene in modo netto. L'età dei calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria* è CARNICO *p.p.*

2.1.3 - dolomia superiore (DBS)

Le successioni che compongono la dolomia superiore costituiscono, sia per lo spessore che per la loro diffusione, l'unità stratigrafica più significativa del foglio Salerno. Cartograficamente sono distinguibili tre membri:

2.1.3.1. - membro delle dolomie a bande (DBS₁)

Le dolomie a bande rappresentano l'intervallo triassico di piattaforma carbonatica più diffuso nel Foglio Salerno, le migliori esposizioni sono localizzate nel settore compreso tra le pendici meridionali dei M.ti Mai ed i rilievi del M. Monna-M.te Stella. La successione, potente circa 700 m, è costituita da dolomie e dolomie calcaree (fango sostenute e bioclastiche) spesso stromatolitiche (Fig. 5) di colore dal grigio chiaro al grigio scuro in strati di spessore variabile da pochi centimetri a 1,2 m (Fig. 6), talvolta mostranti strutture a *tepee*. Occasionalmente sono presenti intercalazioni di brecce dolomitiche formanti livelli di spessore da 30 a 40 cm, con elementi di forma tabulare, e marne e marne argillose di colore dal grigio chiaro al giallo ed al blu, organizzate in livelli da 2 a 10 -15 cm. Sono presenti rari strati con megalodontidi (Fig. 7) e modelli di lamellibranchi e gasteropodi.

A nord di Giffoni Vallepiana la parte bassa della successione DBS_{1a} è rappresentata da dolomie e calcari dolomitici ad oncoidi di norma ben stratificati con spessore degli strati compreso tra 0,4 e 1,2 m. Sono presenti livelli con resti di lamellibranchi, gasteropodi ed aculei di echinodermi. Tale intervallo costituisce un livello discontinuo con spessore massimo di circa 70 m.

Nella parte bassa e media della successione sono presenti: ostracodi, valvulinidi, piccoli gasteropodi e *Aulotortus gr. sinuosus* (WEYNSCHENK); nella porzione media e alta della successione sono stati rinvenuti: *Aulotortus gr. sinuosus* (WEYNSCHENK) e *Aulotortus cf. friedly* (KRISTAN-TOLMAN). La successione poggia stratigraficamente su (MAA) e passa gradualmente verso l'alto al membro delle dolomie nere bituminose (DBS₂). Lo spessore è di circa 650-750 m. L'ambiente deposizionale è compreso tra il peritidale ed il lagunare. NORICO-RETICO *p.p.*



Fig. 5 - Dolomie a bande (DBS₁) esposte in località Frassineto, circa 1km a nord del Monte Monna. Si tratta di doloareniti grigio scure in strati di spessore centimetrico e decimetrico con caratteristica laminazione di origine algale.



Fig. 6 - Cava nei pressi di Pellezzano. Esposizione della parte alta dell'unità (DBS₁), costituita da dolomie ben stratificate e laminate mostranti la caratteristica bandatura chiara e scura. Tali variazioni cromatiche sono legate al maggior o minor contenuto di materiale organico presente negli strati dolomitici.



Fig. 7 - Cava in località Bocca dell'Acqua posta circa 1km a NE di Gaiano. Particolare di uno strato doloarenitico ricco in megalodontidi nelle dolomie a bande (DBS₁)

2.1.3.2. – membro delle dolomie nere bituminose (DBS₂)

Le dolomie nere bituminose, dopo i calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria*, rappresentano il secondo livello *marker* presente nella serie di piattaforma carbonatica affiorante nel Foglio Salerno. Le migliori esposizioni sono localizzate in corrispondenza del versante meridionale ed orientale di Serra della Pettinessa dove sono anche localizzate due antiche miniere per l'estrazione di ittiolo. La successione, che include livelli di dolomie nere ittiolitiche (Scisti Ittiolitici *Auct.*) accuratamente descritte in IANNACE (1991) e BONI *et alii* (1990), è costituita da dolomie e calcari dolomitici di colore dal nero al grigio chiaro, in strati di spessore da 1 a 10 cm e, subordinatamente, fino a 30 cm, frequentemente caratterizzati da lamine piano parallele. Tra le lamine calcaree si possono rinvenire resti di pesci fossili (Fig. 8). Sono presenti frequenti intercalazioni (da millimetriche a centimetriche) di argille fogliettate, ricche di materiale organico nero (bitume e carboni algali) (Fig. 9) subordinatamente marne giallastre ed argille di colore da grigio a nero e da rosso a giallo a volte fogliettate in livelli da 0,1 a 30 cm. Le dolomie nere bituminose sono collocate al passaggio stratigrafico con (DBS₁) e passano verso l'alto in modo netto al membro delle dolomie bioclastiche laminate (DBS₃). Lo spessore delle dolomie nere bituminose risulta variabile, sia per moti-



Fig. 8 - Resti di un pesce fossile rinvenuto tra le lamine di un intervallo sottilmente stratificato delle dolomie nere bituminose (DBS₂); circa 1 km ad E di M. Polignano.

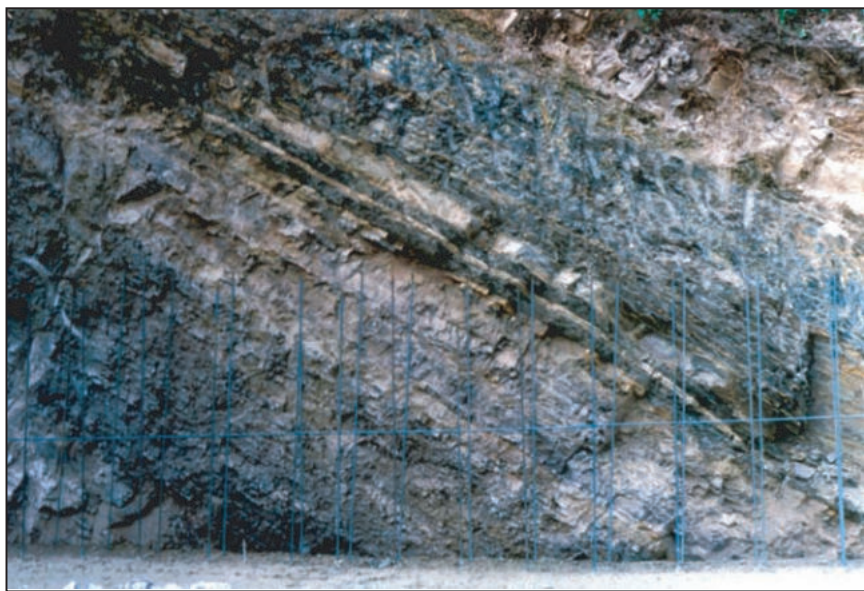


Fig. 9 - Dolomie nere bituminose (DBS₂) affioranti in località Monticello nei pressi di Baronissi. L'affioramento è costituito da una fitta alternanza di argilliti bituminose e livelli calcarenitici in strati di spessore variabile da pochi millimetri a circa 40 cm.

vi deposizionali che per le deformazioni plicative e disgiuntive che caratterizzano questo intervallo; esso si mantiene tra 80 e 190 m in tutti i settori di affioramento del Foglio, fatta eccezione per il M. Accellica dove è del tutto assente. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un bacino poco profondo. RETICO *p.p.*

2.1.3.3. - membro delle dolomie bioclastiche laminate (DBS₃)

Le dolomie bioclastiche laminate affiorano diffusamente in corrispondenza del settore centro-occidentale del Foglio Salerno, tra la valle dell'Irno e la valle del torrente Cavaiole e nei rilievi della Costiera Amalfitana presenti nel Foglio. Altri estesi affioramenti sono presenti in corrispondenza del settore nord-orientale del Foglio, al M.te Accellica, al M.te Pizzautolo e a Serra della Pettinessa. La successione, potente tra i 700 ed i 1600 m, è costituita da dolomie grigio chiare da ben stratificate (spessore degli strati compreso tra 20 cm e 2 m) a massive con resti di gasteropodi, lamellibranchi e oncoidi di varie dimensioni (Fig. 10); piccole biolititi a spugne e calcareniti a bioclasti ed intraclasti; dolomie a megalodontidi ed a serpulidi; dolomie laminate, e livelli di breccie dolomitiche ad elementi su-



Fig. 10 - Dolomie bioclastiche laminate (DBS₃) esposte sulla spiaggia di Cetara. Sono riconoscibili le tipiche incrostazioni/laminazioni algali alternate a livelli micritici e deformate da strutture da espulsione d'acqua.

bangolari di dimensioni centimetriche. Sono talora presenti porzioni non dolomitizzate, di dimensioni da decametriche a ettometriche (M. Falerio), costituite da calcari grigi in cui si riconoscono le stesse caratteristiche delle adiacenti porzioni dolomitiche.

La parte alta della successione è costituita da calcari dolomitici massivi con livelli di breccie con clasti dolomitici e matrice calcarenitica, con molluschi; calcari dolomitici e calcari grigi e biancastri. Tra i fossili ricordiamo *Aeolisaccus sp.*, *Thaumatoporella sp.*, foraminiferi (cf. *Endotriada sp.* e *Endoteba sp.*), rari radioli di echinidi, ammoniti di piccole dimensioni. La successione poggia stratigraficamente sul membro dei calcari neri bituminosi (DBS₂) e nella parte medio-alta è eteropica dei calcari e dolomie calcaree listate (CDE). L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso marginale. RETICO *p.p.* - GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.4. - calcari a *Palaeodasycladus* (CPL)

Questa successione affiora in corrispondenza del settore orientale dei M.ti Mai, al M. Accellica e nella zona compresa tra Nocera Superiore e Castel S. Giorgio (M. Caruso, M. Castello della Rocca, M. Castello). Altre estese esposizioni sono osservabili in vari settori dei M. Lattari in particolare a P.ta Nevarra, M. Finestra, e limitatamente nei M.ti dell'Avvocata ed al M. Falerio.

La successione è costituita da calcari e calcari dolomitici (prevalentemente fango sostenuti) di colore biancastro, nocciola e grigio chiaro con foraminiferi ed alghe, in strati di spessore compreso tra 10 e 60 cm. Si riconoscono inoltre banchi calcarei con intercalazioni di argille verdastre formanti livelli di 1-15 cm. Nella parte media e bassa dell'intervallo sono presenti intercalazioni metriche di dolomie bianche laminate. Le microfacies contengono: *Haurania sp.*, *Glomospira sp.*, *Endothyridae*, valvulinidi, textulariidi, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), oogoni di carofite, *Thaumatoporella sp.*, *Aeolisaccus sp.*, in strutture nodulari di tipo *Cayeuxia*, piccoli gasteropodi e radioli di echinidi. Questo intervallo, riferibile ad un ambiente di tipo lagunare, poggia stratigraficamente su DBS₃ ed è eteropico dei calcari e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM). Lo spessore affiorante è di circa 300-350 m, l'età è riferibile al GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.4.1. - membro a *Lithiotis* (CPL₁)

In corrispondenza della porzione medio-alta della successione è possibile distinguere il membro a *Lithiotis* (CPL₁). Le migliori esposizioni di questo membro sono localizzate nel settore compreso tra Mercato S. Severino e Castel S. Giorgio, ed in particolare nelle antiche cave "Costa" che rappresentano la zona tipo

di affioramento dei “calcari a *Lithiotis*” già segnalata da BASSANI nel 1893. La successione è costituita da calcareniti e calcilutiti e calcari dolomitici, in strati di colore grigio con bivalvi della facies a *Lithiotis* di dimensioni fino ai 40 cm. La microfacies è costituita da: *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL), *Lituosepta* sp., *Haurania* cf. *deserta* (HENSON), ?*Amijella amiji* (HENSON), valvulinidi, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella*, ostracodi, gusci di molluschi, radioli di echinidi, coralli isolati e frammenti di aptici. Tale membro mostra uno spessore variabile da 0 a 80 m ed è eteropico dei calcari e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM) e delle dolomie massive di Quarani (DMQ). L'ambiente deposizionale è variabile da lagunare a piattaforma aperta. L'età del membro a *Lithiotis* è riferibile al GIURASSICO INFERIORE p.p..

2.1.5. - calcari oolitici ed oncolitici (CDO)

I calcari oolitici ed oncolitici affiorano diffusamente in tutti i rilievi posti nei settori nord-orientali e nord-occidentali del Foglio, in particolare le migliori esposizioni sono osservabili ai M.ti Mai e nella zona posta in destra idrografica del T. Solofrana. La successione è costituita da calcari grigi, granulo sostenuti ed in minor misura fango sostenuti, con ooliti e subordinatamente pisoidi. Si riconoscono inoltre lumachelle calcaree a gasteropodi, di norma ben stratificate con spessore degli strati compreso tra 40 e 70 cm, e calcari a granuli ricoperti con intercalazioni di dolomie calcaree chiare, talvolta laminate, più frequenti nella parte alta dell'intervallo (zona di Nocera Superiore). Nel settore dei Monti Mai prevale una stratificazione più sottile con strati dello spessore di 20-30 cm, con radioli e frammenti di echinidi e di gusci di molluschi pelagici. Le microfacies riscontrate sono costituite da: *Selliporella donzellii* (SARTONI & CRESCENTI), *Aeolisaccus* sp., *Thaumatoporella* sp., *Mesoendothyra croatica* (GUSIC), *Satorina apuliensis* (FOURCADE & CHOROWICS), *Pfenderina salernitana* (SARTONI & CRESCENTI), *Valvulina lugeoni* (SEPTFONTAINE), *Favreina* sp. e textulariidi. La successione, che mostra uno spessore di circa 400 - 450 m, si trova in passaggio stratigrafico netto su CPL e CPL₁ ed è eteropica di DMQ. L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma aperta. GIURASSICO MEDIO p.p.

2.1.6. - calcari a *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM)

La presenza dei calcari a *Cladocoropsis* è stata segnalata per la prima volta nell'area del Foglio Salerno da SGROSSO nel 1962, nella zona dei M. Mai. Durante il rilevamento tale intervallo è stato riconosciuto in varie altre località del settore settentrionale del Foglio. Le migliori esposizioni sono localizzate nella zona di

Serra Piana ad est di Pizzo del Capello e nei pressi di Castel S. Giorgio sui rilievi posti in destra orografica del T. Solofrana. Altri affioramenti si ritrovano lungo il versante meridionale del M. Terminio, nei pressi di Varco Colla Finestra e Serra Capannalo, e al M. Salvatore che rappresenta la zona più meridionale di affioramento di questo intervallo. La successione è costituita da calcari fango sostenuti ed in minor misura granulo sostenuti di colore grigio anche scuro, calcari oolitici e calcari ad oncoidi con *Cladocoropsis mirabilis* (FELIX). Tali litologie sono generalmente ben stratificate, con strati di spessore da 10 cm ad 1 m. Microfacies con *Clypeina jurassica* (FAVRE), *Kurnubia palastiniensis* (HENSON), *Pfenderina salernitana* (SARTONI & CRESCENTI), *Conicokurnubia* sp., *Pfenderella arabica* (REDMOND), *?Parurgonina caelinensis* (CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI MORANO), valvulinidi, textulariidi e rari ostracodi. Questo intervallo è in passaggio stratigrafico su CDO ed è riferibile ad un ambiente deposizionale di piattaforma interna. Lo spessore misurato è di circa 400 m. GIURASSICO MEDIO *p.p.* - GIURASSICO SUPERIORE

2.1.7. - calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)

Questa unità affiora in modo indifferenziato esclusivamente nel settore nord-orientale del Foglio, in corrispondenza del M. Terminio. In questo settore la successione cretacea appare abbastanza monotona e risulta costituita da alternanze irregolari di calcari e dolomie a foraminiferi, calcilutiti a foraminiferi ed alghe verdi, calcari laminati talvolta stromatolitici e subordinatamente livelli centimetrici di argille marnose grigiastre e verdi. In base alle associazioni di microfacies riconosciute è stato possibile però individuare tre distinti intervalli:

- un intervallo riferibile al Hauteriviano-Barremiano, caratterizzato dalla presenza di *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* (CAROZZI) (*Salpingoporella* sp.), *Bacinella irregularis* (RADOICIC), *Thaumatoporella* sp., *Campanellula capuensis* (DE CASTRO), *Praechrysalidina infracretacea* (LUPERTO SINNI), valvulinidi, textulariidi ed ostracodi;
- un intervallo dell'Aptiano-Albiano, per la presenza di: *Thaumatoporella* sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Ovalveolina reicheli* (DE CASTRO), *Praechrysalidina infracretacea* (LUPERTO SINNI), orbitolinidi tra cui *Cribellopsis arnaudae* (CHIOCCHINI), *Paracoskinolina* cf. *tunesiana* (PEYBERNES), *Debarina* sp., nubicularidi (*Spiroloculina* sp.), textulariidi ed ostracodi;
- un intervallo datato come Cenomaniano, caratterizzato da: *Pseudonummuloculina* sp., *Nezzazata simplex* (OMARA), *Biconcava bentori* (HAMAOUÏ & SAINT MARC), *Biplanata peneropliformis* (HAMAOUÏ & SAINT MARC), *Cuneolina pavonia* (d'ORBIGNY), *Pseudorhapydionina* (DE CASTRO), *Vidalina radoicicae* (CHERCHI & SCHROEDER), *Sellialveolina vialli* (COLALONGO), *Pseudolituonella* cf. *reicheli* (MARIE), *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL) e miliolidi.

Questa successione raggiunge uno spessore di circa 500 m e si trova in passaggio stratigrafico su CCM. L'ambiente deposizionale è di tipo lagunare-peritidale. BERRIASIANO-CENOMANIANO.

Negli altri settori di affioramento del Foglio è stato possibile distinguere la porzione medio-alta della successione dei calcari con requenie e gasteropodi in tre distinti membri, che dal basso verso l'alto sono rappresentati da: membro dei calcari e marne ad *Orbitolina* (CRQ₂), membro dei calcari e dolomie a lamelli-branchi (CRQ₃) e membro dei calcari ad *Alveolinidi* e dolomie laminate (CRQ₄).

2.1.7.1. - membro dei calcari e marne ad *Orbitolina* (CRQ₂)

Questo intervallo affiora esclusivamente alla base del versante meridionale del M. Tobenna ed è costituito da calcari fango sostenuti e subordinatamente granulo sostenuti, calcari dolomitici e dolomie con miliolidi e textularidi e, nella parte alta, da calcari marnosi e marne di colore variabile dal giallo al verde in strati di spessore compreso fra 5 cm e 80 cm. Le marne ed i calcari marnosi sono particolarmente ricche in orbitolinidi (Fig. 11) tra cui: *Orbitolina texana* (RÖMER), *Orbitolina parva* (DOUGLASS), *Boueina hochstetteri moncharmontiae* (DE CA-



Fig. 11 - Base del versante meridionale del Monte Tobenna. Particolare della superficie di uno strato calcareo-marnoso di colore grigio-azzurro ricco in orbitolinidi nei calcari e marne ad *Orbitolina* (CRQ₂)

STRO). Le orbitoline si concentrano in alcuni orizzonti spessi fino a 2 m (“*Livello ad Orbitoline*” della Campania). Questo intervallo, che mostra uno spessore affiorante di circa 60 m, è riferibile ad un ambiente deposizionale di tipo lagunare, in continuità stratigrafica ed eteropico di CRQ. BARREMIANO?-APTIANO *p.p.*

2.1.7.2. - membro dei calcari e dolomie a lamellibranchi (CRQ₃)

Successioni riferibili a questo intervallo sono esposte solo lungo i versanti meridionali del M. Tobenna e del M. Stella dove mostrano di essere costituite da calcari fango sostenuti e subordinatamente granulo sostenuti, calcari dolomitici e subordinatamente dolomie, ben stratificati, con livelli discontinui di requienie integre o in frammenti (Fig. 12). Le microfacies sono caratterizzate da: miliolidi, textularidi, *Salpingoporella turgida* (RADOICIC), *Praechrysalidina infracretacea* (LUPERTO SINNI), *Ovalveolina reicheli* (DE CASTRO), *C. pavonia parva* (d'ORBIGNY), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Pseudocyclammina sp.*, orbitolinidi, tra cui *Orbitolinopsis sp.* e *Paracoskinolina tunesiana* (PEYBERNES), *Neoiraqia insolita* (DECROUEZ & MOULLADE) ostracodi, *Coptocampylodon sp.*, piccole thaumatoporelle, *Boueina sp.*.

Questa successione, potente circa 130 m, si trova in continuità stratigrafica su



Fig. 12 - Calcari e dolomie a lamellibranchi (CRQ₃). Calcari grigio scuri laminati e ben stratificati con un orizzonte ricco in resti di requienidi; affioramento in località Corte S. Paolo, lungo il versante sud-orientale del M. Tobenna.

CRQ₂ ed eteropica di CRQ. L'ambiente deposizionale è di tipo lagunare. APTIANO SUPERIORE – ALBIANO.

2.1.7.3. - membro dei calcari ad Alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄)

Questo intervallo affiora alla base del versante meridionale del M. Tobenna e lungo il versante orientale del M. Stella. La successione è costituita da dolomie e subordinatamente calcari dolomitici e calcari, in strati e banchi, talora con laminazioni stromatolitiche. Nella parte bassa dell'intervallo sono presenti intercalazioni calcaree con: miliolidi, textulariidi, nezzazatidi tra cui *Nezzazata simplex* (OMARA), *Chrysalidina gradata* (D'ORBIGNY), *Cuneolina pavonia* (D'ORBIGNY) e orbitolinidi. Nella parte superiore prevalgono calcareniti e calcilutiti a foraminiferi, calcari dolomitici di colore grigio e avana con *Cuneolina pavonia* (D'ORBIGNY), *Biplanata peneropliformis* (HAMAOU & SAINT MARC), nezzazatidi (tra cui *N. simplex*), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Charentia cuvillieri* (NEUMANN), *Biconcava bentori* (HAMAOU & SAINT MARC), *Spiroloculina sp.*, *Pyrgo globulosa* (TRONCHETTI), *Vidalina radoicicae* (CHERCHI & SCHROEDER), *Pseudonummoloculina sp.*, *Rotalia cf. mesogeensis* (TRONCHETTI), *Coxites zubaiensis* (SMOUT), miliolidi e textulariidi. La successione, riferibile ad un ambiente deposizionale di tipo lagunare-peritidale, ha uno spessore di circa 250 m e si ritrova in continuità stratigrafica su CRQ₃ ed eteropico di CRQ. CENOMANIANO *p.p.*

2.1.8. - calcari a radiolitidi (RDT)

I calcari a radiolitidi affiorano diffusamente sia lungo i versanti settentrionali dei Monti Tobenna e Stella che lungo il versante orientale del M. Salvatore. Altri limitati affioramenti sono localizzati in corrispondenza della parte più settentrionale della piana di Battipaglia, lungo il versante sud-occidentale del M. Cantagallo. La successione è costituita da calcari e calcari dolomitici fango-sostenuti di colore grigio chiaro o bianco, in strati di spessore da 5-10 cm ad 1,2 m. Occasionalmente sono presenti calcilutiti nerastre, fetide alla percussione, frequentemente laminate e/o in strati sottili di spessore variabile da 3 a 10 cm.

Nella parte bassa di questo intervallo sono presenti *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL), *Pseudorhapydionina casertana* (DE CASTRO), *Chrysalidina gradata* (D'ORBIGNY), *Pseudolituonella reicheli* (MARIE), *Thaumatoporella sp.*, Calcareniti, calcilutiti e calcari dolomitici con piccoli miliolidi, textulariidi, litulidi, *Moncharmontia aff. (fleuryana?)*, *Spiroloculina sp.*, *Pyrgo sp.*, *Aeolisaccus sp.*, *Thaumatoporella sp.*, ostracodi. Nella parte media dell'intervallo (Monte Tobenna) è presente un orizzonte a *Reticulinella kaeveri* (CHERCHI, RADOICIC & SCHROEDER),

Nummuloculina cf. irregularis (DECROUEZ & RADOICIC), *Discorbis cf. turonicus* (SAID & KENAWI), *Favreina sp.* e frammenti di rudiste. Nella parte alta dell'intervallo, associazioni con miliolidi, textulariidi, lituolidi, *Nummuloculina cf. irregularis* (d'ORBIGNY), *Chrysalidina gradata* (d'ORBIGNY), *Pyrgo sp.*, *Moncharmonthia apenninica* (DE CASTRO), *Rotalia sp.*, *Rotorbinella scarsellai* (TORRE), *Cuneolina pavonia* (d'ORBIGNY), *Aeolisaccus cf. barattoloi* (DE CASTRO), *Thaumatoporella sp.*, frammenti di rudiste. Nella porzione sommitale sono presenti inoltre *Scandonea samnitica* (DE CASTRO) e *Dicyclina spp.*. Frequentemente si rinvencono rudiste, sia integre che in frammenti, e rari livelli a gasteropodi. Sono presenti per l'intervallo Senoniano inferiore-Turoniano le seguenti forme: *Radiolitidae*; *Biradiolites sp.*, *Biradiolites angulosus* (d'ORBIGNY), *Biradiolites fissicostatus* (d'ORBIGNY), *Bournonia excavata* (d'ORBIGNY), *Sauvagesia sp.*, *Sauvagesia tenuicostata* (POLSAK), *Radiolites dario* (CATULLO), *Gorjanovicia cf. costata* (POLSAK), *Gorjanovicia sp.*, *Hippurites cf. nabresinensis* (FUTTERER), *Requienidae*. Questa successione, riferibile ad un ambiente deposizionale di piattaforma aperta, poggia stratigraficamente su CRQ e CRQ₄. Spessore 250-300 m circa. CENOMANIANO *p.p.* - SENONIANO INFERIORE

2.1.9.- lembi Cretacico-eocenici

Si tratta di lembi non cartografabili (poche decine di m²) costituiti da calcareniti e brecciole poligeniche poggianti su differenti termini della successione M.te Tobenna-M.ti Lattari. Questi terreni sono stati rinvenuti esclusivamente nella sezione Giffoni Valle Piana, ed in particolare a Serra della Mezzanella e lungo le pendici occidentali del M. Accellica. Le microfacies presenti nel lembo rinvenuto al M. Accellica, riferibile all'Eocene medio-superiore, sono costituite da: miliolidi, nubecularidi, *Amphystegina sp.*, *Spirolina sp.*, *Hottingerina sp.*, *Rhapydionina sp.*, *Gypsina sp.*, alghe dasycladacee, radioli di echinidi, frammenti di bivalvi. A Serra della Mezzanella il contenuto fossilifero, riferibile al Cretacico inferiore, è costituito da: orbitolinidi a guscio agglutinante, miliolidi, *Cayeuxia*, *Bacinella irregularis* (RADOICIC), valvulinidi, nubecularidi, textulariidi, dasycladali, gusci di bivalvi e gasteropodi.

Lo spessore non supera 10 m. CRETACICO – EOCENE

2.1.10. - arenarie di Castiglione dei Genovesi (ADT)

I depositi di questo intervallo affiorano nella zona centrale del Foglio, in corrispondenza della sella che separa il M. Monna dal M. Tobenna. Altri circoscritti affioramenti sono presenti alla base del versante orientale del M. Salvatore. La



Fig. 13 - Arenarie di Castiglione dei Genovesi (ADT). Arenarie quarzoso-micacee di colore grigio-giallastro, in strati di spessore variabile da 5 a 70 cm, affioranti 1km a sud di Castiglione dei Genovesi.

successione è costituita da arenarie quarzose di colore grigio-marrone a cemento calcareo, in strati di spessore variabile da 1-2 cm a 1 m (Fig. 13); raramente sono visibili impronte di fondo (*flute-casts*), strati con convoluzioni e *slump*. Associate alle arenarie si ritrovano spesso argilliti scagliettate di colore grigio in livelli di spessore da 1 a 80 cm. Subordinatamente sono presenti calcari (fango-sostenuti) di colore chiaro in strati spessi da 1 a 30 cm. Le microfacies sono caratterizzate da: *Paragloborotalia siakensis* (LEROY), *Globorotalia opima* (BOLLI), *Globorotalia acrostoma* (WEZEL), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerinoides diminutus* (BOLLI), *Globigerinoides subquadratus* (BRONNIMANN).

Questa successione, che raggiunge uno spessore di circa 250 m, si ritrova in contatto stratigrafico inconforme sui calcari cretacei dell'unità RDT, mentre il tetto non è noto. L'età è riferibile all'intervallo BURDIGALIANO – SERRAVALLIANO.

2.2. - SUCCESSIONE M.TE MONNA – M.TI MAI

2.2.1. - calcari e dolomie calcaree listate (CDE)

Questa successione è costituita da calcari e dolomie calcaree di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, ben stratificati in strati da 2 cm a 50-60 cm. Tutto l'intervallo è monotonamente caratterizzato da alternanze centimetriche di livelli laminati di colore beige, e livelli arenitici gradati di colore grigio scuro che conferiscono a questi livelli una caratteristica listatura (Fig. 14). A differenti altezze stratigrafiche sono presenti ondulazioni e piccoli *slump* cui si associano deformazioni sinsedimentarie. La microfauna è di norma assente o poco caratterizzante, con radioli di echinidi, ostracodi, frammenti di molluschi e spicole di spugna. Nella porzione medio-bassa sono stati ritrovati *Aulotortus sinuosus* (WEINSCHENK), *Griphoporella curvata* (GÜMBEL), *Thaumatoporella* sp., valvulinidi, nubecularidi, ostracodi. Questa successione affiora esclusivamente nel settore centro-settentrionale del Foglio, le migliori esposizioni sono localizzate oltre che nella zona di Pizzolano anche lungo le pendici orientali del M.te Monna e nella sella compresa tra il M. Faragnito e il Valico di Cerrone, immediatamente a sud dei M. Mai.

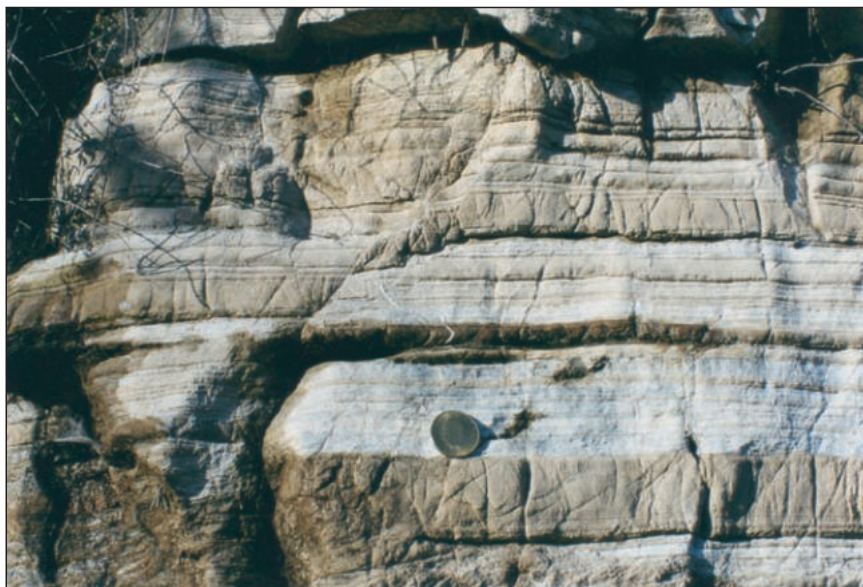


Fig. 14 - Esposizione dei calcari e dolomie calcaree listate (CDE) in località S. Michele di Basso. Si riconoscono alternanze regolari di livelli calcilutitici e di calcareniti sottili talora gradate, con una evidente laminazione piano-parallela che mette in risalto dislocazioni centimetriche

Questo intervallo, riferibile ad un ambiente deposizionale di rampa carbonatica, poggia stratigraficamente ed è parzialmente eterotopico di DBS₃. Il suo spessore varia da 200 a 450 m circa. RETICO *p.p.*- GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.2.2. - calcari e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM)

La successione è costituita da calcari, calcari dolomitici e dolomie (*mudstone* e *wackestone*) spesso laminati con liste e noduli di selce di colore dal nero al grigio chiaro, ben stratificati, in strati di spessore da 2 a 30 cm (Fig. 15). Le migliori esposizioni sono localizzate lungo le pendici meridionali dei M. Mai ed alla base del versante orientale del M. Monna.

Nell'area dei Monti Mai sono presenti livelli laminati silicizzati, di colore giallo molto pallido con aspetto vacuolare e/o spugnoso. Raramente si rinvencono molluschi ed aculei di echinodermi. Subordinatamente sono presenti intercalazioni, da millimetriche a centimetriche, di marne argillose giallastre. L'intervallo è caratterizzato da: *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella* sp., *Aeolisaccus* sp., *Cayeuxia*, *Agerina martana* (FARINACCI), *Amijella* cf. *amiji* (HENSON), *Spiraloconulus* cf. *giganteus* (CHERCHI & SCHROEDER), *Aeolisaccus* sp., *Glomospira* sp., *Pseudocyclamina* cf. *liasica* (HOTTINGER), *Mayncina* sp., *Haurania* sp., valvulinidi (tra cui "*Siphovalvulina*"), textulariidi.



Fig. 15 - Base del versante orientale del Monte Monna. Porzione medio-bassa della successione dei calcari e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM), costituita da calcari e calcari dolomitici laminati e ben stratificati con frequenti liste di selce di colore giallo chiaro e di aspetto spugnoso.



Fig. 16 - Versante orientale del Monte Monna. Calcarei e dolomie con selce dei M.ti Mai (MNM) interessati da deformazioni di tipo slump/slump-breccia, evidenziati da frammenti di selce scura disarticolati durante il movimento gravitativo.

L'intera successione è caratterizzata dalla presenza di *slump* e *slump-breccia* che interessano rispettivamente la parte alta affiorante sulle pendici meridionali dei M.ti Mai e la parte bassa dell'intervallo affiorante al Monte Monna (Fig. 16). Gli elementi delle breccie sono prevalentemente tabulari, di dimensioni comprese tra 2-3 mm e 10 cm, con spigoli vivi o subarrotondati, e sono costituiti da selce di colore scuro e subordinatamente da clasti calcareo-marnosi e dolomitici in matrice calcareo-dolomitica e dolomitica di colore grigio scuro. L'intervallo è in successione stratigrafica su CDE, è eteropico di CPL, CPL₁, delle dolomie di Quarani (DMQ) e dei calcari e marne a bivalvi e gasteropodi (CMM), ed è riferibile ad un ambiente deposizionale di margine e scarpata prossima al bacino. Lo spessore varia da 250 (M.ti Mai) a 550 metri (M.Monna). GIURASSICO INFERIORE. *p.p.*

2.2.3. - calcari e marne a bivalvi e gasteropodi (CMM)

Tale intervallo è osservabile esclusivamente lungo il versante occidentale del M. Monna ed al M.te S. Liberatore, nei pressi di Vietri sul Mare. La successione è costituita da calcari (fango e granulo sostenuti) di colore marroncino in strati di spessore da 5 cm ad 1,5 m, con granuli ricoperti e frequenti resti di bivalvi,

gasteropodi, aculei e piastre di echinodermi, più raramente coralli e briozoi. Talvolta sono presenti frammenti di aptici e piccole ammoniti. Nella parte bassa della successione sono presenti intercalazioni di calcari marnosi di colore grigio scuro-bluastro e giallastro formanti strati di spessore da 10 cm a 1 m. Subordinatamente, si osservano intercalazioni di marne e argille marnose di colore grigio e giallino-rossiccio di spessore da millimetrico ad 1-2 cm. Le microfaune sono rappresentate da valvulinidi tra cui “*Siphovalvulina*”, *Spiroloculina* sp. *Vidalina* sp., *Spiraloconulus* sp. e da globigerinidi. Questa successione ha una potenza di circa 100-130 m ed è in continuità stratigrafica ed eteropica di (MNM) e passa verso l’alto ai calcari lastroidi con echinodermi (ECH). L’ambiente deposizionale è di tipo scarpata – bacino. GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.2.4. - dolomie di Quarani (DMQ)

Questi livelli affiorano esclusivamente lungo il versante meridionale del M. Faioello e sono costituiti da dolomie e dolomie calcaree granulo sostenute di colore grigio chiaro, di aspetto massivo e generalmente ricristallizzate. Nella porzione basale dell’intervallo sono presenti “*slump-breccia*” evidenziati da frammenti di liste di selce nerastra in matrice doloarenitica. Accenni di stratificazione sono riconoscibili solo in prossimità dei passaggi agli intervalli stratigrafici superiori (CDO) e inferiori (MNM). Le dolomie di Quarani sono eteropiche di CDO, CPL₁, MNM e dei calcari oolitici del M. Monna (OOD), e sono riferibili ad un ambiente deposizionale di margine e scarpata. Spessore circa 300 m. In base alla sua posizione stratigrafica è possibile attribuire a questo intervallo una età LIAS SUPERIORE-GIURASSICO MEDIO?

2.2.5. - calcari lastroidi con echinodermi (ECH)

Questa successione è osservabile esclusivamente lungo il versante occidentale del M. Monna ed è costituita da calcilutiti nere a frammenti di lamellibranchi pelagici (“filamenti”), di norma in strati di spessore da 1-8 cm fino a 40 cm (Fig. 17). Alcuni livelli sono caratterizzati da aculei e piastre di echinodermi e più raramente da gusci di molluschi. Nella porzione medio-alta della successione, si rinvenivano, rari esemplari, ben conservati di echinodermi tra cui ofiuridi. Sono inoltre presenti in associazione: *Mesoendothyra croatica* (GUSIC), “*Siphovalvulina*”, *Glomospira* sp., valvulinidi e textulariidi, *Aeolisaccus* sp., ostracodi. Questo intervallo si trova in continuità stratigrafica su CMM ed è eteropico dei calcari oolitici del M. Monna (OOD), mentre il suo tetto non è noto. L’ambiente deposizionale è di tipo scarpata-bacino mentre lo spessore in affioramento è di circa 100 m. GIURASSICO MEDIO *p.p.*



Fig. 17 - Versante occidentale del Monte Monna. Esposizione della porzione bassa della successione dei calcari lastroidi ad echinodermi (ECH), costituita da strati calcarei, spesso laminati, di spessore centimetrico con interstrati di spessore millimetrico di marne-argillose.

2.2.6. - calcari oolitici del M. Monna (OOD)

Questo intervallo affiora esclusivamente nel settore centrale del Foglio (M. Monna, Terravecchia nei pressi di Giffoni Valle Piana) ed è costituito da calcari granulo sostenuti ed in minor misura bioclastici, con ooidi di dimensioni fino a 2 mm di colore grigio chiaro, organizzati in strati di spessore da 10 cm ad 1 m. Si riconoscono inoltre calcareniti finemente pellettifere contenenti frammenti di bivalvi ed echinidi, radioli di echinidi ed articoli di crinoidi. Nella parte bassa dell'intervallo è presente un livello di circa 40 m costituito da calcari marnosi grigio scuro laminati in strati da 5 a 15 cm con rari brachiopodi (Rinchonellidi) e qualche intercalazione di marne. Le microfacies sono caratterizzate da: *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENK), *Mesoendothyra croatica* (GUSIC), *Favreina sp.*, valvulinidi (tra cui "*Siphovalvulina*") e textulariidi. Questa successione, che presenta uno spessore di circa 400 m, poggia stratigraficamente su (MNM), mentre il tetto non è affiorante. In base alla posizione stratigrafica questo intervallo è eteropico di ECH, DMQ e CDO. L'ambiente deposizionale è di scarpata con passaggio a bacino. GIURASSICO MEDIO *p.p.*...

2.2.7. - lembi paleocenici

Si tratta di due piccoli lembi non cartografabili costituiti da calcareniti e brecchie poligeniche poggianti sulle dolomie di Quarani (DMQ). Questi affioramenti sono stati segnalati da SGROSSO (1965b) nei pressi del M. Faiostello, ed attribuiti dall'autore al Paleocene, non sono stati ritrovati durante il rilevamento, essi tuttavia sono stati riportati in carta sulla base delle indicazioni contenute in letteratura. PALEOCENE.

3. - UNITÀ TETTONICA DEL BACINO DI LAGONEGRO (Serie Calcarea-Silico-Marnosa *Auct.*)

I terreni del Bacino di Lagonegro, noti in letteratura come serie “calcarea-silico-marnosa” (SCANDONE, 1967), affiorano nell'area del Foglio geologico Salerno quasi esclusivamente in finestra tettonica al di sotto dell'Unità tettonica M.ti Lattari-M.ti Picentini. I limitati affioramenti di “Flysch Rosso *Auct.*” (FYR) riconosciuti nei pressi di Fuorni, nella piana di Battipaglia, potrebbero rappresentare dei lembi di terreni lagonegresi affioranti in una finestra tettonica quasi interamente ricoperta dai conglomerati del supersintema Eboli. Le successioni lagonegresi, interessate da una diffusa deformazione plicativa sono caratterizzate dal fatto che non tutti gli intervalli litostratigrafici descritti e riconosciuti nelle località tipo della Lucania sono qui rappresentati. In particolare si osserva una assoluta mancanza del “Flysch Galestrino *Auct.*” in tutte le finestre tettoniche ed in alcuni casi la mancanza di tale intervallo è complicata dalla presenza in suo luogo del “Flysch Rosso *Auct.*” (che regionalmente rappresenta la prosecuzione stratigrafica verso l'alto del “Flysch Galestrino *Auct.*”, in diretto contatto tettonico sugli Scisti Silicei.

Le attribuzioni cronostatigrafiche sono state effettuate sulla base dei dati disponibili in letteratura per quanto riguarda gli “Scisti Silicei *Auct.*” (SCANDONE, 1967, 1972; MICONNET, 1983; MARSELLA, 1988) ed i “Calcari con Selce *Auct.*” (MARSELLA, 1988; AMODEO *et alii*, 1991) mentre sono state eseguite datazioni originali per il Flysch Rosso che hanno permesso di attribuirgli un età CRETACICO SUPERIORE? - EOCENE MEDIO.

3.1. - CALCARI CON SELCE (SLC)

I Calcari con Selce affiorano diffusamente al Colle Briano localizzato nella porzione centrale della finestra tettonica di Prepezzano-Sieti, ed in modo ridotto nelle finestre tettoniche di Serra Figliorito ed in quella di C. Isca. La successione



Fig. 18 - Scisti silicei (STS) esposti poco a sud dell'abitato di Sieti. L'affioramento è composto da argilliti silicizzate di colore grigio-bluastro, con livelli centimetrici di calcare silicizzato.

è costituita da calcari e calcari dolomitici con liste e noduli di selce nera, in strati di spessore da 10 cm a 1 m, con intercalazioni di argilliti verdastre e rossastre. L'ambiente sedimentario è di tipo bacinale. La base della successione non affiora mentre verso l'alto essa passa stratigraficamente agli Scisti Silicei (STS). Lo spessore affiorante è di circa 400 m. L'età è riferibile al TRIASSICO SUPERIORE.

3.2 - SCISTI SILICEI (STS)

Questo intervallo oltre ad affiorare nelle stesse località menzionate per i Calcari con selce è osservabile anche nella finestra tettonica posta nei pressi di Giffoni Valle Piana. La successione è costituita da argilliti fogliettate silicizzate blu scuro o marrone (Fig. 18), diaspri rossi e verdastri, argilliti e argilliti marnose lastroidi con liste di selce nera ed intercalazioni di calcilutiti e calcareniti bio-litoclastiche silicizzate, localmente in strati spessi oltre 1 m, con *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL) e *Vidalina martana* (FARINACCI). Sono inoltre presenti argilliti in strati sottili (5-20 cm) con liste di selce ed argilliti fogliettate rosso fegato con lenti decimetriche di brecciole calcaree silicizzate. Questa successione, potente circa 150-200 m, si ritrova in passaggio stratigrafico su SLC mentre il tetto non è noto. L'ambiente sedimentario è di tipo bacinale. L'età è riferibile al GIURASSICO INFERIORE

3.3 - FLYSCH ROSSO (FYR)

La successione è costituita da calcari bio-litoclastici (granulo sostenuti), con intercalazioni di marne ed argille marnose rosse e verdastre. Sono presenti anche livelli di breccie localizzati prevalentemente nella parte bassa dell'intervallo. Le migliori esposizioni sono localizzate in alcune cave poste nei pressi di Fuorni dove sono state osservate associazioni costituite da: *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina bulbrooki* (BOLLI), *Discoaster barbadiensis* (TAN SIN HOK), *Discoaster saipanensis* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Zygrabllithus bijugatus*. Una altra area di affioramento è posta in corrispondenza della finestra tettonica di C. Isca, dove sono presenti orbitoididi. La base ed il tetto di questa successione non sono esposti. L'ambiente di sedimentazione è di tipo bacinale. L'età è riferibile al CRETACICO SUPERIORE?-EOCENE MEDIO.

4. - UNITA' TETTONICA M. CROCE

Questa unità affiora estesamente nella Finestra tettonica di Campagna (posta immediatamente ad est del Foglio Salerno) dove è prevalentemente rappresentata dal flysch della Vallimala auct. (SCANDONE & SGROSSO, 1974), che si ritrova tettonicamente sottoposto alle unità del Bacino di Lagonegro Auct. (SCANDONE & SGROSSO, 1974; PAPPONE & FERRANTI, 1995). Il flysch della Vallimala auct. costituisce l'elemento strutturale più basso del *multilayer* tettonico affiorante nel Foglio Salerno, le ridotte e cattive condizioni di affioramento ed i contatti tettonici per faglie ad alto angolo che lo separano dalle altre unità non hanno permesso la ricostruzione di una serie continua né di avere informazioni sui rapporti a tetto e a letto della successione.

4.1 - FLYSCH DELLA VALLIMALA (APV)

Questa successione è osservabile esclusivamente in un piccolo affioramento posto circa 2 km ad est di Montecorvino Rovella in corrispondenza del bordo orientale del Foglio, dove risulta costituita da arenarie grigio-giallastre in strati di 10-40 cm con intercalazioni di peliti scure (membro arenaceo del flysch della Vallimala Auct.); subordinatamente si riconoscono livelli di marne con *Orbulina universa* (d'ORBIGNY). Lo spessore affiorante è inferiore al centinaio di metri. LANGHIANO -TORTONIANO?

5. - UNITÀ DEL BACINO DI SALERNO - MONTECORVINO ROVELLA

Nel Foglio Salerno la posizione geometricamente più elevata della catena sud appenninica è occupata dalla "Unità del Bacino di Salerno - Montecorvino Rovella". Questa unità, che costituisce il riempimento di un bacino di tipo *thrust-top*, poggia con un contatto stratigrafico discordante su di un substrato costituito dalle successioni del *Gruppo delle Argille Variegate* (AV). La successione dell'Unità del bacino di Salerno - Montecorvino Rovella, già analizzata da COPPA (1967), DE CASTRO-COPPA (1970), CIAMPO *et alii* (1979) e ORTOLANI *et alii* (1979) è caratterizzata da un trend regressivo con argille del Tortoniano – Messiniano inferiore (AAN) nella parte bassa (60-90 m circa), a cui fa seguito una più spessa successione (200 m circa) di arenarie e arenarie sabbiose (ASM) a cui viene attribuita, per posizione stratigrafica, una età compresa tra il MESSINIANO ed il ?PLIOCENE INFERIORE.

5.1. - ARGILLE E ARGILLE SILTOSE DI SALERNO (AAN)

Le argille ed argille siltose di Salerno affiorano prevalentemente nel settore mediano del Foglio, nella fascia di passaggio tra i rilievi carbonatici ed il settore occidentale della Piana del Sele. Buone esposizioni sono visibili nei pressi di Salerno, in località Ceramiche D'Agostino ed in località Il Casone, ubicate 1km ad est di Brignano e nelle cave localizzate a sud-ovest di Montecorvino Rovella.

La successione è costituita da argille, argille marnose e argille sabbiose, mal stratificate, di colore grigio-azzurro, con intercalazioni arenacee e sabbiose di spessore compreso tra 5 e 30 cm, prevalenti nella parte alta dell'intervallo (Fig. 19). I livelli arenacei sono frequentemente gradati o con laminazione piano-parallela, spesso intensamente bioturbati. Nella parte terminale dell'intervallo sono presenti resti di macrofossili e livelli discontinui di diatomiti e di calcari evaporitici giallastri di aspetto brecciato intercalati da sottili livelli di marne e argille marnose. La successione si è deposta in un ambiente marino dapprima mediamente profondo ed a salinità normale e successivamente caratterizzato da una minore profondità, con frequenti apporti terrigeni, salinità più spinta e circolazione delle acque più ristretta con a tratti condizioni di parziale isolamento (facies di lago-mare).

Microfacies caratterizzata da: *Globorotalia scitula* (BRADY), *Globigerinoides quadrilobatus* (D'ORBIGNY), *Globigerina apertura* (CUSHMAN), *Neogloboquadrina continuosa* (BLOW), *Neogloboquadrina acostaensis* dx (BLOW), *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI & BERMUDEZ), *Globigerinoides bulloideus* (CRESCENTI), *Globorotalia suterae* (CATALANO & SPROVIERI), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *Globorotalia conomiozea* (KENNET). Questa successione è



Fig. 19 - Località Altimare, esposizione della parte alta della successione delle argille e argille siltose di Salerno (AAN) al passaggio con le arenarie e sabbie di Montecorvino (ASM). L'affioramento è costituito da alternanze di argille di colore grigio scuro in livelli di spessore compreso tra 30 e 60 cm ed arenarie giallastre gradate e ben cementate in strati di spessore variabile da 5 a 20 cm.

in appoggio stratigrafico discordante sul Gruppo delle Argille Variegate (AV). Lo spessore è di circa 60-90 m. TORTONIANO - MESSINIANO INFERIORE.

5.2. - ARENARIE E SABBIE DI MONTECORVINO (ASM)

Le arenarie e sabbie di Montecorvino affiorano estesamente nei rilievi posti immediatamente ad est della città di Salerno e nel settore a sud-ovest di Montecorvino Rovella. Esse formano una successione potente circa 180-200 m che poggia sulle argille e argille siltose di Salerno (AAN) con un passaggio stratigrafico per alternanze ed è costituita da sabbie medio-fini giallastre, composte quasi esclusivamente da granuli di quarzo poco arrotondato ed elementi litici di colore scuro. Le arenarie sono ben cementate ed organizzate in strati di spessore variabile da 2 a 10 cm e sono caratterizzate da (Fig. 20) laminazione piano-parallela o incrociata e subordinatamente convoluta. Occasionali intercalazioni centimetriche e decimetriche di argille grigio-azzurre sono presenti a differenti livelli stratigrafici. L'ambiente deposizionale è riferibile ad un ambiente di mare poco profondo la cui batimetria variava in relazione all'instabilità tettonica del suo substrato costituito

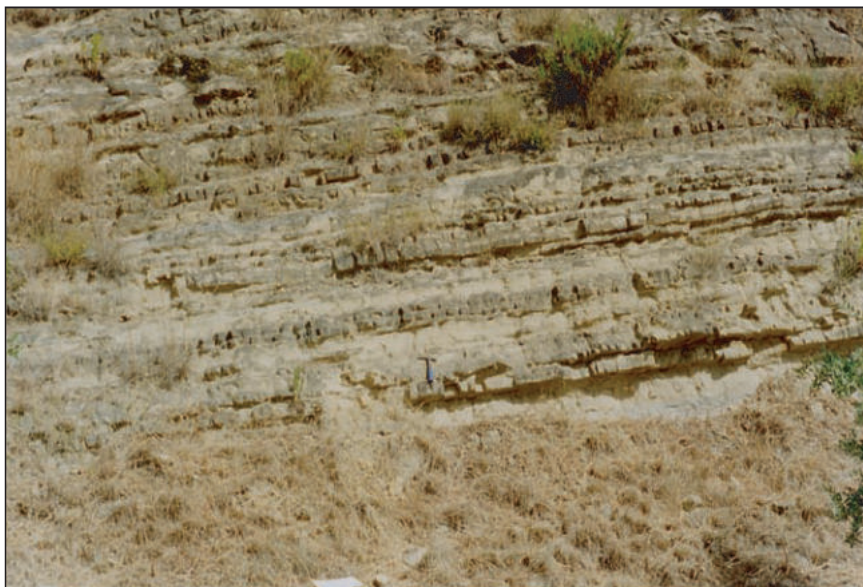


Fig. 20 - Arenarie e sabbie di Montecorvino (ASM). Arenarie quarzose medio-grossolane di colore giallastro ben stratificate affioranti nei pressi di Colle Cardalano. In questa località le arenarie poggiano sul substrato, costituito dai depositi del Gruppo delle Argille Variegate (AV) senza l'interposizione delle argille ed argille siltose di Salerno (AAN).

dal Gruppo delle Argille Variegate (AV). In base alla posizione stratigrafica ed all'età delle sottostanti argille si può ipotizzare un'età compresa tra il MESSINIANO e il PLIOCENE INFERIORE?.

6. - DEPOSITI E COPERTURE CONTINENTALI QUATERNARI (a cura di F. Russo)

Nel Foglio 467 "Salerno" i depositi quaternari sono presenti in tutte le Sezioni, ma sono particolarmente significativi nella Sezione "Battipaglia", dove caratterizzano il piedimonte meridionale dei Monti Picentini che affaccia sul settore di piana alluvionale e costiera in destra del Fiume Sele, attraversato dai tratti terminali dei fiumi Tusciano e Picentino. Questi depositi consentono di ottenere dettagliate ricostruzioni, articolate in varie fasi temporali, dell'evoluzione geomorfologica di questo settore dell'Appennino campano (BRANCACCIO *et alii*, 1991). Si tratta di depositi continentali di genesi alluvionale e fluvio-limno-palustre, a cui si aggiungono i depositi vulcanoclastici, provenienti dalla contigua Piana Campana. Verso

mare si riconoscono depositi di ambienti transizionali: sedimenti di complessi spiaggia-duna e marino costieri s.l., fluvio-palustri e lagunari. Nel complesso tali depositi hanno età comprese tra il Pleistocene e l'Attuale e sono da mettere in relazione sia alle vicissitudini tettoniche che a quelle glacioeustatiche.

Solo i depositi pedemontani più antichi, a causa della forte reincisione, mostrano affioramenti tali da consentire un discreto rilevamento geologico; i depositi più recenti, forniscono informazioni meno dettagliate, poiché derivanti da dati di sondaggi idrogeologici, sbancamenti antropici occasionali nonché da dati riportati in letteratura o estrapolati dai contigui fogli geologici.

Le età sono state desunte principalmente in maniera relativa, grazie alla diversa posizione geomorfologica occupata nel contesto del rilievo locale, nonché assoluta, grazie alle datazioni radiometriche riportate in letteratura.

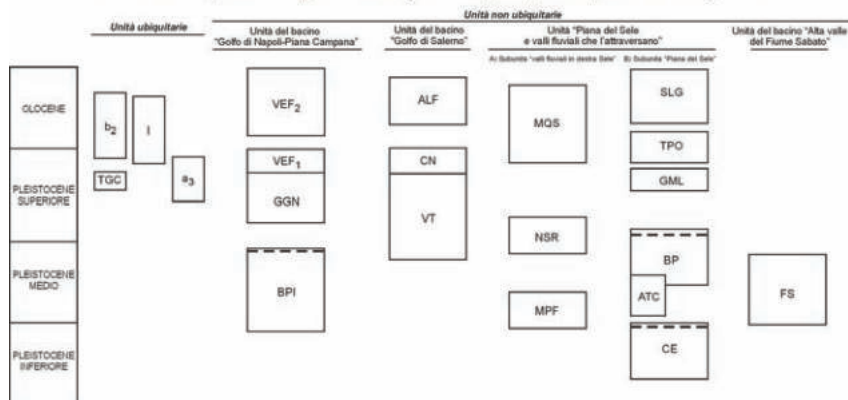
Per gran parte dei gruppi sedimentari riconosciuti è stato possibile organizzare una suddivisione in sintemi (SERV. GEOL. NAZ., 1992), definendone le caratteristiche fondamentali direttamente nell'area del Foglio o estrapolandole dagli omologhi, istituiti nei contigui fogli geologici n. 466 "Sorrento" e n. 486 "Foce del Sele", dove affiorano estesamente, ed ai quali si rimanda per ulteriori approfondimenti. Per altri gruppi, invece, è stato possibile solo fornire una descrizione come unità litologiche o litostratigrafiche, non disponendo di dati sufficienti a consentirne una più consona connotazione.

L'organizzazione della legenda dei depositi quaternari del Foglio è il risultato di scelte redazionali volte a favorire la correlazione tra le unità quaternarie del Foglio Salerno e le unità dei Fogli contigui (Ercolano, Sorrento, Foce del Sele), precedentemente rilevati, al fine di evitare una dannosa proliferazione di denominazioni. Nel complesso, i depositi quaternari sono riconducibili a ventisette unità litostratigrafiche (n. 10), subsintemiche (n. 4), sintemiche (n. 7) e supersintemiche (n. 6) formali. Pur se in maniera discontinua, essi sono abbastanza facilmente correlabili, se non sempre per età, almeno per posizione crono-morfo-stratigrafica o tettonica nel quadro dell'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area. Essi sono stati distinti per bacini di appartenenza, grossolanamente individuati come bacini idrografici: anche questa è stata una scelta redazionale adottata al fine di favorire l'omogeneità delle unità in un'area ristretta, evitando improponibili correlazioni tra depositi con specifiche caratteristiche connesse esclusivamente ad un dato contesto sedimentario.

Nella Tab. I è riportato uno schema dei rapporti crono-stratigrafici dei depositi quaternari del Foglio "Salerno", dal quale si evincono, tra l'altro, anche le possibili correlazioni a grande scala tra le varie unità riconosciute.

Di seguito si riporta in dettaglio la descrizione delle caratteristiche che identificano i depositi quaternari presenti nell'area del Foglio.

TAB.1 - Schema semplificato dei rapporti cronostratigrafici dei depositi quaternari presenti nel del Foglio Salemo



Legenda: b_2 - coltri eluvio-colluviali; i - depositi vulcanoclastici; a_3 - detrito di falda; TGC - Tufo Grigio Campano Auct.; VEF_2 - subsistema dell'Agro-Nocerino-Sarnese; VEF_1 - subsistema di Scanzano; GGN - sintema di Gragnano; BPI - sintema di Pimonte; ALF - sintema di Amalfi; CN - supersintema di Conca; VT - supersintema di Vettica; MQS - sintema Masseria Acqua Santa; NSR - sintema Fasanara; MPF - sintema S. Cipriano Picentino Filetta; SLG - sintema Campolongo; TPO - Travertini di Pontecagnano; GML - sintema Gromola; BP - supersintema Battipaglia-Persano; ATC - unità di Ariano-Torrente Cornea; CE - supersintema Eboli; FS - supersintema dell'Alta valle del Fiume Sabato. La linea a tratti indica la probabile posizione cronostratigrafica di fasi tettoniche.

6.1 - UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI L'ALTA VALLE DEL FIUME SABATO

Le unità conglomeratiche quaternarie presenti nella porzione di alta valle del Fiume Sabato (Sezione I "Giffoni Valle Piana") sono state comprese tutte in un unico supersintema (FS). Si tratta di limitati affioramenti di sedimenti ghiaiosi che trovano maggiore espressione geologica e geomorfologica nel contiguo Foglio n. 449 "Avellino", a cui si rimanda per una loro migliore collocazione morfostratigrafica e tettonica. Tuttavia, essi sono stati rilevati e collocati morfo-stratigraficamente in un generico Pleistocene inferiore-medio, e si correlano probabilmente con gli omologhi affioranti nelle aree limitrofe.

6.1.1. - supersintema indistinto dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS)

Si tratta di unità conglomeratiche di conoide alluvionale in posizione intravalliva e di brecce di versante, debolmente tettonizzate, ancora perfettamente riconoscibili nei loro aspetti morfologici essenziali (superficie-limite superiore); i conglomerati e le brecce sono a clasti grossolani prevalentemente calcarei su-

barrotondati, i primi, ed a spigoli vivi, le seconde; spesso sono privi di matrice e debolmente cementati, a luoghi, invece, specie nei conglomerati, è presente una scarsa matrice limo-sabbiosa rosata o giallastra di probabile origine piroclastica; non sono rare le intercalazioni pelitiche e sabbiose organizzate in sottili livelli molto discontinui lateralmente che evidenziano, nei corpi ghiaiosi una rozza stratificazione. La superficie-limite inferiore è nettamente erosiva e coincide con il substrato carbonatico affiorante. Lo spessore complessivo, valutabile a vista, è variabile da qualche decina di metri a non più di 50 m. **PLEISTOCENE INFERIORE (?)**
- **PLEISTOCENE MEDIO.**

6.2. - UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI LA PIANA DEL SELE E LE VALLI FLUVIALI CHE L'ATTRAVERSANNO

6.2.1. - *B) subunità della Piana del Sele* (Settore Salerno-Pontecagnano-Battipaglia)

I depositi di questa Subunità rappresentano tutto il Pleistocene e l'Olocene e costituiscono le principali unità di paesaggio della Piana alluvionale e costiera del Sele. Alla piana costiera appartengono le facies fini marino-transizionali più recenti e subordinatamente quelle alluvionali con ampi passaggi laterali in eteropia di facies. Al settore pedemontano, invece, appartengono le facies clastiche grossolane, più antiche, di ambiente prevalentemente fluvio-alluvionale e/o travertinose, organizzate in vari cicli a controllo tettonico e/o climatico. Essi si configurano come depositi di colmamento della piana subsidente e progradante, in risposta sia ai movimenti tettonici surrettivi del fronte montuoso (facies fluvio-alluvionali) e sia, almeno a partire dal tardo Pleistocene medio, ai movimenti glacieustatici del livello del mare.

Questa subunità è costituita da due importanti supersintemi (supersistema Battipaglia-Persano; supersistema Eboli), da due unità sintemiche (sintema Campolongo; sintema Gromola) e da due unità litostratigrafiche (Travertini di Pontecagnano; unità di Ariano-Torrente Cornea), di cui seguono le descrizioni.

6.2.1.1. - supersintema Eboli **(CE)**

I sedimenti di questo supersintema indistinto sono genericamente ascritti al Pleistocene inferiore e rappresentano i depositi dell'antica piana alluvionale del Sele. Presentano uno spettro di facies ghiaiose prevalentemente di genesi alluvionale e detritica e sono distribuiti, a quote altimetricamente variabili, lungo tutta la fascia pedemontana dei Monti Picentini da Salerno a Senerchia.

La complessa successione conglomeratica fu descritta nell'area tipo (Monti di Eboli e Battipaglia), prima da CINQUE *et alii* (1988), che la elevarono al rango di "Gruppo" col nome di "Gruppo di Eboli", e poi più dettagliatamente da RUSSO (1990), che ne rilevò, correlandole, le varie componenti.

I depositi di questo supersintema poggiano, con netta discordanza angolare, su un substrato eterogeneo costituito da unità pre-quadernarie deformate. A tetto sono limitati oltre che dalla superficie topografica anche da una evidente superficie di discordanza angolare frutto della loro dislocazione tettonica infrapleistocenica.

A causa della difficile correlabilità e cartografabilità, il rilevamento di questi depositi è stato limitato al riconoscimento del supersintema come tale senza ulteriori distinzioni, basandosi su quanto noto in letteratura (CINQUE *et alii*, 1988; RUSSO, 1990) circa le caratteristiche di questi depositi.

La serie stratigrafica è composta quasi esclusivamente di litofacies conglomeratiche a supporto clastico, non o debolmente cementate, massive o rozzamente stratoidi (Fig. 21). Essa può essere generalmente divisa in tre porzioni (basale, intermedia e sommitale) non facilmente distinguibili sul campo. La porzione basale è costituita dalla alternanza di due litofacies: una ghiaiosa e una fine. La litofacies ghiaiosa è composta da conglomerati a supporto di matrice sabbioso-siltosa o granulare i cui elementi sono di natura esclusivamente calcarea e calcareo-dolomitica, derivanti dall'erosione dei litotipi di età mesozoica dei retrostanti Monti Picenti-



Fig. 21 - Montecorvino Pugliano. Aspetto della litofacies conglomeratica grossolana dei depositi del supersintema Eboli (CE).

ni. Nelle colline di Giovi presso Salerno la litofacies ghiaiosa appare con clasti di natura poligenica (calcareo, arenacea e marnosa), derivanti dallo smantellamento delle locali coltri silicoclastiche meso-cenozoiche. Le dimensioni degli elementi sono estremamente variabili con ghiaie fini e blocchi. Essa è organizzata in strati mal definiti, spessi da qualche decina di centimetri a 2 m, ad assetto tabulare con base generalmente netta o leggermente erosiva. Gli strati hanno buona estensione laterale (diverse decine di metri) e generalmente sono massivi. La litofacies fine è costituita da sabbie fini e silt carbonatici organizzati in strati massivi spessi fino ad 1 m con rare strutture sedimentarie da correnti trattive e lenti conglomeratiche grossolane. In questa litofacies sono presenti livelli sabbioso-argillosi di origine piroclastica di tipo trachitico s.l. spessi al massimo 5 cm e molto discontinui lateralmente. Su alcuni di questi livelli sono state effettuate datazioni assolute con il metodo Potassio/Argon che hanno fornito età di 1.52 Ma b.p. e di 1.27 Ma b.p. (RUSSO, 1990).

La porzione intermedia, invece, si compone della sola litofacies conglomeratica con elementi ghiaiosi che si presentano moderatamente arrotondati, eterometrici (ghiaie fini e blocchi) ed esclusivamente di natura carbonatica (dolomitica, calcareo dolomitica e calcarea), riferibile ai litotipi mesozoici dei retrostanti Monti Picentini. La rozza stratificazione, distinta da sottili livelli siltosi, presenta basi nette o leggermente erosive. Nella parte alta della successione si riconosce una stratificazione incrociata concava con frequenti strutture tipo *scour and fill* e geometrie lenticolari.

La porzione sommitale, come quella basale, è caratterizzata da due litofacies: una ghiaiosa, prevalentemente nella parte alta, ed una fine, prevalentemente limitata alla parte bassa. Nella litofacies fine sono presenti livelli di origine piroclastica di tipo trachitico s.l., spessi mediamente 10 cm e abbastanza continui lateralmente. Uno di questi livelli sottoposto a datazione assoluta, con il metodo Potassio/Argon, ha fornito un'età di 0.99 Ma b.p. (RUSSO, 1990).

Tutta la serie stratigrafica del supersintema è pervasa da repentini cambiamenti latero-verticali di facies e da *hiatus* stratigrafici a luoghi sottolineati dalla presenza di livelli decimetrici di argille rosse o brune residuali, più raramente bluverdastre, di antichi orizzonti pedogenici. L'intero complesso di facies, ghiaiose e fini, indica una deposizione in un ambiente chiaramente di piana alluvionale s.l., forse prossimale. Lo spessore dell'intera successione stratigrafica è di difficile valutazione perché la serie conglomeratica si presenta spesso incompleta per motivi erosionali ed è diffusamente tettonizzata, tuttavia esso è valutabile in non meno di 150 m complessivamente.

6.2.1.2. - supersintema Battipaglia-Persano (BP)

I depositi di questo supersintema rappresentano la prosecuzione settentrionale degli omologhi riconosciuti in altre parti della Piana del Sele, rilevati nel contiguo Foglio n. 486 “Foce del Sele”. A questo supersintema è ascritta l’unità litostratigrafica di Ariano – Torrente Cornea (ATC).

I sedimenti del supersintema occupano una posizione morfo-crono-stratigrafica compresa tra i conglomerati del supersintema Eboli (CE), a monte, ed i primi depositi tirreniani del sintema Gromola (GML), a valle. La superficie-limite superiore è caratterizzata morfologicamente dai lembi di un esteso terrazzo alluvionale s.l. solcato da modeste incisioni fluviali. Verso E e NE, nei contigui fogli geologici (S. Angelo dei Lombardi e Foce Sele), detta superficie si raccorda alla spianata del Complesso di Persano (AMATO *et alii*, 1991). Verso W e NW, nella sezione “Battipaglia”, gli affioramenti del supersintema mostrano una potente copertura di piroclastiti che maschera i dettagli morfologici e litologici. Ciononostante dai pochi affioramenti rilevati si evince che si tratta essenzialmente di una serie sedimentaria monotona di ambiente fluviale o alluvionale s.l. (BP_a) costituita in massima parte da ghiaie (Fig. 22). Dai dati di sondaggio, invece, si rileva una successione ben più complessa e di almeno 80 m di spessore, costituita da depositi ghiaiosi con intercalazioni di depositi fini riferibili a contesti fluvio-



Fig. 22 - Battipaglia. Aspetto della litofacies conglomeratica grossolana dei depositi di conoide alluvionale del supersintema Battipaglia-Persano (BP).

palustri e/o lacustri di ambiente di piana alluvionale: una successione che ben si accorda e si correla con quella del complesso di Persano (BAGGIONI, 1973, 1975; AMATO *et alii*, 1991; BARRA *et alii*, 1998). Verso valle i depositi di piana alluvionale passano a sedimenti di piana costiera (BPb) costituiti in prevalenza da complessi sedimentari di tipo spiaggia-duna-laguna costiera. Lo spessore, desunto da sondaggi, non è inferiore a 30 m.

A queste litofacies si associano quelle travertinose (BPc) riferibili all'Unità informale dei Travertini di Faiano, descritti da D'ARGENIO *et alii* (1983) che li collocarono cronologicamente nel Pleistocene medio. A Faiano e dintorni i travertini formano cospicui ammassi dello spessore medio complessivo di 80 m.

Per posizione morfostratigrafica essi sono correlabili con gli omologhi di Filetta (MPF_{fl}) (D'ARGENIO *et alii*, 1983) e con i depositi alluvionali più recenti del supersintema stesso poiché i dati di sottosuolo indicano che essi sono eteropici, verso valle, a sedimenti ghiaioso-sabbiosi fluvio-alluvionali.

La base del supersintema non affiora. Tuttavia, è possibile stimare sulla base della stratigrafia desunta da sondaggi che l'intera successione non è spessa meno di 150 m e certamente è limitata a letto (superficie-limite inferiore) da una superficie di discordanza angolare che si intuisce dai rapporti giacaturali esistenti in affioramento con il loro probabile substrato deformato: i conglomerati del supersintema Eboli (CE).

D'accordo con AMATO *et alii* (1991) e RUSSO (1990), nonché con le risultanze dei lavori di rilevamento del Foglio "Foce del Sele" (CINQUE, com. verb.), i sedimenti del supersintema di Battipaglia-Persano sono da ritenersi precedenti la fase di formazione dei depositi tirreniani del sintema Gromola (GML), in quanto la superficie-limite superiore, coincidente con la superficie strutturale del terrazzo, si interrompe contro quei depositi abbastanza bruscamente (a luoghi dando vita a modeste scarpate molto acclivi che si identificano come paleofalesie costiere).

Circa l'età numerosi autori (BAGGIONI, 1973; 1975; BRANCACCIO *et alii*, 1987; RUSSO, 1990; AMATO *et alii*, 1991) sono concordi nell'attribuire ai depositi di questo supersintema un'età medio pleistocenica basata unicamente su considerazioni di carattere geomorfologico. BRANCACCIO *et alii* (1988) confermano l'età medio pleistocenica sulla base di una misura di racemizzazione effettuata su di un molar del genere *Elephas* rinvenuto nei depositi alluvionali.

Sebbene non vi siano nell'area rilevata evidenze dirette di tettonizzazione, nel contiguo Foglio "Eboli" gli stessi depositi presentano chiarissime evidenze di deformazione fragile (BAGGIONI, 1975; AMATO *et alii*, 1991).

In relazione agli ambienti di sedimentazione la porzione più recente, di questo supersintema viene distinta nelle seguenti associazioni di litofacies, probabilmente fra loro eteropiche:

BPa) Porzione deposta in ambiente di conoide alluvionale - Alternanze latero-verticali di ghiaie sabbiose, sabbie e, subordinatamente, peliti sabbiose con fra-

zione grossolana poligenica ed eterometrica proveniente dalle locali serie mesozoiche. Verso l'alto passano a sedimenti alluvionali sabbioso-limoso-argillosi con componente piroclastica e con frequenti episodi pedogenici intercalati. In sommità è spesso conservato un paleosuolo bruno scuro, ben strutturato, molto decalcificato ed argillificato. Spessore non inferiore a 30 m. TARDO PLEISTOCENE MEDIO - PLEISTOCENE SUPERIORE BASALE ?

BPb) Porzione deposta in ambiente di piana costiera - Sedimenti sabbiosi e pelitici, eteropici di quelli della porzione precedente. Si tratta di complessi sabbioso-ghiaiosi e sabbiosi di spiaggia e dune litorali (evidenti sono le tracce morfologiche di antichi cordoni litoranei disposte a quote intorno ai 25 m) alternati a complessi pelitici e pelitico-sabbiosi di laguna e/o stagno costiero con associati sedimenti sabbioso-pelitici di ambienti fluvio-palustri. Localmente sono intercalate lenti ghiaiose e sabbioso-ghiaiose di ambiente alluvionale. Spessore non inferiore a 30 m. TARDO PLEISTOCENE MEDIO - PLEISTOCENE SUPERIORE BASALE ?

BPc) Depositi travertinosi (travertino di Faiano) (a cura di C. Violante) - Questi depositi, affioranti nell'area di Pontecagnano-Faiano, sono costituiti in gran parte da incrostazioni carbonatiche su supporti vegetali di varia natura (piante superiori, muschi, alghe e cianobatteri) e subordinatamente da sabbie calcaree. Tali depositi formano corpi sedimentari terrazzati, la cui origine è da ricondursi ad acque scorrenti sovrassature in carbonato di calcio provenienti da orizzonti sorgentizi, in parte ancora attivi, lungo il versante meridionale del Monte Bosco S. Benedetto (sorgente di S. Benedetto). Qui vengono a giorno acque a temperatura ambiente, deviate in una serie di canali artificiali a scopo irriguo, che a tutt'oggi depositano travertino con tassi di accumulo valutabili, nel periodo estivo, intorno al centimetro alla settimana. Le analisi geochimiche effettuate da D'ARGENIO *et alii* (1983) ed ANZALONE (2005) suggeriscono che le acque di deposizione dei travertini di Faiano dovevano avere temperature prossime a quella ambiente, un'origine inorganica per la CO_2 ed una velocità di deposizione elevata. L'alto contenuto in Mg, Sr e SO_4 indicherebbe una circolazione profonda delle acque madri, probabilmente in un acquifero dolomitico-evaporitico.

Lo studio delle tessiture e delle geometrie di deposizione dei travertini di Faiano suggerisce originari ambienti sedimentari riconducibili a pendii più o meno acclivi evolventi verso valle a cascate o rapide che bordavano aree lacustri poco profonde e/o palustri sviluppate nelle loro parti sommitali. I depositi di travertino sono, infatti, caratterizzati da litificazione precoce a cui si associa un elevato angolo di riposo, e sono in grado di trasformare gli originari pendii in spianate lacustri (terrazzi di travertino) limitati a valle da superfici clinostratificate formate da travertini micro- e fitoermali in drappaggi subverticali (depositi di cascata). Tali superfici sono, quindi, di natura deposizionale e non si correlano a fasi di abbassamento del livello di base o a fatti tettonici (BRANCACCIO *et alii*, 1986; D'ARGENIO & FERRERI, 1988; VIOLANTE *et alii*, 1994, 1996).

In particolare, lo studio sedimentologico effettuato lungo sezioni naturali, in cave abbandonate, tagli stradali e incisioni fluviali ha permesso di riconoscere cinque diverse litofacies raggruppabili in tre associazioni principali riconducibili ad altrettanti ambienti sedimentari (FERRERI, 1985; D'ARGENIO & FERRERI, 1988; GOLUBIC *et alii*, 1993; VIOLANTE *et alii*, 1994):

1. Travertini microermali, travertini stromatolitici e travertini fitoclastici: *depositi di pendio*. Questa associazione di litofacies è prevalentemente formata da travertini microermali (incrostazioni su briofite) e travertini stromatolitici (laminiti costituite da incrostazioni su alghe e cianobatteri), e subordinatamente da tessiture clastiche (fito-clasti incrostati a breve distanza dai luoghi di formazione). Sia i travertini stromatolitici che i travertini microermali sono organizzati in strati sottili variamente inclinati, mentre i travertini fitoclastici sono presenti sia in livelli stratiformi che lenticolari. A luoghi possono essere presenti livelli discontinui più o meno sviluppati di sabbie calcaree/travertino-se. Le geometrie interne di questi depositi sono spesso caratterizzate da duomi variamente allungati in direzione del pendio tra loro giustapposti attraverso rapporti di “onlap”.
2. Travertini fitoermali e travertini microermali: *depositi di cascata*. Questa associazione di litofacies risulta essenzialmente costituita da travertini fitoermali (incrostazioni su macrofite) e travertini microermali, organizzati in drappi subverticali a luoghi poggianti in discordanza su depositi di pendio, a formare originari margini deposizionali. Rispetto alla precedente associazione i depositi qui raggruppati sono relativamente meno diffusi.
3. Sabbie travertinose con intercalazioni di travertini fitoclastici e travertini fitoermali: *depositi palustri e di lago poco profondo*. Questa associazione di litofacies è prevalentemente formata da sabbie fitoclastiche e travertini fitoclastici, a luoghi contenenti modelli di foglie e resti di carofite. Sottili livelli di ciottolame poligenico variamente arrotondato, possono intercalarsi a varie altezze all'interno di questi depositi. I travertini fitoermali (incrostazioni su Fanerogame), si ritrovano come intercalazioni lentiformi o come livelli discontinui.

Lo spessore medio si aggira intorno agli 80 m. TARDO PLEISTOCENE MEDIO.

6.2.1.2.1. - unità di Ariano-Torrente Cornea (ATC)

Sebbene poco conosciuti, i depositi di questa unità litostratigrafica (BAGGIONI, 1973; LIPPMANN-BAGGIONI & GARS, 1984; RUSSO, 1990) rappresentano un tassello importante nel quadro della storia quaternaria della Piana del Sele. Essi affiorano esclusivamente ai due lati del Torrente Cornea ed in località Ariano di Olevano sul Tusciano, in un'area generalmente subpianeggiante che ricalca la superficie di un conoide alluvionale costruito dal Torrente Cornea. La parte distale

(loc. Pianella) è distintamente piatta denunciando una sua genesi lacustre, come testimoniano i locali sedimenti fini (ATC_{e2}) affioranti. L'area di affioramento di questi depositi è compresa tra i rilievi della catena dei Picentini a monte e le colline conglomeratiche del supersintema Eboli (CE) a valle, entro cui i depositi di questa unità sono incastrati morfologicamente.

Le porzioni prossimali mostrano affioramenti sporadici di ghiaie calcaree, grossolane e subarrotondate, rozzamente stratificate in letti piani (ATC_b). Ghiaie fini e sabbie stratificate, invece, caratterizzano le porzioni più distali in cui sono interdigitate lenti colluviali e vulcanitiche, specialmente nella parte alta. Lo spessore complessivo dei depositi è valutabile a vista in alcune decine di metri. L'intero corpo sedimentario reca tracce di deformazione fragile (fratture e faglie normali) di modestissimo rigetto. Dati i rapporti giaciturali, la superficie-limite inferiore, si può immaginare come una superficie di discordanza angolare sui terreni del substrato pre-Quaternario e sui depositi conglomeratici del supersintema Eboli. La superficie-limite superiore, invece, è quella morfologica del terrazzo alto del conoide del Torrente Cornea. Una tale situazione permette di correlare dubitativamente i depositi di questa unità con quelli omologhi del supersintema Battipaglia-Persano (BP_a), di cui l'unità di Ariano-Torrente Cornea fa parte. Inoltre, la posizione da essi occupata nell'ambito della storia morfotettonica della Piana del Sele ha portato diversi autori (BAGGIONI, 1973; LIPPMANN-BAGGIONI & GARS, 1984; CINQUE, 1986; RUSSO, 1990) a concludere che tali depositi sono da collocarsi cronologicamente in un generico Pleistocene medio, forse nella parte più bassa. Lo spessore medio relativamente alle parti affioranti, è valutabile in una decina di metri. **PLEISTOCENE MEDIO.**

6.2.1.3. - sintema Gromola (**GML**)

I depositi di questo sintema costituiscono la prosecuzione settentrionale degli omologhi o equivalenti rilevati nel contiguo Foglio n. 486 "Foce del Sele". Essi comprendono tutti i terreni che si depositarono sulla Piana a seguito della trasgressione tirreniana.

Si tratta di una successione sedimentaria di depositi eolici, marino costieri (spiaggia), pedogenici, lagunari e limno-palustri subaffioranti riferibile in *toto* al Pleistocene superiore. Il tetto (superficie-limite superiore) del sintema è rappresentato in affioramento, dalla superficie topografica, con morfologie (dossi da cordone costiero e ripiani di aggradazione palustre ed alluvionale) ben conservate o poco rimodellate, mentre nel sottosuolo esso è rappresentato dalla superficie erosionale determinata dalla regressione tardo-wurmiana sulla quale giacciono le serie continentali e transizionali del sintema Masseria Acqua Santa (MQS), e scompare verso mare al di sotto del sintema Campolongo (SLG). Dai dati di letteratura si evince che a letto (superficie-limite inferiore) il sintema è limitato da

una superficie di discordanza angolare ed è trasgressivo sui depositi, deformati ed erosi, del supersintema Battipaglia-Persano (BP).

I migliori e più completi affioramenti del sintema sono documentati nella Piana in sinistra del Fiume Sele (CESTARI, 1969; 1971; SERV. GEOL. D'ITALIA, 1971a; COCCO *et alii*, 1971; BAGGIONI, 1975). Più recentemente, gli studi di CINQUE (1986), di BRANCACCIO *et alii* (1986; 1987; 1988; 1991; 1995) e di RUSSO (1990) hanno fornito un quadro completo della loro età e significato geomorfologico e tettonico. La continuità sulla Piana del sintema Gromola, in destra del Fiume Sele, è stata comprovata da RUSSO (1990), da RUSSO & BELLUOMINI (1992) e da BARRA *et alii* (1998 a).

In generale, i depositi affioranti di questo sintema sono costituiti da pochi metri di sabbie di spiaggia fossilifere debolmente ghiaiose passanti verso l'alto a sabbie dunari debolmente cementate e rubefatte ovvero da *beach-rock* calcareo fossilifero. Lateralmente questi sedimenti passano ad argille-sabbiose lagunari fossilifere e a limi carboniosi limno-palustri. A luoghi tali sedimenti sono ricoperti o eteropici di depositi sabbioso-limosi bruno-rossastri costituenti coltri eluvio-colluviali mantellanti il pendio esterno dei cordoni dunari. Datazioni effettuate con il metodo dell'epimerizzazione dell'Isoleucina da BRANCACCIO *et alii* (1986; 1988) hanno permesso di riferire questi depositi al Tirreniano (130.000 - 75.000 anni b.p.). I depositi del ciclo sedimentario più recente formano un esteso e rilevato (fino a 25 m di quota) lineamento morfologico dunare che interessa tutta la Piana, da Paestum a Pontecagnano. Nella Sezione "Battipaglia" detto lineamento si riscontra in località Casa Volta della Torre e Podere Angelo dove si spinge fino a 17 m di quota. I sedimenti, tuttavia sono rilevabili per non più di un paio di metri, solo in scavi occasionali, da cui si evince che sotto un'esigua copertura vulcanoclastica sono presenti, almeno per 2 m di spessore, sabbie eoliche rubefatte, debolmente cementate, di colore bruno-giallastro. Stratigrafie di sondaggio documentano che al di sotto delle sabbie eoliche, per uno spessore indefinito, sono presenti sabbie-ghiaiose di spiaggia ed argille fossilifere.

In definitiva, le associazioni di litofacies presenti nel sintema Gromola affioranti nel Foglio possono essere così di seguito sintetizzate.

GML_{b2} - Sedimenti sabbioso-limosi bruno-rossastri costituenti coltri eluvio-colluviali mantellanti il pendio esterno del cordone costiero tirreniano. TARDO PLEISTOCENE SUPERIORE.

GML_d - Sabbie eoliche medie e fini, a luoghi cementate e rubefatte, pertinenti la sommità del complesso dunare costiero tirreniano; sono potenti localmente non più di un paio di metri e mostrano di passare in basso a sabbie fossilifere di spiaggia sommersa debolmente ghiaiose a luoghi cementate (*beach rock*). Lateralmente, invece, sono eteropiche di **GML_e**; verso l'alto passano talvolta a sottili depositi di disfaccimento *in situ* degli stessi ovvero a livelli pedogenici argillosi rossastri. PLEISTOCENE SUPERIORE.

GML_e - Argille, argille-siltose, limi e sabbie fossilifere lagunari caratterizzanti il colmamento di depressioni retrodunari; passano verso l'alto a sedimenti pelitici e limo-torbosi di ambiente limno e fluvio-palustre. Sono potenti non più di 10 m e mostrano passaggi eteropici con le più profonde facies litorali del sintema. A luoghi sono mantellati da un sottile strato di colluvioni sabbioso-limose rosastre derivanti dal disfacimento del cordone litoraneo. **PLEISTOCENE SUPERIORE (TIRRENIANO ?)**.

6.2.1.4. - travertini di Pontecagnano (**TPO**)

Costituisce un'unità di tipo litostratigrafico rappresentata da un'associazione di litofacies travertinose formatesi in ambiente di piana fluvio-lacustre ed alluvionale s.l. Essa si colloca dal punto di vista crono-stratigrafico tra il sintema Gromola e il sintema Campolongo; gli affioramenti sono rari e non sono esclusi possibili passaggi eteropici con i sedimenti ghiaioso-sabbiosi del sintema Masseria Acqua Santa. Questa unità si sviluppa esclusivamente in pianura (Pontecagnano) ed a tetto del Tufo Grigio Campano (TGC). La potenza, stimata per mezzo di alcuni sondaggi, non supera la ventina di metri. **TARDO PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE *p.p.***.

6.2.1.5. - sintema Campolongo (**SLG**)

I depositi di questo sintema rappresentano la prosecuzione settentrionale degli omologhi o equivalenti rilevati nel contiguo Foglio n. 486 "Foce del Sele". I migliori e più completi affioramenti, indagati anche mediante sondaggi meccanici, sono documentati nella Piana in sinistra del Fiume Sele (o a cavallo della foce). Tali affioramenti, segnalati già da tempo (CESTARI, 1969; 1971; SERV. GEOL. D'ITALIA, 1971a; COCCO *et alii*, 1971) e attribuiti all'Olocene, sono stati studiati nel dettaglio da CINQUE (1986) da BRANCACCIO *et alii* (1986; 1987; 1988; 1991; 1995), da RUSSO (1990), da GUY (1990) e, soprattutto, da BARRA *et alii* (1998 a; b), che forniscono un quadro completo della loro età, genesi e significato geomorfologico e tettonico nel contesto dell'evoluzione della Piana del Sele. I depositi di questo sintema costituiscono un prisma di sedimenti trasgressivi e progradazionali accrezionato sul fronte della Piana nel corso dell'Olocene, con spessore crescente da terra, dove sono ubicati i depositi più antichi, verso mare. Tale spessore è stimabile in circa 20 m all'altezza della costa attuale. Nel Foglio affiora solo la parte più recente (Olocene superiore), testimone di un impianto progradazionale di un sistema barriera-laguna con passaggi eteropici verso ambienti transizionali (lagunari e limno-palustri) colmati da apporti fluviali e, negli ultimi due secoli,

dalle locali colmate di bonifica. I sedimenti poggiano in discordanza sul *sintema Gromola* (GML) e troncano il *sintema Masseria Acqua Santa* (MQS).

Si tratta, sostanzialmente, di una successione sedimentaria di depositi eolici, marino costieri, lagunari e palustri di età olocenica s.l., organizzati in più cicli sedimentari separati da discordanze di natura erosionale rappresentate da superfici di discontinuità connesse alle fasi trasgressivo-regressive responsabili della loro genesi (ved. Fig. 26). Il sintema è limitato a tetto (superficie-limite superiore) dalla superficie topografica, con morfologie dunari ben conservate ed estese su tutta la piana costiera del Sele, da Paestum a Salerno. La base (superficie-limite inferiore) è rappresentata, nel sottosuolo, dalla superficie erosionale determinata dalla regressione tardo-wurmiana.

Nelle sezioni “Battipaglia” e “Salerno” del Foglio gli affioramenti di questi depositi, che costituiscono un unico cordone dunare che si spinge fino a 6 m di altezza, consistono prevalentemente di sabbie eoliche per un paio di metri di spessore. La presenza del livello di pomici da caduta dell'eruzione pliniana del Vesuvio del 79 d.C. consente di riconoscere le sabbie dunari del periodo romano s.l. Le sabbie eoliche sono eteropiche di depositi colluviali sabbioso-limosi ricchi di sedimenti di suolo e di frazione organica, spessi al massimo alcuni metri.

In definitiva, le associazioni di litofacies presenti nel sintema Campolongo possono essere così di seguito sintetizzate.

SLG_d - Sabbie eoliche medie e fini a luoghi rubefatte formanti un cordone dunare costiero potente pochi metri; verso il basso passano a sabbie fossilifere, a luoghi debolmente ghiaiose, di spiaggia s.l. e di spiaggia sommersa. Verso terra sono eteropiche di “e”. Età compresa tra 2,5 ka ed il XX secolo.

SLG_e - Depositi pelitici caratterizzanti il riempimento di depressioni retrodunari: argille, argille-siltose, limi e sabbie fossilifere di ambiente lagunare con *Cardium spp.*, evolventi verso l'alto ad argille, limi e limi torbosi limno-palustri con rare e sottili intercalazioni di livelli sabbiosi (tempestiti ?). Lo spessore complessivo non supera i 10 m. Sono particolarmente evidenti i rapporti di eteropia con gli altri sedimenti del sintema. Età compresa tra circa 9 ka e l'epoca moderna.

SLG_{b2} - Depositi colluviali sabbioso-limosi ricchi di sedimenti di suolo e di frazione organica; disposti lungo il margine interno della depressione retrodunare, mantellano i fianchi di deboli pendii o rivestono il fondo di vallecicole, dove comprendono rari e modesti episodi alluvionali debolmente ghiaiosi. Nel complesso sono eteropici dei sedimenti in facies lagunare e limno-palustre del sintema e presentano uno spessore massimo di alcuni metri. OLOCENE *p.p.*

6.2.2. - A) subunità delle valli fluviali in destra Sele (Fiumi Irno, Picentino e Tusciano)

I depositi di questa subunità sono riferibili a tutto il Pleistocene e sono per-

tinenti le principali unità di paesaggio fluviali che caratterizzano indistintamente tanto la Piana del Sele che i settori vallivi solcanti il rilievo dei Monti Picentini. In particolare, nell'area di Piana dominano le più recenti facies fini alluvionali e marino-transizionali spesso eteropiche di facies esclusivamente di ambiente di piana costiera. Nel settore montano e pedemontano, invece, dominano le facies clastiche grossolane, più antiche, di ambiente prevalentemente fluvio-alluvionale e/o quelle travertinose, organizzate in vari cicli a controllo tettonico e/o climatico. Queste ultime si configurano come depositi di riempimento di solchi vallivi più o meno pronunciati con marcato diacronismo di facies da monte verso valle. La loro età e/o posizione morfo-tettono-stratigrafica rispecchia le vicissitudini che hanno scandito l'articolata storia morfoevolutiva pleistocenica di questo settore dell'Appennino campano.

Nelle successioni, soprattutto nella parte alto-pleistocenica, sono diffusamente documentati episodi vulcanitici di provenienza flegreo-vesuviana alcuni dei quali (TGC) sono localmente utilizzati come *marker* crono-stratigrafici.

Questa subunità è costituita da tre sintemi, di cui segue la descrizione, all'interno dei quali sono riconoscibili diversi elementi litostratigrafici. Infatti, la complessa sedimentazione che caratterizza queste unità sintemiche, ben esposte lungo le basse valli dei Fiumi Irno, Picentino e Tusciano, è di tipo prevalentemente clastico alluvionale e di versante.

Dal punto di vista crono-stratigrafico non è chiaramente definita l'appartenenza di questi sintemi, con la parte basale, al Pleistocene inferiore, ma sicuramente il Pleistocene medio e, soprattutto, quello superiore sono ben documentati.

Comunque, i sedimenti più antichi sono di ambiente continentale ed hanno facies prevalentemente detritico-alluvionali. I sedimenti del Pleistocene superiore, invece, sono di ambiente fluviale o fluvio-palustre con facies ghiaiose e travertinose. Marcata è la presenza di vulcaniti nella successione sedimentaria: il Tufo Grigio Campano (TGC) viene usato come *marker* cronostratigrafico per differenziare alcune unità sintemiche. Non è escluso che le porzioni terminali di questa subunità facciano transizione a sedimenti di collocazione ambientale marino-transizionale; anzi, sebbene non sia stata osservata, è fortemente attesa l'eteropia di queste porzioni sedimentarie con le omologhe del supersintema Battipaglia-Persano (BP) e dei sintemi Gromola (GML) e Campolongo (SLG) che caratterizzano più francamente la piana costiera progradante.

La superficie-limite superiore della subunità è di tipo prevalentemente deposizionale (morfologicamente coincide con la superficie dei corpi detritico-alluvionali più recenti) ed è troncata a valle dai sedimenti del sintema Campolongo sotto cui scompare, dopo aver descritto una sorta di paleofalesia molto rimodellata, ben al di sotto del livello attuale del mare. La superficie-limite inferiore, invece, è una superficie erosiva incidente sia i depositi del substrato calcareo mesozoico locale e sia i depositi conglomeratici e travertinosi più antichi sospesi sul fondovalle.

Nel complesso, lo spessore dei sedimenti dell'intera subunità è valutabile mediamente in circa un centinaio di metri.

I sedimenti delle tre unità sintemiche rispondono, per il Pleistocene antico, ai movimenti tettonici surrettivi che hanno strutturato la Piana nel suo insieme, per il Pleistocene superiore, invece, ai movimenti glacioeustatici, specialmente delle fasi di *low-standing*, responsabili dell'attuale articolazione della piana costiera.

6.2.2.1. - sintema S. Cipriano Picentino-Filetta (MPF)

I depositi di questo sintema sono localizzati nell'area dei Monti Picentini e sono pertinenti alla media ed alta valle del Fiume Picentino e valli tributarie. Sono morfologicamente sospesi sui livelli di base attuali e rappresentano un momento antico nell'evoluzione geomorfologica del rilievo dei Picentini. Per posizione morfo-stratigrafica (e forse tettono-stratigrafica) si correlano in parte ai sedimenti alluvionali e travertinosi del supersintema Battipaglia-Persano (BP).

In relazione alla posizione morfostratigrafica i depositi del sintema sono grossolanamente distinti in due subunità che non sono state distinte cartograficamente: quella più giovane è sicuramente la più continua e si posiziona lungo le aste fluviali ed i relativi raccordi pedemontani; quella più antica, invece, affiora esclusivamente in lembi relitti, isolati e discontinui pertinenti ad un'unità di paesaggio (o più di una) più ampia, dislocata sui rilievi in varie posizioni altimetriche, non facilmente riconducibile ad un momento preciso della storia geologica quaternaria dell'area. I depositi di quest'ultima subunità sono probabilmente affini a quelli del supersintema Eboli (CE) di cui potrebbero costituire la continuazione verso nord-ovest.

Nel complesso, le successioni di sedimenti che compongono il sintema sono costituite da litofacies ghiaiose grossolane e travertinose per lo più slegate dal paesaggio attuale. Le litofacies grossolane mostrano evidenti segni di tettonizzazione: sono discontinue e tronche e composte di conglomerati e brecce, a luoghi con scarsa presenza di matrice piroclastica, in facies di con, falde detritiche e conoidi alluvionali di difficile distinzione cartografica e con morfologie non sempre ben conservate (superficie-limite superiore); spesso appaiono reincise e carsificate. La superficie-limite inferiore, generalmente, insiste sul substrato carbonatico pre-Quaternario. Lo spessore è variabile e dell'ordine di diverse decine di metri. Le facies travertinose (**f1** - travertini di Filetta, vedi anche D'ARGENIO *et alii.*, 1983; ANZALONE, 2005), di ambiente fluvio-lacustre s.l., sono costituite da 1) livelli stratoidi suborizzontali di sabbie travertinose, travertini fitoclastici e fitoermali (ambiente limno-palustre); 2) travertini microermali, stromatolitici e fitoclastici in livelli clinostratificati (ambiente di pendio). Sono sormontati da sottili coperture eluvio-colluviali di origine vulcanoclastica ma si riscontrano an-

che, in tasche di erosione, spessi livelli pedogenici sabbioso-argillosi rossastri. Spessore visibile dell'ordine di alcune decine di metri. PLEISTOCENE INFERIORE (?) - PLEISTOCENE MEDIO.

6.2.2.2. - sintema Fasanara (NSR)

I depositi di questo sintema affiorano molto limitatamente e sono mal esposti ovvero sono segnalati nei diversi sondaggi effettuati nel contiguo Foglio "Foce del Sele". Morfologicamente costituiscono ripiani terrazzati sospesi sull'attuale fondovalle di circa una ventina di metri lungo la media valle del Fiume Picentino (Malche), dove sono costituiti prevalentemente da travertini o da sedimenti ghiaioso-sabbiosi subaffioranti, sempre sottoposti al Tufo Grigio Campano (TGC). Lungo il medio corso del Fiume Tusciano danno luogo ad un'unità fluviale "incastrata" nei sedimenti del supersintema Battipaglia-Persano (BP). Si presentano reinciati dal Tusciano e da altri corsi d'acqua minori, che conferiscono carattere soprattutto erosionale alla superficie-limite superiore del sintema, che scompare verso valle sotto i terreni del sintema Masseria Acqua Santa (MQS). Detta superficie, dove affiorante, coincide con i locali ripiani terrazzati ed è sottoposta al Tufo Grigio Campano *Auct.* (TGC). La superficie-limite inferiore, nell'area di Piana, è di natura erosionale ed incide a tetto i depositi del supersintema Battipaglia-Persano.

Nel complesso si tratta di alternanze di sabbie, ghiaie-sabbiose e ghiaie di origine fluviale con rare lenti siltose e limo-sabbiose. I clasti sono prevalentemente calcarei e dolomitici, smussati e di dimensioni fino a centimetriche.

La litofacies travertinosa (**f1**) comprende: travertini micro- e fite termali (incrostazioni su supporti vegetali *in situ*) e fitoclastici (accumuli di frammenti di incrostazioni travertinose), teneri e litoidi, e sabbie travertinose. Esse sono organizzate in corpi stratoidei da medi a sottili a luoghi alternati o separati da sottili livelli pedogenici, colluviali o piroclastici. Lo spessore dei sedimenti di questo sintema è molto variabile ma nel complesso è valutabile per la parte affiorante fino ad una ventina di metri. TARDO PLEISTOCENE MEDIO ? – PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*?

6.2.2.3. - sintema Masseria Acqua Santa (MQS)

Questo sintema caratterizza la complessa sedimentazione delle basse valli dei fiumi Irno, Picentino e Tusciano con passaggi eteropici a sedimenti detritico-alluvionali disposti al piede dei rilievi. Cronostratigraficamente i sedimenti si collocano a tetto del Tufo Grigio Campano (TGC), nel tardo Pleistocene superiore - basso Olocene. A valle la superficie-limite superiore di origine deposizionale

scompare sotto i sedimenti del sintema Campolongo (SLG); nella zona del Tuscano, morfologicamente, essa dà luogo ad un corpo alluvionale che si incastra nel sintema Fasanara (NSR) e la cui base scende al di sotto del livello del mare attuale. Nelle valli del Picentino e dell'Irno, la superficie-limite superiore coincide o con la superficie dei coni detritico-alluvionali laterali o con le spianate dei terrazzi fluviali (almeno due ordini di cui uno ben evidente). La superficie limite-inferiore, è una superficie erosiva impostata tanto sui depositi del substrato calcareo mesozoico locale e tanto sui depositi conglomeratici e travertinosi più antichi (BP, CE, GML e NSR) sospesi sul fondovalle.

Nel complesso il sintema è composto da ghiaie e sabbie poligeniche fluviali s.l., con subordinati episodi pelitici (Fig. 23). I conoidi alluvionali sono costituiti prevalentemente da ghiaie calcaree poligeniche fini supportate da matrice piroclastica, alternate a colluvioni vulcanoclastiche e sedimenti di suolo. Le falde detritiche sono composte prevalentemente da breccie stratoidi incoerenti a matrice piroclastica e con clasti calcarei centimetrici spigolosi. Nell'area tra S. Leonardo, Pastena e Fuorni, i corpi di conoide alluvionale e le falde detritiche sono costituiti da sedimenti fini poligenici e, più frequentemente, da colluvioni piroclastiche generalmente miste a detrito calcareo cui si associano livelli di pomici da caduta come quello dell'eruzione pliniana del Vesuvio del 79 d.C.



Fig. 23 - San Cipriano Picentino. Depositi ghiaioso-sabbiosi fluviali s.l. del sistema Masseria Acqua Santa (MQS).

A luoghi nella successione si riscontrano livelli di corpi di frana s.l. del tipo *debris-mud-earth flows*. Sono eteropici di conglomerati e sabbie fluviali, colluvioni vulcanoclastiche, livelli limno-palustri, vulcanitici e di travertino nel sottosuolo.

Nel complesso la potenza dei depositi di questo sintema, estrapolata mediante stratigrafie di sondaggi geognostici, si aggira mediamente intorno ai 20 m. TARDO PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE

6.3. - UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI IL BACINO DEL GOLFO DI SALERNO (Settore Costiera Amalfitana)

Le unità di seguito riportate sono circoscritte al solo settore amalfitano dei Monti Lattari ricadente nel Foglio n. 467 “Salerno” ed in particolare nella Sezione III “Salerno”. Il settore è in “destra” del *Solco di Cava* e drena (T. Bonea) verso il Golfo di Salerno; la sua *storia* morfoevolutiva quaternaria è intimamente legata a quella dell’intera dorsale dei Monti Lattari-Penisola sorrentina. I depositi quaternari che vi affiorano sono la prosecuzione di quelli descritti nel contiguo Foglio n. 466 “Sorrento” e quindi ne assumono le stesse denominazioni.

6.3.1. - *supersintema di Vettica (VT)*

Supersintema indistinto che accorpa unità depostesi in più cicli a controllo tettonico e climatico, durante gli eventi di fagliazione e surrezione che definirono il margine tra la dorsale dei Monti Lattari e la depressione del Golfo di Salerno. Si tratta di conglomerati e breccie con matrice piroclastica in facies di con, falde detritiche e conoidi alluvionali associati a morfologie non sempre ben conservate (superficie-limite superiore) sovente ben cementati e sospesi tettonicamente a mezza costa sui versanti di faglia amalfitani. La superficie-limite inferiore insiste sul substrato carbonatico. Lo spessore è variabile e dell’ordine di alcune decine di metri. PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE *p.p.*.

6.3.2. - *supersintema di Conca (CN)*

Supersintema indistinto che accorpa unità depostesi durante più cicli a prevalente controllo climatico ed eustatico, dopo la fine dei moti surrettivi e disgiuntivi della dorsale dei Monti Lattari. Si tratta di: **CN_{a3}**) depositi ghiaiosi e conglomeratici costituiti da ciottoli carbonatici spigolosi con matrice piroclastica che costituiscono falde detritiche; **CN_b**) conglomerati di conoide alluvionale, con e falde detritiche, poco coerenti con clasti carbonatici e matrice limo-sabbiosa di natura



Fig. 24 - Vietri sul Mare. Panoramica di affioramento della litofacies travertinoso (fl) del supersintema di Conca (CN) poggiante sul locale substrato dolomitico mesozoico.

piroclastica di colore giallastro, associati a morfologie ben conservate (superficie-limite superiore). A luoghi i corpi conglomeratici passano verso l'alto e lateralmente a: **CN_{fl}** depositi travertinosi fitoclastici e fitoermali (Fig. 24). La superficie-limite inferiore insiste generalmente sul substrato carbonatico. Lo spessore è variabile e dell'ordine di alcune decine di metri. **PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.**

6.3.3. - sintema di Amalfi (**ALF**)

Sedimenti alluvionali costituiti da conglomerati a clasti calcarei e matrice limo-sabbiosa di natura vulcanica che aggradano sui tratti finali delle forre/*rias* durante e dopo la risalita del livello del mare post-glaciale. Pertanto, sono correlabili con gli omologhi del sintema Masseria Acqua Santa (MQS) e con quelli del sintema Campolongo (SLG). Depositi vulcanoclastici fini di colata detritica marroncini o grigio scuri mediamente coerenti, inglobanti ciottoli carbonatici, scorie laviche, pomici e resti di manufatti di epoca romana, spessi tra 0.5 e 7 m. La superficie-limite superiore, ben conservata, coincide con il top deposizionale o con la superficie morfo-topografica dei corpi sedimentari. La superficie-limite inferiore, invece, è una superficie erosionale che incide corpi sedimentari più an-

tichi e tettonicamente disarticolati o il substrato pre-Quaternario. Lo spessore è mediamente di 10 m. OLOCENE.

6.4. - UNITÀ NON UBIQUITARIE, COMPLETAMENTE FORMATE E PERTINENTI IL BACINO DEL GOLFO DI NAPOLI – PIANA CAMPANA
(Settore nocerino-bassa valle del T. Solofrana).

6.4.1. - *supersintema Flegreo-Ischitano (FI)*

Le unità di seguito descritte sono limitate al settore cavese-nocerino dei Monti Lattari, a quello dei Monti Picentini occidentali ed a quello sud-orientale dei Monti di Sarno, oltre ai relativi solchi vallivi e piane intermontane ricadenti nel Foglio n. 467 “Salerno” (“Solco” di Cava; bassa valle del Torrente Solofrana; alta valle dell’Irno). Si tratta di aree largamente condivise con i fogli geologici confinanti ed in particolare con il Foglio n. 466 “Sorrento” di cui si assumono le relative descrizioni e denominazioni. Tuttavia, dove possibile, viene proposto per le varie unità sintemiche individuate un tentativo di correlazione, almeno per posizione crono e morfo-stratigrafica, con le altre unità quaternarie affioranti nel Foglio “Salerno”.

In generale il supersintema Flegreo-Ischitano racchiude tutti i depositi di riempimento del Graben Campano, compresi tra il tetto del substrato carbonatico e la superficie di erosione e/o di non deposizione (paleosuolo) presente al tetto dell’Ignimbrite Campana (TGC). Il supersintema comprende due sintemi, il sintema di Pimonte (BPI) ed il sintema di Gragnano (GGN).

6.4.1.1. - sintema di Pimonte (BPI)

Sedimenti di conoide alluvionale costituiti da conglomerati ben cementati con livelli pelitico-sabbiosi. I conglomerati sono formati da clasti carbonatici di dimensioni variabili da pochi centimetri fino a 50 cm, con scarsa matrice rosata o giallastra a luoghi di natura piroclastica. In corrispondenza degli apici dei conoidi, questi depositi passano a brecce di versante a clasti carbonatici, eterometrici e spigolosi, talora immersi in matrice limo-sabbiosa di natura piroclastica. Si tratta di depositi slegati dall’attuale livello di base, sospesi nel paesaggio attuale, probabilmente per motivi climatici e/o tettonici. La superficie-limite superiore è quasi sempre molto reincisa e carsificata, sebbene a grande scala essa rifletta le originarie morfologie di accumulo. Le porzioni affioranti della superficie-limite inferiore insistono sul substrato carbonatico pre-Quaternario. Sono correlabili in parte ai

sedimenti del supersistema di Vettica (VT) ed a quelli più antichi del sistema S. Cipriano Picentino – Filetta (MPF). Lo spessore di questi depositi è variabile ed è valutabile in 20-30 m. **PLEISTOCENE INFERIORE (?) - PLEISTOCENE MEDIO *p.p.***

6.4.1.2. - sistema di Gragnano (GGN)

Sedimenti di conoide alluvionale costituiti da conglomerati a clasti poligenici, di diametro variabile fino a 50 cm, con matrice piroclastica giallastra. Nella parte alta si riscontrano livelli piroclastici a luoghi rimaneggiati, raramente si rinven-gono sottili e discontinui livelli pelitici per lo più sabbioso-siltosi o argillosi. Così come nell'area di Gragnano (Foglio 466 "Sorrento"), la superficie-limite inferiore coincide con una superficie erosiva che incide sia il substrato carbonatico pre-Quaternario che omologhi depositi di conoide più antichi e sospesi. La superficie-limite superiore ha una morfologia spesso ben conservata in affioramento e talvolta, specialmente nei sondaggi, è ricoperta da depositi tufacei ascrivibili al Tufo Grigio Campano *Auct.* (TGC), da sottili livelli di depositi vulcanoclastici provenienti dal distretto vulcanico Somma-Vesuvio o direttamente da depositi ghiaiosi di conoide alluvionale/falde detritiche più giovani. Sono correlabili in parte ai sedimenti del supersistema di Conca (CN). Lo spessore è variabile fino a superare il centinaio di metri. **PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* - PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.***

6.4.2. - sistema Vesuviano-Flegreo (VEF)

Questo sistema è definito, alla base, dalla superficie di erosione e/o di non deposizione (paleosuolo) presente al tetto della formazione dell'Ignimbrite Campana e, a tetto, dalla superficie topografica attuale. Il sistema comprende otto subsistemi, nell'area del Foglio "Salerno" ne sono presenti esclusivamente due; il subsistema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (VEF₂) ed il subsistema di Scanzano (VEF₁). Quest'ultimo è compreso tra la superficie di erosione e/o di non deposizione presente al tetto dell'Ignimbrite Campana e la discontinuità erosiva e/o di non deposizione (paleosuolo) riconosciuta alla transizione tra Pleistocene superiore e Olocene (eta: tra 39 e 10,5 ka). Il subsistema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (VEF₂) di conseguenza è compreso tra la discontinuità a tetto di VEF₁ e la superficie topografica attuale.

6.4.2.1. - subsistema di Scanzano (VEF₁)

Sedimenti di conoide alluvionale costituiti da ghiaie, ghiaie fini e sabbie con i

clasti maggiori, di natura carbonatica, di dimensioni variabili fino a 15 cm, spesso immersi in una abbondante matrice di natura piroclastica. Oltre ai depositi ghiaiosi e pelitici, nella successione si riscontrano intercalazioni di sottili livelli piroclastici, rimaneggiati (colluvioni piroclastiche) o in giacitura primaria, ascrivibili all'attività vulcanica tardo-pleistocenica del distretto napoletano ed in particolare del Somma-Vesuvio. La superficie-limite inferiore di questi depositi coincide, con la sommità deposizionale dei depositi tufacei ascrivibili al Tufo Grigio Campano *Auct.* La superficie limite superiore, invece, ha una morfologia ben conservata ed è quasi sempre ammantata da piroclastiti (tra le quali dominano i prodotti dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.) o da colluvioni piroclastiche o da depositi di conoide alluvionale più recenti. Sono pro-parte correlabili con (a₃) e con (PSP). Occupano esclusivamente posizioni pedemontane ed il loro spessore è variabile, ma nell'ordine di alcune decine di metri. **PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.***

6.4.2.2. - subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF₂**)

Complesse alternanze di sedimenti limno-palustri, alluvionali, pedogenici, colluviali e piroclastici. Quest'ultima componente è decisamente predominante. Più specificamente si tratta di successioni discontinue di piroclastiti fini da caduta (ceneri, pomici e scorie lapilliche) e di sabbie vulcaniche e vulcanoclastiche alternate a limi e limi torbosi, livelli pedogenici argillosi sepolti, sabbie e sabbie debolmente ghiaiose di origine fluviale o alluvionale s.l. Il tutto è sempre ricoperto da vulcaniti riferibili alle eruzioni vesuviane di epoca storica tra cui spiccano i livelli pomicei dell'eruzione pliniana del 79 d.C. Le successioni di questo subsintema occupano prevalentemente le aree pianeggianti e sono in parte correlabili con le depositi vulcanoclastici (**I**), hanno spessore variabile ma nel complesso non superiore ai 10 m come si evince da dati di sondaggio. **VEF_{2b2}** - Depositi costituiti da sabbie e limi con matrice argillosa e subordinato detrito calcareo (più abbondante in vicinanza dei rilievi carbonatici) accumulatisi alla base dei versanti per colluvionamento e frane di colata. Depositi di conoide alluvionale, incoerenti, costituiti da sabbie e ghiaie con matrice limo-sabbiosa che cinturano i rilievi e/o sono localizzati allo sbocco di incisioni vallive; nella loro successione sono comuni i livelli pedogenici sepolti e quelli piroclastici, quasi sempre con evidenti rimaneggiamenti. Occupano prevalentemente posizioni pedemontane o di raccordo tra la piana ed i rilievi che la bordano; fanno transizione, con passaggi eteropici, ai sedimenti (**VEF₂**). Lo spessore è variabile, ma dai sondaggi si evince che essi sono spessi mediamente non più di una decina di metri. **OLOCENE.**

6.5. - UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE

6.5.1. - *Tufo Grigio Campano Auct. o Ignimbrite Campana Auct. (TGC)*

Deposito tufaceo ignimbritico proveniente dalla vicina Piana Campana (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*, 1978). Si tratta di un deposito semicoerente o sublitoide, cineritico-scoriaceo, grigiastro o giallastro, spesso con fratturazione prismatica; presenta raramente la tipica tessitura eutassitica, con scorie schiacciate o a fiamma; più frequentemente la tessitura è caotica o massiva, con accenno di gradazione inversa/normale alla base. Nella struttura del banco tufaceo si riscontrano macroscopici e centimetrici frammenti lavici, lapilli e lapilli-scoriacei, scorie scure, cristalli sciolti di minerali (prevalentemente sanidino, plagioclasio e biotite) e rari clasti di rocce sedimentarie metamorfosate. Nel complesso, il deposito è caratterizzato da un chimismo alcalitrachitico potassico. Localmente, alla base e separato da un paleosuolo o livello cineritico umificato, si riscontra un livello piroclastico di pomici biancastre da caduta trachifonolitiche potassiche forse di provenienza flegrea, mediamente spesso poche decine di centimetri, e di età ^{14}C maggiore o uguale a 40.000 anni, il quale poggia a sua volta su di un sottile livello di ceneri stratificate (DI GIROLAMO *et alii*, 1973). Nell'area del Foglio il deposito tufaceo affiora a tratti (lungo il medio corso del F. Picentino, lungo il Fosso di Prepezzano e lungo i torrenti Fuorni e Sordina) costituendo localmente un'ampia spianata deposizionale. E' diffuso inoltre nella Piana di Salerno, lungo la valle dell'Irno e nella Piana di Mercato S. Severino. Gli spessori sono variabili ma nel complesso contenuti mediamente entro un intervallo di 2 – 10 m. L'età nota in letteratura basata su datazioni assolute è di 39ka (BARBERI *et alii*, 1978; FISHER *et alii*, 1993; CIVETTA *et alii*, 1997; DE VIVO *et alii*, 2001; PAPPALARDO *et alii*, 2002). **PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.**

6.5.2. - *Detrito di falda (a₃)*

Corpi o *talus* detritici. Brecce di versante. Si tratta di depositi ghiaiosi prevalentemente composti da elementi carbonatici eterometrici e spigolosi, spesso sciolti o debolmente cementati, privi o con scarsa matrice fine, terrosa o di natura vulcanoclastica; si presentano generalmente privi di stratificazione o organizzati in rozzi stratoidi con basi erosive. Di solito sono disposti al piede dei versanti cinturando i principali rilievi calcarei dell'area del Foglio. Hanno spessore variabile fino a qualche decina di metri, si presentano non dislocati o comunque non mostrano tracce evidenti di dislocazione tettonica. La loro origine è da rapportare ad effetti climatici probabilmente connessi all'ultima glaciazione. **PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.**

6.5.3. - *Depositi vulcanoclastici (I)*

Successione di depositi vulcanoclastici di provenienza flegreo-vesuviana in giacitura primaria. Spesso alternate ad epiclastiti e livelli pedogenici. Si tratta di livelli decimetrici di sabbie vulcaniche, cineriti e discontinui livelli lapillici costituiti prevalentemente da clasti pomicei, grigi o biancastri, e subordinatamente scoriacei o litici di natura lavica. Mostrano chimismo alcalitrachitico, trachifonolitico e tefritico-leucitico. Lo spessore complessivo è variabile fino a circa 5 metri, dipendendo dalle condizioni morfologiche di deposizione. Generalmente costituiscono i sedimenti di copertura di superfici pianeggianti o subpianeggianti intravallive (alta valle dell'Irno, piana di Mercato S. Severino, valle del T. Solofrana, media valle del F. Picentino) o più frequentemente l'ultima parte di colmamento delle aree di pianura del settore nocerino-sarnese e cavese. Sulle superfici inclinate, fino a circa 15°, sono ancora presenti ma sono nettamente ridotte di spessore (solo qualche metro), limitate arealmente e discontinue nella successione. Si tratta degli affioramenti più distali dei prodotti da caduta di grandi eruzioni vulcaniche di tipo esplosivo (eruzioni pliniane) del distretto napoletano. Tra queste, nella parte alta delle poche sezioni esposte specialmente in alcune aree del salernitano (Masso della Signora, S. Leonardo), si distingue il sottile livello pomiceo grigiastro dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. Più in generale, nell'area del Foglio, la successione di queste piroclastiti si rinviene a tetto del Tufo Grigio Campano *Auct.* (confluenza Rio Sordina – Torrente Fuorni; cimitero di Salerno-Fratte). *PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p.*

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

Sedimenti prevalentemente argillosi, argilloso-siltosi e limo-sabbiosi derivanti dall'alterazione in *situ* di piroclastiti in giacitura primaria; paleosuoli e suoli sepolti, sedimenti argillosi tipo "Terre rosse". Nel complesso colmano limitate depressioni topografiche naturali o conche, caratterizzanti superfici pianeggianti o debolmente inclinate (0° - 5°), in genere poste alla sommità dei rilievi o su ripiani sospesi sul fondovalle. A luoghi (Sez. IV – Nocera Superiore) si tratta di prodotti esclusivamente di natura piroclastica e rappresentano diffusamente il manto di copertura, alterato o pedogenizzato, dei rilievi carbonatici. Gli spessori sono estremamente variabili ma sempre compresi entro i 5 m. *PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p.*

6.6. - UNITÀ UBIQUITARIE NON COMPLETAMENTE FORMATE

6.6.1. - *Depositi di spiaggia (g₂)*

Sedimenti prevalentemente sabbiosi, sabbie medie e grossolane, dell'attuale complesso spiaggia – duna; sabbie ghiaiose, specialmente in prossimità delle foci dei principali corsi d'acqua che solcano la pianura. Ghiaie delle spiagge della costiera amalfitana ubicate allo sbocco in mare dei locali corsi d'acqua a regime torrentizio; queste sono di genesi alluvionale (spiaggia di Vietri) o prodotte dal disfacimento delle locali falesie calcaree, ma nel complesso sono rielaborate dal moto ondoso. Il complesso spiaggia-duna sulla piana è quasi ovunque in forte erosione o arretramento a causa del cospicuo carico antropico che spesso lo oblitera del tutto. OLOCENE.

6.6.2. - *Depositi alluvionali (b)*

Sedimenti fluviali e alluvioni ghiaiose; sabbie, sabbie ghiaiose e/o limose e limi di fondovalle fluviale caratterizzanti le aree golenali dei principali corsi d'acqua (F. Irno, F. Picentino, F. Tusciano, T. Asa, T. Cornea, ecc.); a luoghi appaiono disposti in modesti, limitati e discontinui terrazzamenti in alveo o chiaramente reincise. OLOCENE.

6.6.3. - *Depositi di frana (a₁)*

Sedimenti prevalentemente argillosi con pezzame litico grossolano eterogeneo ed eterometrico disposto caoticamente nelle aree di piede. Solitamente questi depositi sono frequenti nelle zone di affioramento dei sedimenti bacinali e silico-clastici, a prevalente componente argillosa e marnosa. Depositi di colate detritiche e fangose connesse a fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei principali rilievi calcarei dell'area nocerino-sarnese. Spessori decisamente variabili, da qualche metro a diverse decine di metri. OLOCENE.

6.7. - DEPOSITI DI ORIGINE ANTROPICA

6.7.1. - *Sedimenti di bonifica e di colmate artificiali (h)*

Detriti e materiali antropici (riporti) eterometrici ed eterogenei utilizzati per

effettuare riempimenti e colmate artificiali in aree bonificate ovvero utilizzati per realizzare infrastrutture (zona portuale di Salerno) ed opere antropiche in genere. Si tratta di opere realizzate dall'uomo nel corso del XX secolo.

7. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI SUPERFICIALI DELLE AREE SOMMERSE

I sedimenti affioranti a fondo mare in aree sottocosta e nei vari settori di piattaforma sono ascrivibili al *Systems Tract* di stazionamento alto della Sequenza deposizionale Tardo Quaternaria. Questi depositi formano un corpo prismatico (cuneo) che si assottiglia rapidamente fino a raggiungere spessori minimi, intorno ai -120 m di profondità, il *HST*.

Attraverso l'esame delle facies acustiche, della topografia del fondale, della litologia e delle tessiture dei campioni è stato possibile determinare una suddivisione delle aree di piattaforma in elementi deposizionali/associazioni di litofacies. La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico e corrisponde in buona approssimazione alla divisione in aree fisiografiche sopra descritta. Tali associazioni sono inoltre influenzate dagli apporti sedimentari dall'entroterra e dal contesto idrodinamico. Seguendo un profilo terra-mare si possono riconoscere quindi fino alla profondità di circa 115 m, una serie di ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti elementi deposizionali/associazioni di litofacies attuali, cioè in equilibrio con l'intervallo batimetrico di riferimento e le condizioni idrodinamiche. Tale equilibrio può considerarsi raggiunto a meno di piccole oscillazioni e variazioni che riguardano in particolare l'intervallo infralittorale, a partire dagli ultimi 5000 anni, periodo in cui si sono realizzate le condizioni di ottimo climatico.

La rappresentazione cartografica del Foglio Salerno presenta 5 elementi deposizionali del sistema di piattaforma sopradescritto.

7.1. - SPIAGGIA SOMMERSA (g₈)

Questo elemento deposizionale raggruppa varie associazioni di litofacies: le litofacies tipiche dell'area costiera della piana del Sele sono di tipo francamente sabbioso, ben classato e di tessitura grossolana e media (sabbie medie e mediofini cernite subordinatamente, sabbie grossolane e ghiaie). La spiaggia sommersa nella costa da Salerno a Capo D'Orso, caratterizzata da falesie carbonatiche ed insenature con *pocket beach*, presenta litofacies sabbiose per lo più grossolane con forte presenza di ghiaie; la componente ghiaiosa tende a diminuire con l'aumento della profondità laddove il fondale presenta un profilo poco acclive; dove la mor-

fologia del fondale è più pendente la componente ghiaiosa si riscontra anche a profondità più elevate; complessivamente si tratta di sabbie e ghiaie con vario grado di cernita, localmente organizzate in banchi o al fondo di depressioni (a largo del Torrente Bonea-Vietri sul Mare). Sono presenti associazioni faunistiche costituite prevalentemente da molluschi. Dai dati geofisici nell'immediato sottofondo sono riconoscibili troncature erosive fino a circa 15-20 m di profondità e gradini morfologici a fondo mare corrispondenti ai fronti di propagazione

7.2. - PIATTAFORMA INTERNA (**g₁₉**)

La piattaforma interna è caratterizzata da litofacies prevalentemente sabbiose di tessitura fine e finissima con presenza di frazioni pelitiche; nell'area a largo della piana del Sele si riscontra in questo elemento la presenza abbastanza diffusa di praterie e ceppi isolati di fanerogame marine (*Cymodocea nodosa*, UCRIA - *Posidonia oceanica*, L. DELILE). Nell'area costiera da Salerno a Capo d'Orso, data l'acclività maggiore, la piattaforma interna ha una limitata estensione, le litofacies presenti sono prevalentemente sabbiose fini e pelitiche ma si riscontrano lingue sabbiose più grossolane a volte con presenza di ghiaia, di varia estensione.

7.3. - PIATTAFORMA INTERMEDIA (**g₂₀**)

Questo elemento deposizionale presenta litofacies abbastanza omogenee caratterizzate da sedimenti pelitici con frazione sabbiosa fine e finissima, si riscontrano occasionalmente detriti calcarei a largo delle coste rocciose.

7.3.1. - *Deposito di origine mista: torrentizio e da debris flow* (**i**)

Tale elemento si riscontra a largo della foce del Torrente Bonea ad una profondità che va dai 15 ad oltre 30 m ed è caratterizzato da sabbie fini pelitiche con abbondante presenza di detriti di origine antropica e resti vegetali. Si riscontrano sabbie medio fini con frazioni variabili di ghiaia fine organizzate in canali riempiti e lingue sabbiose di estensione non cartografabile alla scala adottata, presenti anche a profondità superiori ai 30 m. Tali litofacies sono atipiche per la profondità e sono deposte da fenomeni di flusso iperconcentrato causato da eventi alluvionali eccezionali come quello che ha colpito Vietri sul Mare nel 1954 (ESPOSITO *et alii*, 2004, BUDILLON *et alii*, 2005)

7.4. - PIATTAFORMA ESTERNA (**g₁₁**)

La litofacies dominante in questo elemento deposizionale è quella pelitica; si riscontrano aree con presenza di una minima frazione sabbiosa molto fine; a largo di Capo d'Orso nelle zone in prossimità delle aree più acclivi si riscontrano alcune lenti sabbiose di estensione non cartografabile alla scala adottata. Si riconosce in questo elemento l'influenza delle correnti di fondo grazie alla diffusa presenza di lineazioni orientate parallelamente alla batimetria.

V - SISMOSTRATIGRAFIA DEL SETTORE MARINO

(a cura di A. Conforti e M. Sacchi)

Per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico del substrato marino del Foglio, sono stati studiati dei profili sismici di alta risoluzione (*Chirp e Sparker*) (Fig. 25). Si è rivolta prevalentemente attenzione alle fasi tardo pleistoceniche e quaternarie per comprendere l'evoluzione che ha portato all'attuale assetto della piattaforma continentale.

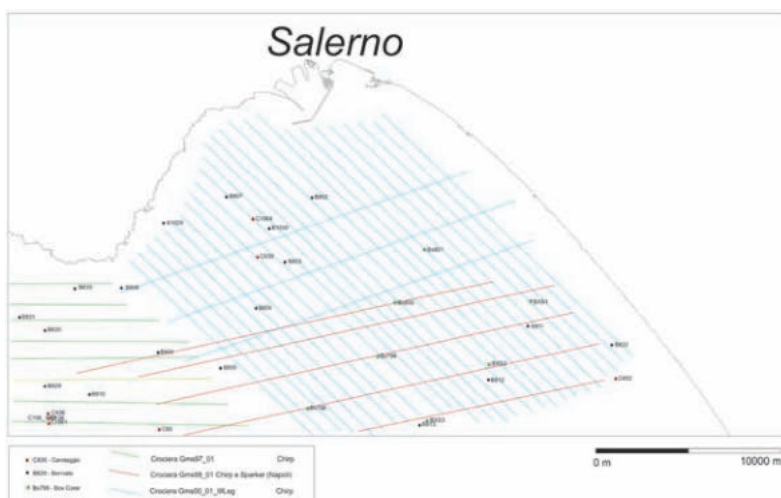


Fig. 25. Campionature eseguite e Dataset sismico Monocanale Chirp e Sparker.

Nei profili sismici (*Sparker 1KJ*) si riscontra la presenza di unità deposizionali ascrivibili alle fasi eustatiche del Pleistocene-Olocene; l'unità geometricamente più profonda, visibile nella sezione in Fig. 26, rappresenta il substrato mesozoico corrispondente alle formazioni affioranti a Capo d'Orso sia a terra che in mare. L'unità definita come "Pleistocene sup." è caratterizzata da depositi clinostatificati troncati al top da una netta superficie erosiva *r*, tale unità si è deposta nelle fasi di stazionamento alto precedenti ai 100 ky bp. L'unità definita come "Sequenza Tardo-Quaternaria" si è deposta tra gli stadi isotopici 5e e 5f (Fig. 26) (tra i 75 e gli 80 ky bp) (CITA & CASTRADORI, 1995; CATALANO *et alii*, 1998). Durante tale periodo ha inizio la caduta del livello del mare che aveva stazionato nel Tirreniano ad una quota di circa 8 metri più in alto dell'attuale (BRANCACCIO *et alii*, 1991), con la migrazione della linea di costa verso mare e la deposizione di gruppi di parasequenze progradanti. La morfologia del substrato è caratterizzata da bassa pendenza nelle aree di Salerno e la testa dei clinoforimi viene progressivamente erosa dalla migrazione verso mare del sistema dinamico spiaggia emersa-sommersa.

La progradazione della piana alluvionale sui sedimenti marini è testimoniata dalla deposizione di sedimenti paralico-continentali e lo sviluppo del reticolo idrografico fluviale con il progressivo abbassamento del livello di base, provoca una reincisione della piana costiera e la rielaborazione dei relativi depositi alluvionali; i depositi riconosciuti in sismica corrispondenti a questa fase possono essere stratigraficamente interposti tra i sintemi di Gromola e Campolongo (Fig. 27).

Nei settori della piattaforma continentale emersi, in questa fase eustatica, si riconoscono dai dati sismici, i probabili paleoalvei del fiume Picentino, del torrente Asa e più a sud del Tusciano (Fig. 28). I depositi di stazionamento basso testimoniano che il livello del mare è al minimo eustatico (-120 metri). La successiva fase di risalita eustatica è relativamente rapida e la linea di costa migra velocemente verso terra per la bassa pendenza del substrato, che presenta ampie

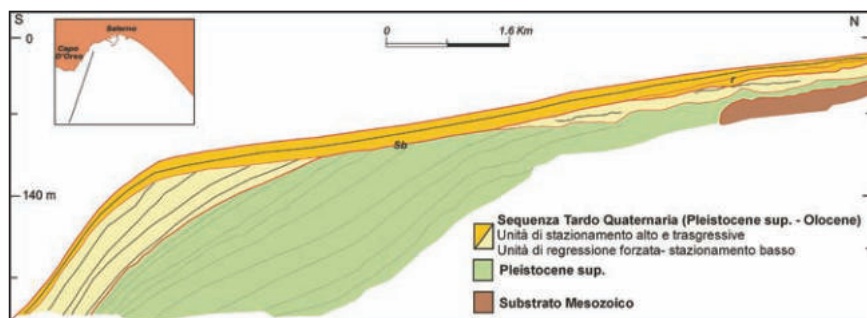


Fig. 26 - Sezione della Piattaforma continentale; Sb: limite di sequenza; r: ravinement

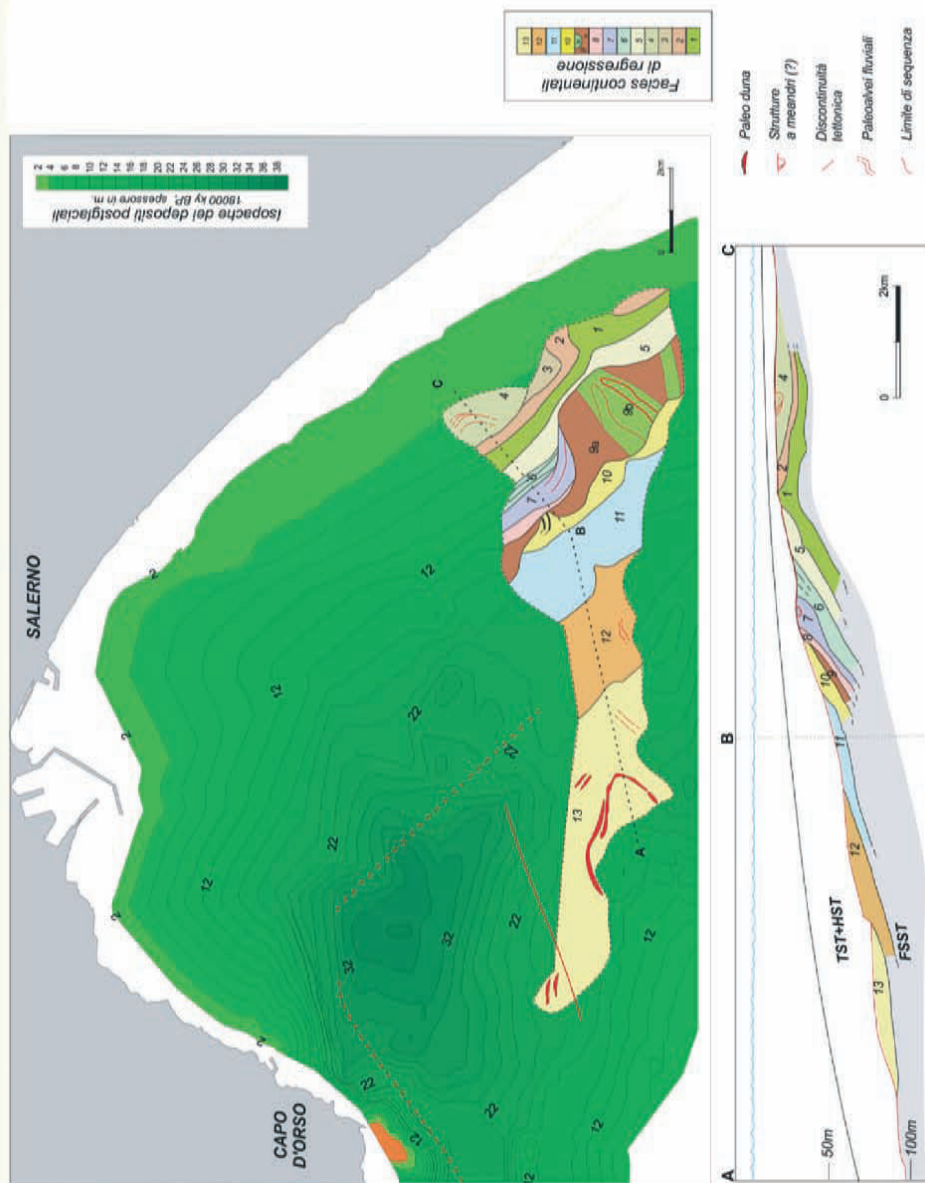


Fig. 27 - In carta sono rappresentati gli spessori (m) dei depositi trasgressivi e di stazionamento alto della Sequenza T. Quater. Nella finestra all'interno sono rappresentate le geometrie dei depositi paralicontinentali della fase regressiva; si distinguono, canalizzazioni, paleoalvei e paleo dune costiere. A sud di Vietri si riconoscono alcune discontinuità tettoniche che individuano l'area di massimo spessore e di massimo spazio di accumulo dei sedimenti.

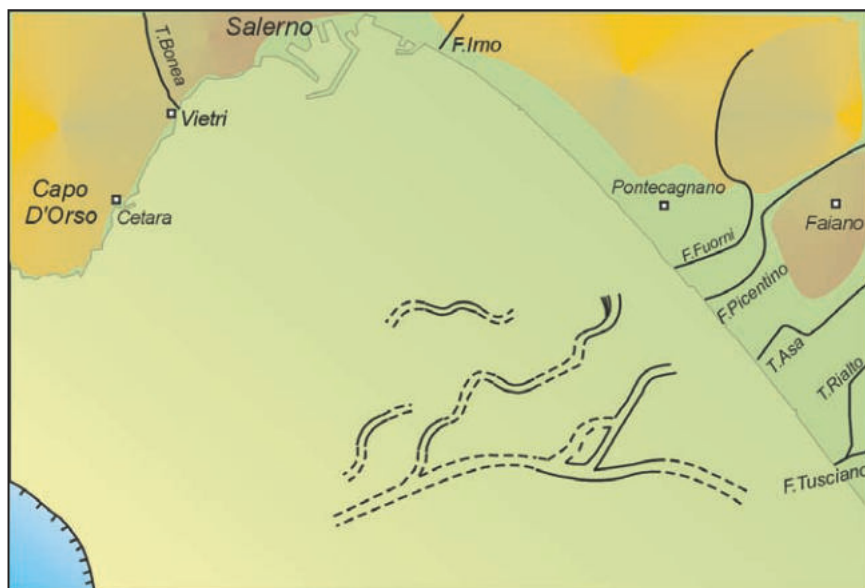


Fig.28 - Ricostruzione dell'andamento dei paleoalvei fluviali durante l'ultima regressione.

zone terrazzate dai -115 metri ai -80 metri. A -115 e -105 metri si riconoscono due gradini morfologici E2 ed E3 in Fig. 29. Intorno ai -100 metri si riscontra un'area terrazzata, dalla morfologia leggermente irregolare con dossi ed avvallamenti, corrispondenti a cordoni dunali costieri, che non superano i 6 metri di altezza. Queste lievi asperità creano degli ostacoli contro i quali si formano localmente piccoli corpi deposizionali progradanti, D3 nella Fig. 29. Il terrazzo più ampio è posto a circa -80 m ed è limitato da una brusca variazione di pendenza che permette la deposizione di un cuneo paralicoprogradante, D5; il terrazzo deposizionale superiore è posto a circa -53 metri, e vi si riconosce un cuneo progradante, D6. Da questa fase in poi gli *onlap* delle parasequenze del TST migrano verso terra arrivando gradualmente alle quote attuali (8-6 ky bp). Nel settore prossimo alla foce del Tusciano e del Picentino si registrano tassi di sedimentazione relativamente più bassi, e gli spessori dei depositi post glaciali si rastremano drasticamente spostandosi verso terra. Nello stesso tempo al largo di Vietri, Cetara e Salerno i tassi di sedimentazione sono invece più elevati. Con la massima inondazione (*mfs*) e il raggiungimento del massimo eustatico, i tassi di sedimentazione sono minimi ed incominciano a localizzarsi le prime terminazioni in *downlap*, nelle aree dove l'apporto sedimentario è maggiore come è visibile dalla correlazione tra dati sismici e carotaggi nelle Figg. 30 e 31. Nel 79 dC si verifica la nota eruzione del

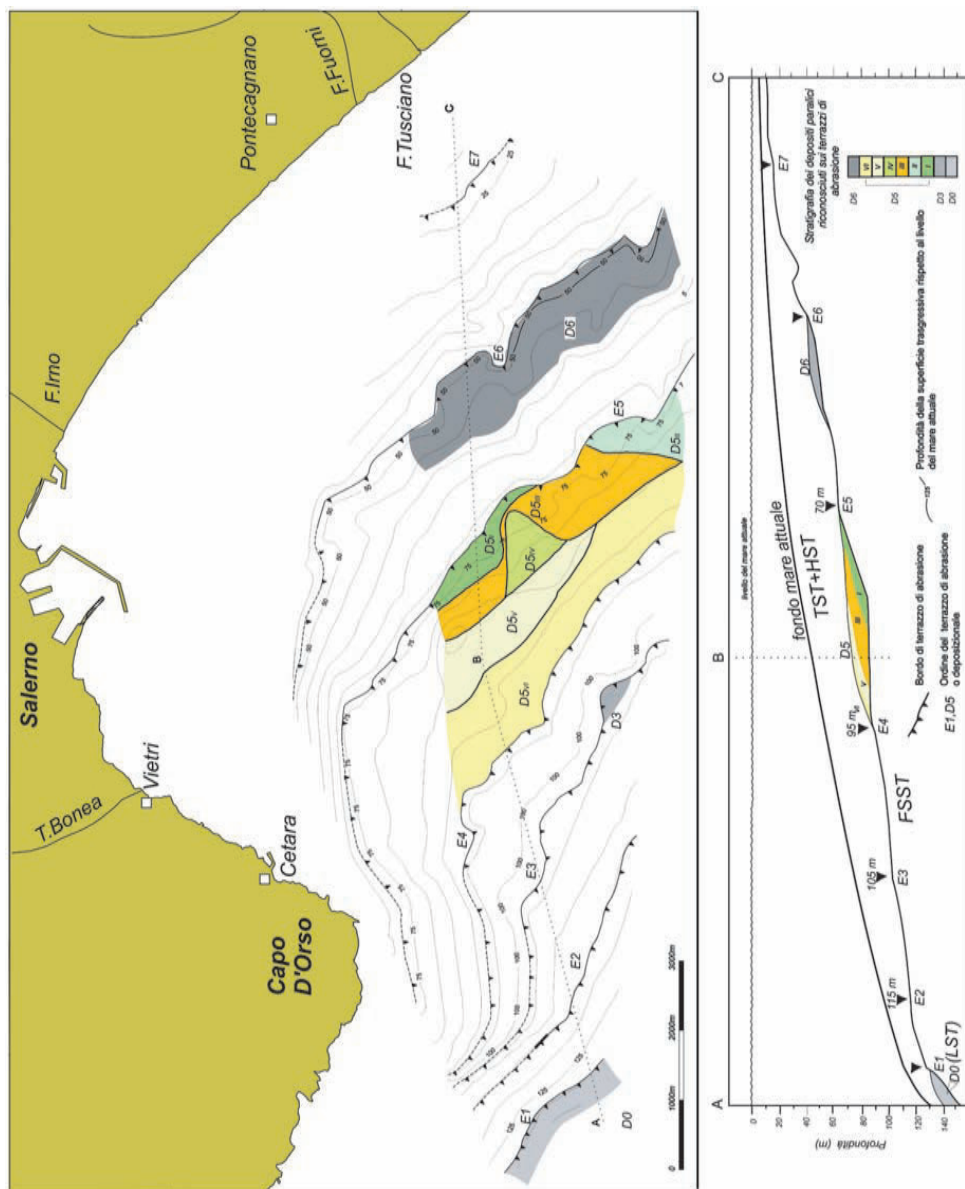


Fig. 29. In carta ed in sezione sono rappresentate la morfologia della superficie trasgressiva della Sequenza Tardo-Quaternaria, i terrazzi erosivi e deposizionali con i relativi depositi parali ad essi connessi, formati o rielaborati durante le fasi trasgressive.

Vesuvio i cui prodotti si depositano su tutta la piattaforma continentale dell'area (Fig. 32).

A partire dal 79 dC (al di sopra della superficie di *mfs*) inizia la localizzazione di parasequenze progradanti diffuse in tutte le aree. Il tasso di sedimentazione aumenta leggermente anche nei settori prossimi alla foce del Tusciano. Il cuneo sabbioso progradante della spiaggia sommersa inizia a progradare soprattutto nelle zone costiere di Pontecagnano e Battipaglia. Nella zona di Vietri, Salerno e Cetara e Minori i tassi di sedimentazione raggiungono i valori massimi e a sud di Cetara si depositano fino a 16 metri di fanghi marini al di sopra delle pomici vesuviane del 79 dC (Fig. 27).

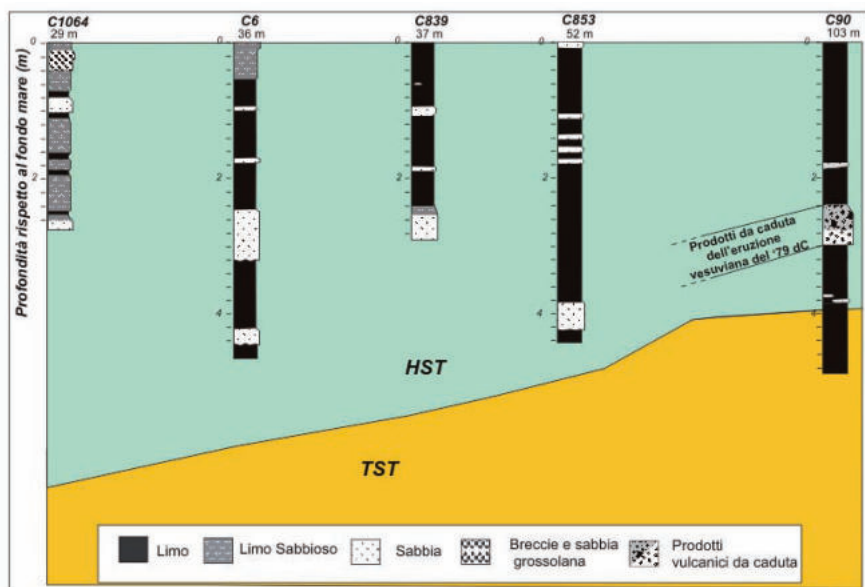


Fig. 30 - Schema stratigrafico delle carote. La correlazione sequenziale è stata eseguita in base al riconoscimento delle geometrie dei systems tracts nei dati sismici ed alla loro proiezione nelle carote, da BUDILLON et alii, 2005, modificato.

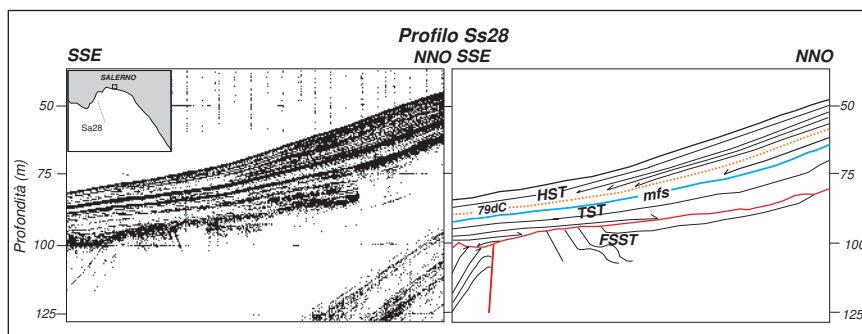


Fig. 31. Profilo sismico Chirp Ss28 e relativa interpretazione. Si distinguono le parasequenze dell'Highstand Systems Tract (HST) che si appoggiano in downlap o si rastremano sulla superficie di massima inondazione (mfs). TST: Trasgressive Systems Tract. FSST: Falling Stage Systems Tract; 79 dC: livello di pomice vesuviane dell'eruzione di Pompei.

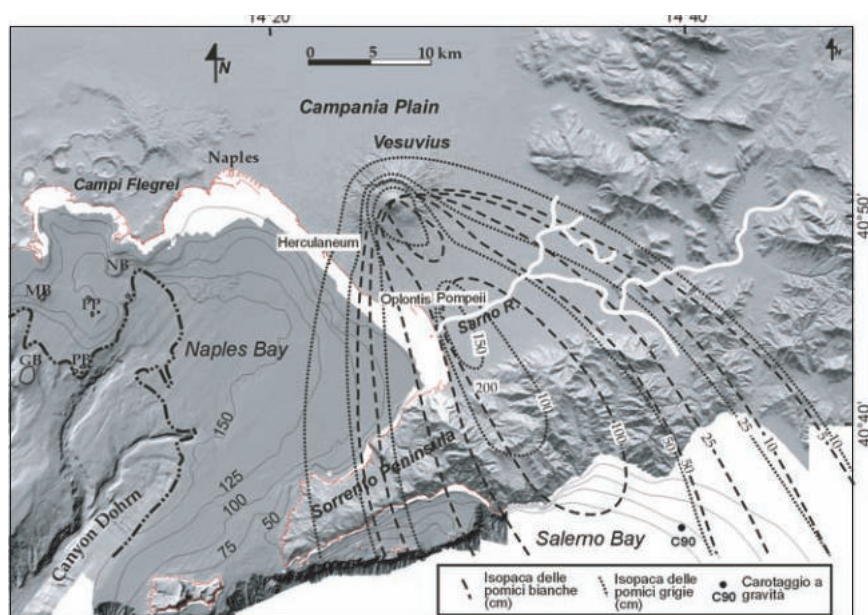


Fig. 32. Ubicazione del carotaggio C90 nel settore settentrionale del Golfo di Salerno. Il deposito vulcanico più significativo di quest'area, riconosciuto a 3 m di profondità dal fondo mare, con uno spessore di ca 0.8 m, è quello da fall dell'eruzione vesuviana del 79 dC (SACCHI et alii, 2005, INSINGA et alii, 2007). Esso è caratterizzato da tre orizzonti stratigrafici principali, che sono dal basso verso l'alto, 1) lapilli pomicei bianchi; 2) lapilli pomicei grigi grossolani con litici carbonatici; 3) cinerite nera laminata. In figura sono rappresentati gli areali di dispersione relativi alle pomice bianche e grigie così come riportati da Sigurdsson et alii, 1985, sulla base dei dati ottenuti a terra.

VI. - TETTONICA

(a cura di E. Casciello e M. Cesarano)

Il segmento di catena sud-appenninica ricadente nel Foglio Salerno è costituito da una pila di falde originata dalla deformazione sia di domini bacinali (Unità Lagonegrese *Auct.* e Sicilide *Auct.*) che di domini di piattaforma carbonatica (Piattaforma Campano-Lucana in D'ARGENIO *et alii*, 1973; Unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica *sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986), con età comprese tra il Mesozoico ed il Terziario. Il *multilayer* tettonico, schematizzato nella Figura 2, è composto procedendo dall'alto verso il basso dall'Unità Sicilide, composta dal Gruppo delle Argille Variegate (AV) in sovrapposizione sull'unità di piattaforma carbonatica qui denominata Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini (UMLP) che a loro volta poggiano sulle unità del Bacino di Lagonegro affioranti nelle finestre tettoniche del settore centro orientale del Foglio.

Dati regionali derivanti da pozzi per la ricerca di idrocarburi (Acerno 1; Contursi 1, DONDI & PAPETTI, 1965) consentono di riconoscere al di sotto delle unità Lagonegresi un'ulteriore unità strutturale, più profonda, costituita da successioni riferibili alle unità della piattaforma Apula interna (*sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986) al cui top si rinvencono depositi calcareo-evaporitici del Miocene superiore (Fig. 33).

Durante il Miocene superiore il trasporto tettonico delle falde verso i settori più esterni della catena è stato coevo alla deposizione di successioni silicoclastiche in bacini di tipo *piggy-back* (Unità del Bacino di Salerno - Montecorvino Rovella) poggianti sui livelli strutturalmente più elevati (AV) della catena.

Il *multilayer* tettonico così formato è stato successivamente disarticolato dalla tettonica estensionale plio-pleistocenica coeva all'apertura del Tirreno ed agente sia su faglie a basso angolo che su faglie ad alto angolo.

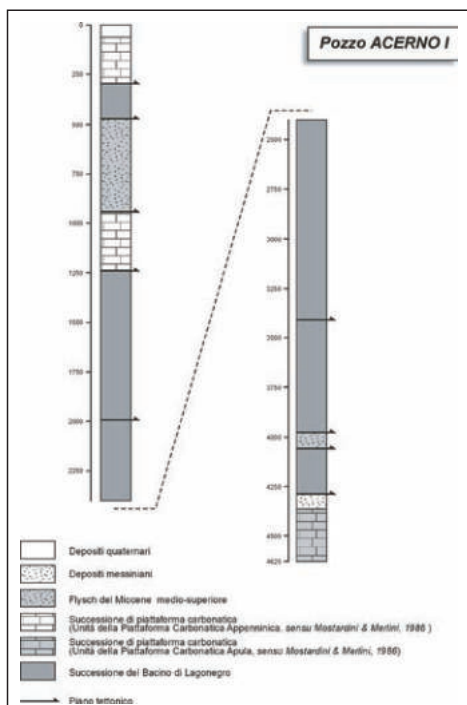


Fig. 33 - Log schematico del pozzo Acerno I.

Le strutture estensionali ad alto angolo legate a quest'ultima fase deformativa permettono di distinguere nell'area del foglio due settori principali differentemente dislocati. Il settore meridionale, compreso tra le città di Salerno e Battipaglia (Fig. 34), è caratterizzato dalla presenza delle unità strutturalmente più elevate (AV ed Unità del Bacino di Salerno - Montecorvino Rovella) ribassate verso l'area tirrenica lungo una fascia ad andamento irregolare costituita da segmenti (*master faults*) ad orientazione SW-NE (es. tratto Capo d'Orso – Salerno) e WNW-ESE (es. bordo meridionale del gruppo M. Stella – M. Tobenna). Lungo tali lineamenti si determinano accostamenti tra le unità più elevate del *multilayer* tettonico e le unità più basse dell'UMLP o del livello strutturale Lagonegrese (es. area di Giffoni Valle Piana; sez. III), definendo rigetti imponenti (fino a 5000 m). Il settore posto a nord di questi lineamenti espone principalmente le successioni mesozoiche dell'UMLP e, limitatamente alle finestre tettoniche, le unità del sottostante livello strutturale Lagonegrese. Dalla distribuzione in pianta delle unità stratigrafiche della UMLP si riconosce in questo settore del foglio una geometria a duomo di scala deca-chilometrica la cui porzione centrale, localizzabile tra la valle dell'Irno e Giffoni Valle Piana, espone i termini più antichi (Carnico – Norico) dell'UMLP, che ringiovaniscono radialmente verso nord e verso ovest fino a

1. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture contrazionali nell'area del Foglio Salerno risultano fortemente disarticolate per la sovrapposizione di una intensa attività tettonica estensionale plio-quadernaria; di conseguenza le strutture contrazionali sono caratterizzate da una ridotta continuità laterale e sono difficilmente ricostruibili nonostante le marcate evidenze locali.

Il contatto tettonico di valenza regionale che sovrappone l'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini (UMLP) sulle Unità Lagonegresi è osservabile in quattro distinte finestre tettoniche localizzate in un'area di circa 50 km² nel settore sud-orientale della sezione 'Giffoni Valle Piana' (Fig. 34). Nelle finestre tettoniche sono esposti differenti livelli stratigrafici della successione Lagonegrese (SLC, STS, FYR), su cui sono di norma sovrapposte le Dolomie massive di base (DBM) del Carnico. Una evidente eccezione è osservabile nella finestra tettonica di Sieti (circa 15 km a NE di Salerno) il cui margine orientale è marcato da una faglia estensionale a basso angolo che porta il membro delle dolomie a bande (DBS₁) del Norico-Retico sulle unità del Bacino Lagonegrese (Fig. 35, II).

Nelle Unità Lagonegresi si osserva una elevata complessità strutturale che si manifesta nel raddoppio (finestra tettonica di Mandrizzzi, circa 3 km a NNE di Giffoni Valle Piana) o nell'inversione (finestra tettonica a sud di M. Circhio) dei termini stratigrafici della successione, e nella presenza di più ordini di strutture plicative. Si osserva infatti una strutturazione plicativa principale e predominante, caratterizzata da assi orientati NE-SW o ENE-WSW (Fig. 36A), e strutture minori caratterizzate da assi orientati NW-SE e N-S.

Al di sopra delle Unità Lagonegresi il livello strutturale formato dalla UMLP risulta disarticolato in blocchi definiti principalmente da faglie ad alto angolo. Le deformazioni contrazionali all'interno di questi blocchi si localizzano preferenzialmente in livelli stratigrafici caratterizzati da associazioni litologiche marnose ed argillose (es.: MAA e DBS₂). In diverse località comprese tra la valle dell'Irno e l'area a nord di Giffoni Valle Piana si osservano, in questi livelli, mesopieghie da strette a isoclinali caratterizzate da piani assiali suborizzontali o poco inclinati immergenti sia verso SE e SSE che verso NW e NNW (Fig. 36B,C). Inoltre, in più di una stazione di misura è stata osservata una ulteriore e successiva fase di piegamento che genera pieghe più ampie e con piani assiali mediamente più inclinati con orientazione circa NW-SE (Fig. 36D, E; Fig. 37).

Nei rilievi del Monte Monna e dei Monti Mai la tettonica contrazionale ha prodotto inoltre sovrascorrimenti all'interno delle successioni dell'UMLP. Al Monte Monna (Fig. 38) il piano tettonico è ben visibile osservando il rilievo da SE; esso immerge verso W con inclinazione di circa 45° e determina la sovrapposizione, con vergenza orientale, dei calcari e marne a bivalvi e gasteropodi del Giurassico Inferiore (CMM) sui calcari oolitici del M. Monna (OOD) del Giurassico Medio (Fig. 35, I).

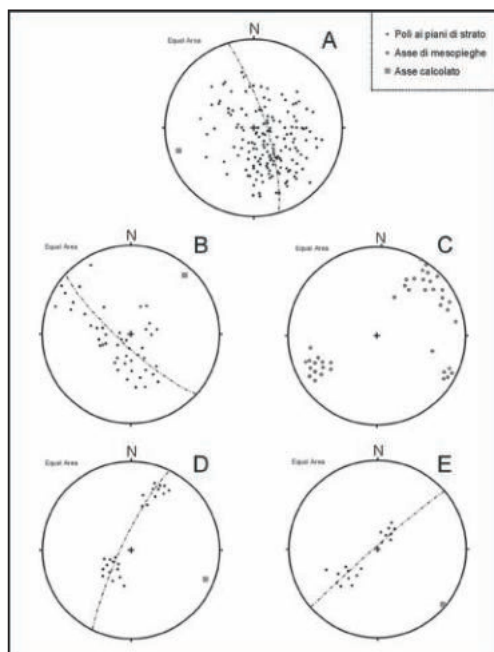


Fig. 36 - Proiezioni stereografiche di dati giaciturali e di strutture plicative. A) poli ai piani di strato delle unità Lagonegresi esposte nelle finestre tettoniche; l'ampia dispersione deriva dalla sovrapposizione di pieghe ad asse NE-SW e N-S sulla strutturazione plicativa principale caratterizzata, come evidenziato dal best-fit, da un asse circa ENE-WSW ed asimmetria verso nord. B) dispersione dei poli ai piani di strato nei calcari e marne ad Avicula e Myophoria (MAA) affioranti nell'area della Valle dell'Irno. C) assi di mesopieghe misurate nei calcari e marne ad Avicula e Myophoria (MAA); i cluster nei quadranti SW e NE rappresentano le pieghe ad asse NE-SW / ENE-WSW, deflesse da pieghe ad asse NW-SE. D-E) pieghe chevron ad asse NE-SW, presenti nelle dolomie nere bituminose (DBS₂)



Fig. 37 - Circa 2 km a SE di Calvanico. Pieghe chevron ad asse orientato circa N 120°E che interessa il membro delle dolomie nere bituminose (DBS₂). La presenza di interstrati bituminosi tipica di questo intervallo ha favorito lo sviluppo di pieghe da interlayer-slip. Lo stereogramma relativo a tale struttura è mostrato in Fig. 36D.

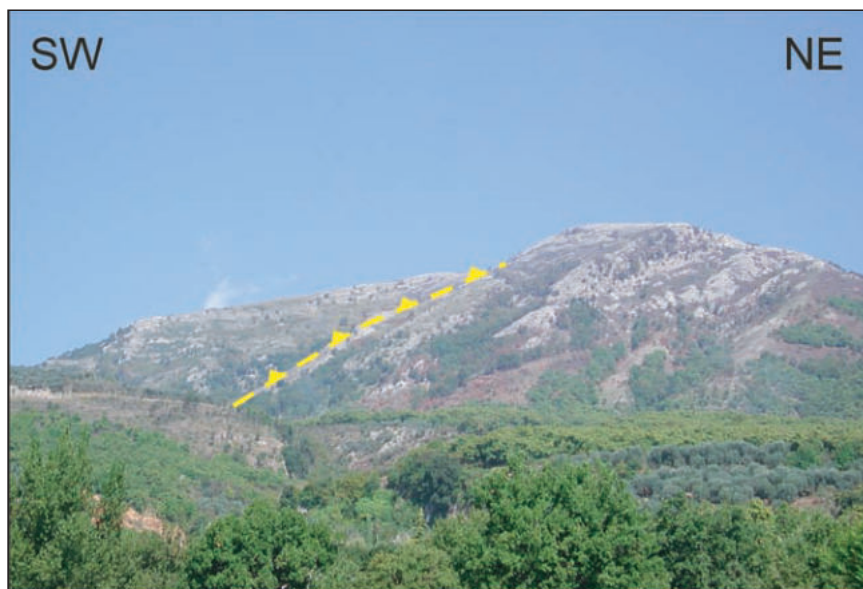


Fig. 38 - Panoramica del M. Monna. La linea tratteggiata indica il piano tettonico orientato N180/45 che determina la sovrapposizione dei calcari e marne a bivalvi e gasteropodi (CMM) sui calcari oolitici del M.te Monna (OOD). E' ben evidente la variazione giaciturale tra il blocco del footwall e quello dell'hangingwall.

Il raddoppio del Monte Monna è correlabile, verso nord, al sovrascorrimento presente nei Monti Mai, sul margine centro settentrionale del foglio. Similmente alla struttura del M. Monna il *thrust* dei Monti Mai immerge verso W e determina la sovrapposizione di calcari a *Palaeodasycladus* (CPL) del Lias inferiore – medio su calcari oolitici ed oncolitici (CDO) del Giurassico Medio.

2. - STRUTTURE ESTENSIONALI

Le deformazioni originate in regime estensionale sono le principali responsabili dell'attuale configurazione morfostrutturale del Foglio Salerno e risultano molto evidenti sia cartograficamente che sul terreno. Sulla base dei rapporti geometrici tra le differenti strutture riconosciute è possibile distinguere due principali “fasi” nella deformazione estensionale; la prima fase è caratterizzata da dislocazioni avvenute su piani estensionali a basso angolo che hanno prodotto un generale assottigliamento della catena con sovrapposizioni di tipo “più giovane su più antico”. L'inizio di questa fase tettonica distensiva può essere collocato

temporalmente nel tardo Pliocene – Pleistocene inferiore, sulla base di dati geologico-regionali, geomorfologici e considerazioni sull'evoluzione geodinamica della regione. Durante questo periodo, che segue ad un periodo di relativa stasi in cui nell'Appennino Campano-Lucano si modella una superficie erosionale molto matura ("paleosuperficie" in: BRANCACCIO *et alii*, 1991; AMATO & CINQUE, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2000), ha inizio la formazione delle depressioni costiere dei golfi di Salerno, Napoli e della piana del Volturno (MARIANI & PRATO, 1988; BRANCACCIO *et alii*, 1991). La formazione di queste depressioni strutturali riflette probabilmente gli sforzi estensionali connessi alla apertura del bacino oceanico Marsili, che dal Pliocene superiore e durante il Pleistocene inferiore ha cominciato la sua espansione, in un'area posta a sud dell'attuale margine campano, con direzione WNW-ESE (SARTORI, 2003; MARANI, 2004). È da notare che i processi di estensione ed assottigliamento litosferico che accompagnano la formazione di un bacino oceanico frequentemente avvengono attraverso la formazione di faglie normali a basso angolo (GIBBS, 1984; WERNICKE, 1985; DAVIS & LISTER, 1988; LISTER *et alii*, 1991; BUCK, 1991). In questo senso le strutture estensionali a basso angolo riconosciute nel Foglio Salerno potrebbero rappresentare la documentazione fossile dei processi estensionali legati alla formazione del bacino Marsili (CASCIELLO *et alii*, 2006).

In una successiva fase della deformazione estensionale, ma probabilmente senza soluzione di continuità, le strutture estensionali a basso angolo sono state dissecate da sistemi di faglie ad alto angolo, sia normali che trasversive, attive durante il Pleistocene medio e superiore (MILIA & TORRENTE, 2000; MAZZOLI *et alii*, 2000; CASCIELLO *et alii*, 2006). Quest'ultima fase estensionale è responsabile delle imponenti dislocazioni tra la porzione assiale della catena ed il suo margine tirrenico (BRANCACCIO *et alii*, 1991; CINQUE *et alii*, 1993).

2.1 - FAGLIE ESTENSIONALI A MEDIO E BASSO ANGOLO

Le evidenze di rapporti "più giovane su più antico" sono diffuse in tutta la porzione centro orientale del foglio Salerno; in questi settori affiorano in prevalenza i livelli stratigraficamente più bassi dell'UMLP (Triassico) su cui poggiano tettonicamente lembi (*klippen* estensionali) delle successioni cretache o giurassiche. Le superfici di contatto sono piani estensionali a basso angolo caratterizzati da immersione verso E/SE, inclinazioni mediamente inferiori ai 30° e senso di trasporto tettonico verso ESE.

In base alle relazioni geometriche acquisite sul terreno ed in base alla distribuzione delle unità, i rapporti più giovane su più antico presenti tra il M. Stella e l'allineamento M.ti Mai – Valle del Rio Secco possono essere ricondotti ad un unico sistema di *detachment* estensionale coerente nella orientazione dei piani

tettonici e nelle direzioni di trasporto tettonico (Fig. 39A). Questo sistema di faglie interessa l'intero spessore della Piattaforma Carbonatica Appenninica e verso est si approfondisce nel sottostante livello strutturale Lagonegrese (Fig. 35, II), producendo un significativo assottigliamento delle successioni carbonatiche mesozoiche con omissioni stratigrafiche che possono superare i 2.500 m.

I piani tettonici appartenenti a questo sistema di *detachment* sono ben osservabili sui versanti occidentali del M. Stella (Fig. 40), alla base del rilievo del M. Monna, lungo il versante occidentale della dorsale M. Lieggio – M. Cuculo e sui versanti meridionali dei M. Mai. I rilievi del M. Stella presentano la più evidente omissione stratigrafica con i termini più alti del Cretacico (RDT) in contatto tettonico sul Norico-Retico (DBS₁). I piani tettonici immergono verso ESE con inclinazioni inferiori ai 10° e mostrano direzioni di trasporto tettonico verso ESE (Fig. 39B). Piani tettonici con le stesse caratteristiche si riconoscono lungo la base del M. Monna (Fig. 39C) dove si osservano bene le fasce cataclastiche associate alla deformazione, che possono raggiungere lo spessore di svariati metri.

La dorsale del M. Lieggio – M. Cuculo, allungata in direzione N-S, è costituita dalla porzione carnico – liassica della successione di piattaforma carbonatica con immersione degli strati verso nord. Tale dorsale è bordata, lungo il versante occidentale e per una lunghezza di quasi 6 km, da piani tettonici immergenti verso est con inclinazioni inferiori ai 20° e mostranti direzione di trasporto tettonico verso ESE (Fig. 39D). Il *footwall* di questi piani tettonici è costituito dai termini carnico – retici della successione carbonatica e dai termini alti (SLC, STS) della succes-

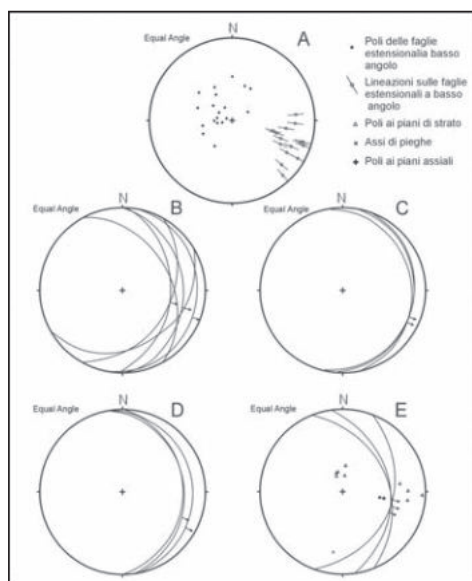


Fig. 39 - Proiezioni stereografiche relative alle strutture estensionali a basso angolo osservate nel settore centro settentrionale del foglio. A) diagramma cumulativo mostrante i principali piani estensionali misurati (poli) e le direzioni di trasporto ricavate dalle lineazioni. B) Faglie estensionali a basso angolo che determinano la sovrapposizione dei calcari del cretacico (RDT, CRQ₃) sulle dolomie triassiche (DBS₁), nei rilievi del M. Stella. C) Faglie estensionali presenti alla base del rilievo del M. Monna. D) Faglie estensionali a basso angolo che circa 1 km a nord di Prepezzano portano le dolomie triassiche (DBS₁) sulle unità Lagonegresi. E) Strutture estensionali presenti sul versante meridionale dei monti Mai; alle faglie estensionali sono associate strutture plicative compatibili con la direzione di trasporto tettonico verso ESE



Fig.40 - Affioramento a nord di Ogliara (M. Stella) mostrante un contatto tettonico a basso angolo tra i calcari e dolomie a lamellibranchi (CRQ₃) del Cretacico e le dolomie a bande triassiche (DBS₁). Si noti l'elevato stato di tettonizzazione delle dolomie del footwall.

sione Lagonegrese che affiorano nella finestra tettonica di Sieti-Prepezzano. La presenza dei piani tettonici estensionali sul lato orientale di tale finestra tettonica produce l'accostamento diretto delle dolomie del Norico - Retico (DBS₁) con i termini lagonegresi. Verso nord, ai piedi dei M. Mai questi piani estensionali a basso angolo si presentano leggermente ruotati ad immergere verso ENE ma mostrano comunque direzioni di trasporto tettonico verso ESE. In questo settore il membro delle dolomie nere bituminose (DBS₂) costituisce il livello di scollamento preferenziale e mostra pieghe asimmetriche ad asse N 10°-20° e piano assiale immergente a W-NW, compatibili con una deformazione da trascinamento sui piani tettonici estensionali (Fig. 39E).

Le evidenze della tettonica estensionale a basso angolo sono riconoscibili anche in settori più occidentali del Foglio Salerno, documentate da anomale sovrapposizioni *younger on older* quali quelle del Monte S. Liberatore, Monte Falerio, Monte Avvocata e sono inoltre riconoscibili nelle linee sismiche ministeriali dell'*off-shore* del Golfo di Salerno (SACCHI *et alii*, 1994). Le osservazioni di campagna (ad es. settore tra i rilievi del M. Monna e M. Stella ed il versante sud del M. Stella) indicano chiaramente che le faglie estensionali a basso angolo sono dislocate da una successiva generazione di faglie normali ad alto angolo e da faglie trassensive che generano una gradinata di blocchi strutturali che, da NE

verso SW, sono progressivamente ribassati verso il settore tirrenico (CASCIELLO *et alii*, 2006).

2.2. - FAGLIE ESTENSIONALI AD ALTO ANGOLO

L'intera area del Foglio Salerno è interessata da sistemi di faglie estensionali ad alto angolo (Fig. 34) ed è possibile distinguere settori in cui prevalgono determinate associazioni di faglie. Nel settore nord-orientale del Foglio sono prevalenti le faglie normali ad orientazione da WNW-ESE a NW-SE cui si associano faglie ad orientazione da N-S a NE-SW. Le faglie del sistema principale (WNW-ESE / NW-SE) dislocano sia verso i quadranti sud-occidentali che verso i quadranti nord-orientali e determinano rigetti massimi, quando stimabili, nell'ordine del centinaio di metri.

Spostandosi nel settore situato ad ovest della valle dell'Irno ed a nord della valle di Fisciano le faglie ad orientazione WNW-ESE / NW-SE appaiono più spaziate ed il sistema di faglie ad orientazione media da N-S a NE-SW assume carattere prevalente.

Nel settore della costiera amalfitana, a sud del comune di Cava de' Tirreni, prevalgono le faglie ad orientazione circa E-W e NE-SW. A quest'ultima orientazione corrisponde un lineamento principale (Capo d'Orso – Salerno) che immediatamente a nord della città di Salerno determina l'accostamento dei depositi alto miocenici dell'Unità del Bacino di Salerno - Montecorvino Rovella con le dolomie del Norico – Retico (DBS₁), con un rigetto stimabile di circa 5.000 m. Nel settore di piana compreso tra Salerno e Battipaglia i depositi conglomeratici del supersistema Eboli (CE - Pleistocene inferiore) sono deformati da sistemi di faglie normali e trastensive riconducibili a due gruppi di orientazioni NW-SE / WNW-ESE e NE-SW / ENE-WSW. Sulla base dei rapporti cartografici e dalle osservazioni dirette le faglie ad orientazione NE-SW / ENE-WSW, che costituiscono il sistema più significativo per estensione ed entità della dislocazione, predatano la formazione delle faglie ad orientazione NW-SE e WNW-ESE cui frequentemente si associa una componente trastensiva.

Sulla base della compatibilità cinematica, e sulla base dei modelli di assottigliamento crostale conosciuti (WERNICKE, 1985; BUCK 1991; LISTER *et alii* 1991), è ipotizzabile che alcune delle strutture NE-SW / ENE-WSW (es. lineamento Capo d'Orso – Salerno) si siano formate durante l'attività delle faglie normali a basso angolo, come strutture confinate all'*hangingwall* di cui hanno determinato la segmentazione.

3. - STRUTTURE TRASCORRENTI

Le faglie ad alto angolo descritte nella precedente sezione possono presentare componenti di trascorrenza più o meno marcate; esistono tuttavia alcuni lineamenti principali che, per diversi motivi, assumono particolare rilievo nel quadro tettonico del foglio. Tra questi le discontinuità ad orientazione WNW-ESE che bordano il versante meridionale del gruppo M. Stella - M. Tobenna, le discontinuità che separano questi rilievi dal M. Monna e la faglia che limita verso sud la finestra tettonica di Sieti-Prepezzano (Fig. 34). Questi tre lineamenti, caratterizzati dalla presenza di faglie trascorrenti e trastensive sinistre, costituiscono segmenti del margine settentrionale dell'area di affioramento del Gruppo delle Argille Variegata (AV), e ne determinano l'accostamento sia ai calcari con selce (SLC) dell'unità tettonica lagonegrese, che ai calcari cretacici del M. Stella. La variabilità di accostamenti prodotti lungo questi lineamenti, in località relativamente vicine, è dovuta al fatto che queste faglie interessano un settore già notevolmente assottigliato da faglie estensionali a basso angolo. La cronologia relativa tra le faglie ad orientazione WNW-ESE e le strutture estensionali a basso angolo è riconoscibile a sud della finestra tettonica di Sieti-Prepezzano e nell'area tra il M. Stella ed il M. Monna. Questi due rilievi, caratterizzati entrambi da successioni immergenti ad E e NE, rappresentano due differenti porzioni dell'*upper plate* del sistema di faglie a basso angolo riconosciuto, accostate da faglie trascorrenti e trastensive sinistre ad orientazione WNW-ESE (Fig. 35, I). Osservazioni di campagna nell'area a NE del M. Stella indicano che anche il Tufo Grigio Campano (TGC) è interessato dalla dislocazione trascorrente, indicando che l'attività delle faglie WNW-ESE si è protratta, oppure ha avuto riattivazione, nel Pleistocene superiore.

VII. - CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ

(a cura di E. Esposito & S. Porfido)

La Campania è interessata da elevata attività sismica concentrata lungo la catena appenninica e nelle aree vulcaniche napoletane (Vesuvio, Campi Flegrei ed Isola d'Ischia); pochi e modesti eventi sismici sono ubicati, invece, lungo le aree costiere.

La sismicità appenninica è caratterizzata, generalmente, da sequenze di eventi sismici costituite da un evento a maggiore energia (*mainshock*), seguito da eventi di energia decrescente nel tempo (*aftershocks*). Le magnitudo strumentali presentano variazioni piuttosto sensibili, a partire da valori superiori all'unità, fino a valori massimi di poco superiori a 7 della scala Richter, le profondità ipocentrali variano tra i 5 ed i 20 chilometri. L'estensione delle aree interessate dagli effetti dei sismi e l'entità dei danni risultano funzione dei valori di magnitudo e di profondità di ciascun evento sismico.

La zonazione proposta per l'Appennino meridionale (DE VIVO *et alii*, 1979; MAYER-ROSA *et alii*, 1991; SCANDONE *et alii*, 1992; ALESSIO *et alii*, 1993; ALESSIO *et alii*, 1995; SCANDONE & STUCCHI, 2000; VALENSISE & PANTOSTI, 2001), esprime efficacemente la sismogenesi dell'area campana, nella quale sono state individuate almeno cinque zone sismogenetiche, tre delle quali distribuite lungo l'asse della catena dal Molise alla Basilicata, una quarta posta a ridosso delle precedenti, include parte di catena e parte di margine tirrenico, ed una quinta comprende le aree vulcaniche.

In particolare, l'area del Foglio Salerno è caratterizzata da un livello di sismicità complessivamente modesto. Ciò nonostante, l'intero territorio risente fortemente di terremoti con origine nelle zone sismogenetiche adiacenti che ricadono nella catena appenninica s.s. (eventi del 1456, 1561, 1688, 1694, 1702, 1732,

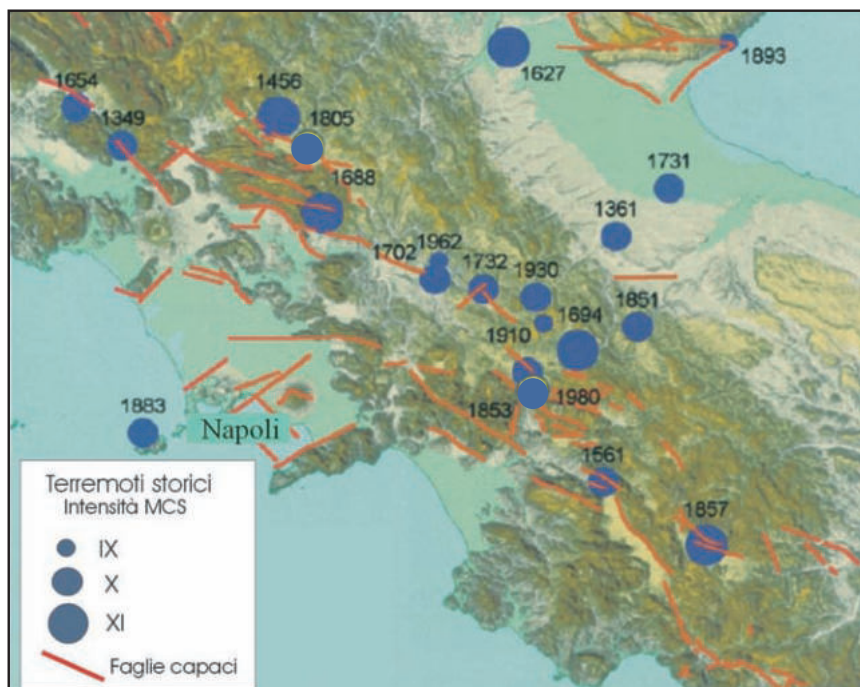


Fig. 41 - Epicentri dei terremoti storici lungo la fascia dell'Appennino Meridionale con $I > IX$ MCS e rappresentazione delle faglie capaci (dati derivanti dal CPTI, 1999 e dal data base ITHACA, MICCHETTI et alii, 2000)

1805, 1853, 1857, 1930, 1962, 1980, i cui epicentri sono riportati nella Fig. 41) con effetti di danneggiamento valutabili fino ad un massimo dell'VIII grado della scala MCS. Dalla ricostruzione macrosismica della distribuzione degli effetti dovuta ai terremoti si è potuto, nei casi più favorevoli, evidenziare situazioni di amplificazione e/o attenuazione locale rispetto al comportamento delle aree circostanti. Una opportuna parametrizzazione di queste anomalie in termini di caratteristiche geologiche e morfologiche locali, nonché di tipologie costruttive, costituisce un elemento indispensabile per la definizione di un modello locale dell'interazione tra terremoto e territorio.

Il settore sismogenetico del foglio Salerno è identificato in un'area compresa tra Baronissi (SA), Roccapiemonte (SA), Nocera Superiore (SA) e Mercato San Severino (SA), dove sono stati localizzati gli epicentri di quattro eventi sismici a medio-bassa energia, con valori di intensità epicentrale (I_0)¹ compresi tra il V ed il VII grado della scala MCS e valori di Magnitudo macrosismica² compresi tra 4.0 e 4.8.

Epicentri

Anno	Mese	Giorno	Lat	Long	Mm	I ₀	Epicentro
1685	04	25	40.750	14.750	4.3	6	Salerno
1714	08	-	40.750	14.750	4.8	7	Salerno
1912	03	17	40.800	14.800	4.0	5.5	Mercato San Severino
1930	04	27	40.769	14.700	4.6	7	Salernitano

L'evento più antico di cui si hanno notizie è relativo al 25 aprile 1685 (fonti contemporanee riportate da BONITO 1691). La sequenza sismica che caratterizzò l'evento ebbe una durata di parecchi giorni, e fu accompagnata da violente scosse che furono avvertite in diverse località della provincia ($I_0=VI$ MCS). Nell'agosto del 1714 alcune violentissime scosse, interessarono con effetti distruttivi la città di Salerno. Da BARATTA (1901) è stato possibile risalire all'entità del danno subito dalla città, che consistette nel crollo di quattro o cinque abitazioni e la perdita di qualche persona, e al riconoscimento dell'area di risentimento che si estese fino ad Avellino. I parametri epicentrali dell'evento sono stati dedotti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI, 1999) che localizza l'epicentro nei pressi di Baronissi (SA) con intensità epicentrale $I_0=VII$ MCS.

Date le modeste dimensioni dei due successivi eventi sismici del 17 marzo 1912 e del 27 aprile 1930, le notizie sono dedotte esclusivamente dal Catalogo Sismico CPTI (1999), che ne riporta i parametri focali essenziali. L'evento del 1912 è stato localizzato nei pressi di Mercato San Severino (SA), $I_0=V-VI$, mentre l'evento del 1930 è stato localizzato tra Nocera Superiore (SA) e Roccapiemonte (SA), $I_0=VII$ MCS.

La sismicità recente, dal 1992 al 1999, risulta prevalentemente concentrata nei monti di Avella, con pochi eventi a bassa energia ($1.9 \leq M \leq 3.2$), profondità variabili dai 5 ai 12 km, (MILANO *et alii*, 1999).

Dal punto di vista sismotettonico la sismicità di tale zona può essere attribuita alla tettonica estensiva del margine tirrenico, connessa al sollevamento della catena appenninica, caratterizzata da meccanismi di rottura di tipo distensivo (*dip-slip*). Sulla base dei dati geologici e geofisici, l'effettiva struttura sorgente dei grandi terremoti dell'Appennino meridionale corre proprio a cavallo dell'attuale crinale appenninico (SCANDONE & STUCCHI, 2000).

L'area sismogenetica rinvenuta nel Foglio Salerno è inserita, a sua volta, in una più ampia zona sismogenetica (caratterizzata da circa una ventina di eventi con $IV \leq I_0 \leq VII$ MCS e magnitudo macrosismica $3.4 \leq M \leq 4.8$; CPTI, 1999), che comprende una vasta area dalla provincia di Caserta al Golfo di Policastro, includendo parte della Valle Caudina, il bordo occidentale della fascia pedemontana dei Monti Picentini e dell'Alburno-Cervati, e parte della Piana del Sele.

Il terremoto Irpino-Lucano del 23 novembre 1980 è il più forte evento sismico

avvenuto nell'Appennino meridionale negli ultimi trenta anni. L'evento sismico è stato caratterizzato da un complesso meccanismo di fratturazione composto da tre subeventi, con magnitudo rispettivamente $M_w^3=6.5, 6.4, 6.3$, a 0, 20 e 40 secondi, durante il *mainshock*, modellizzati secondo un sistema di faglie dirette a differente inclinazione (WESTAWAY & JACKSON, 1984; BERNARD & ZOLLO, 1989; BERNARD *et alii*, 1993). L'andamento delle isosiste evidenzia una generale propagazione in direzione NW-SE, parallela all'asse della catena appenninica, con una evidente attenuazione verso il Cilento ed il Vesuvio (POSTPISCHL *et alii*, 1985). Il terremoto colpì significativamente tutto il territorio della provincia di Salerno ed in particolare danni gravi riconducibili all'VIII grado della scala MSK furono riscontrati nei comuni di Baronissi (SA) e Fisciano (SA). Ingentissimi i danni al patrimonio edilizio di Baronissi (SA) dove crollarono totalmente numerosi edifici tra cui due caseggiati GESCAL, numerosi edifici monumentali ed ecclesiastici furono seriamente danneggiati nelle strutture portanti. Il numero delle vittime fu 24, i feriti un centinaio. Nel comune di Fisciano (SA) centinaia di case furono irrimediabilmente danneggiate, e gravi danni subirono gli edifici monumentali. A Salerno, il centro storico fu molto danneggiato anche a causa della vetustà degli edifici, nei rioni Pastena e Mercatello interi edifici risultarono gravemente lesionati nelle parti strutturali; secondo i dati del Ministero per i Beni Culturali ed Ambientali i senzatetto furono 12.000, ovvero il 7,5% della popolazione, quattro le vittime e sessantacinque i feriti.

A Cava de' Tirreni (SA), la maggior parte degli edifici del centro storico furono lesionati gravemente e dichiarati inagibili; gravissimi danni subirono il Duomo e la chiesa di San Francesco. Il numero delle vittime ascese a cinque, mentre i feriti a settantanove. Nel territorio comunale di Giffoni Sei Casali (SA) si verificarono estesi danni al patrimonio edilizio (360 i senzatetto), con lesioni gravi a molti edifici. Il terremoto causò la perdita di una vita umana e quattro feriti. A Giffoni Valle Piana (SA), il patrimonio ecclesiastico distribuito nelle frazioni Santa Caterina e Curti, subì gravi danneggiamenti con lesioni e crolli parziali di edifici, (I=VII MSK). A Siano (SA), notevoli danni alle chiese della Santissima Annunziata, di Santa Maria delle Grazie, di San Rocco e nell'Oratorio del Santissimo Rosario (I=VII MSK), sei morti e venticinque feriti. A Vietri, danni molto gravi furono rilevati in tutto il territorio comunale e soprattutto agli edifici monumentali, tra cui la chiesa di Santa Maria di Costanopoli, la chiesa e l'istituto dei Salesiani, la chiesa di San Giovanni Battista; nella frazione Raito notevoli danni subì la chiesa di Santa Maria delle Grazie; nella frazione Dragonea il complesso conventuale di San Vincenzo Ferreri subì il cedimento delle fondazioni e lesioni gravi alle strutture portanti, (I=VII MSK), (G. PROIETTI, 1994).

Con delibera 5447 del 7 novembre 2002 la Giunta Regionale della Campania ha approvato l'aggiornamento della classificazione sismica del territorio regionale. Tutti i Comuni risultano classificati in tre categorie sismiche; alle tre categorie

corrispondono diversi gradi di sismicità (S), decrescenti dalla I alla III e corrispondenti a valori di S pari rispettivamente a 12 (I categoria), 9 (II categoria), 6 (III categoria). I Comuni ricadenti nel Foglio 467 Salerno risultano essere classificati tutti in II categoria sismica, ad eccezione di Cava dei Tirreni e Vietri sul Mare che, invece, sono classificati nella III categoria sismica.

¹ I_0 Intensità epicentrale, intensità attribuita agli effetti sismici associati alla localizzazione epicentrale.

² Magnitudo Macrosismica, stima della magnitudo ricavata dall'intensità epicentrale e dalla magnitudo strumentale secondo la relazione tabellare:

$M_s = 0.56 (+/- 0.0017)I_0 + 0.94 (+/- 0.13)$, (Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CTPI), 1999)

³ M_w Magnitudo Wood-Anderson

VIII. - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA ED IDROGEOLOGIA

(a cura di S. Perriello Zampelli)

1. - FRANE

Le frane riportate sono state riconosciute sul territorio per mezzo di aerofotointerpretazione di coperture del 1955-74-84-98 e di rilievi diretti sul terreno. Esse sono state cartografate laddove le loro dimensioni ne permettevano una efficace rappresentazione alla scala richiesta.

I fenomeni franosi riportati possono essere considerati, seguendo gli schemi classificativi di VARNES (1978) e CRUDEN & VARNES (1996), come:

- frane complesse da ribaltamenti e/o crolli di roccia – colate di detrito (*rock falls e/o topples – debris flows*), prevalentemente in rocce carbonatiche;
- frane complesse da scorrimenti - colate di terra e/o detrito (*earth/debris slides - flows*), essenzialmente in piroclastiti sciolte a copertura di substrati calcarei o flyschoidi;
- colamenti di terra (*earth flows*) e frane complesse da scorrimenti – colamenti di terra (*complex earth slides – earth flows*), essenzialmente in terreni flyschoidi prevalentemente argillosi e marnosi;
- scorrimenti rotazionali di terra (*earth rotational slides*), essenzialmente in terreni flyschoidi prevalentemente argillosi e marnosi.

1.1. - FRANE COMPLESSE DA RIBALTAMENTI E/O CROLLI DI ROCCIA – COLATE DI DETRITO

Il paesaggio accidentato della parte a SW dell'area in esame, condizionato dal

substrato carbonatico dislocato in una serie di blocchi secondari, con numerosi versanti strutturali e pareti di faglia non regolarizzate, è caratterizzato da scarpate da molto acclivi a subverticali, che possono dare origine a frane di tipo *crollo* e/o *ribaltamento-crollo* di *roccia* (rock falls e/o topples-falls), caratterizzate dal distacco, talora preceduto da movimenti di ribaltamento frontale, di blocchi di materiali lapidei (con volumi estremamente variabili), che almeno per un primo tratto cadono nel vuoto senza ulteriori contatti con la parete. Alla caduta libera segue l'impatto con il pendio, con successivi movimenti di rimbalzo e/o rotolio e trasporto dei materiali di frana secondo percorsi la cui articolazione è legata alla morfologia e pendenza dell'area di primo impatto ed alla configurazione dell'area a valle di questa. Spesso la frantumazione dei blocchi a seguito dell'impatto ha dato luogo all'evoluzione verso *colate* di *detrito*.

La maggior parte dei fenomeni di crollo e ribaltamento-crollo avviene in contesti classificabili geomorfologicamente come: *cornici morfologiche sommitali*, *pareti di falesia*, *versanti di forra o gola*, *cornici morfologiche intermedie di morfoselezione*, *cornici lito-morfostrutturali*, *cornici di testata di impluvio*, *scavi e tagli di origine antropica* (cave, strade ecc.).

Storicamente sono numerose le notizie di crolli ripetuti in costiera amalfitana (anche nella sua estremità orientale, ricadente nell'area in esame), con eventi che hanno spesso causato interruzioni delle strade locali, quale ad esempio la S.S. 163. Alcuni crolli noti, anche se di piccole dimensioni, sono avvenuti anche nella città di Salerno; altre segnalazioni riguardano le aree di Pontecagnano e Giffoni.

1.2. - FRANE COMPLESSE DA SCORRIMENTO - COLATA DI TERRA E/O DETRITO

Le frane di *scorrimento - colata di terra e/o detrito* (earth/debris slides - flows) nelle coperture piroclastiche avvengono su versanti a notevole acclività in occasione di precipitazioni particolarmente intense e/o persistenti, inizialmente quasi sempre sotto forma di scorrimenti traslativi nell'ambito delle coperture. Questi scorrimenti, immediatamente dopo i primi spostamenti, evolvono a colate a causa della riduzione, durante lo scorrimento, del volume dei vuoti intergranulari presenti nella struttura del terreno (collasso contrattivo post-taglio), della conseguente saturazione d'acqua e del relativo ingenerarsi di sovrappressioni neutre, con la trasformazione in un fluido di un terreno sciolto dal comportamento, sino ad allora, riconducibile a quello di un solido (comportamento *tixotropico*) (ELLEN & FLEMING, 1987; ELLEN, 1988; CELICO & GUADAGNO, 1998).

Le colate fluide, durante il loro rapido percorso verso valle dai versanti alle incisioni torrentizie, tendono a diminuire la loro viscosità ma ad aumentare il loro volume, la loro velocità (nonostante la progressiva riduzione della pendenza) e la loro granulometria, a causa dell'inglobamento dell'acqua e dell'erosione-traspor-

to dei materiali presenti nelle incisioni stesse (GUADAGNO, 1991; GUADAGNO *et alii*, 2000; GUADAGNO & PERRIELLO ZAMPELLI, 2000). Alcuni dei conoidi detritico-alluvionali riportati sulla carta hanno avuto origine dalla coalescenza spaziale e temporale di passati, originariamente distinti fenomeni di frana da scorrimento - colata di terra e/o detrito.

A causa della velocità di queste frane e del fatto che i relativi accumuli generalmente non subiscono successive significative rimobilizzazioni ma, spesso, asportazione e rimodellamento anche ad opera dell'uomo, talvolta le uniche evidenze morfologiche riconoscibili sono delle caratteristiche "tracce" sui versanti, marcate da assenza di copertura piroclastica e/o di vegetazione, a testimonianza di eventi avvenuti in un passato più o meno recente. Inoltre, per le ragioni appena esposte, in certi casi è risultato difficile ricostruire con precisione alcune aree di accumulo, anche a causa degli incontrollati fenomeni di urbanizzazione di aree il cui sviluppo sarebbe forse stato meglio analizzare alla luce anche dei non frequentissimi, purtuttavia del tutto naturali, fenomeni morfoevolutivi che vi avvengono.

Nell'area in esame tali frane, così frequenti e potenzialmente distruttive, si rinvengono essenzialmente laddove i versanti sono coperti da coltri piroclastiche e/o colluviali: essendo esse legate alla intensità-durata delle precipitazioni, sono state spesso innescate da eventi alluvionali o pseudo-alluvionali.

Nell'ultimo secolo si ricordano l'evento del 1910, che ha colpito l'area di Cetara e, successivamente, l'evento del 1924, che ha colpito l'area di Vettica, più a W. L'alluvione di Salerno del 1954 (LAZZARI, 1954) ha interessato gran parte del territorio costiero a ovest di Salerno, con numerose frane da Amalfi alla stessa Salerno. Infine, gli ultimi eventi rilevanti registrati risalgono, nell'area in esame, agli anni 1997 e 1998.

1.3. - SCORRIMENTI ROTAZIONALI DI TERRA (*EARTH ROTATIONAL SLIDES*), COLAMENTI DI TERRA (*EARTH FLOWS*) E FRANE COMPLESSE DA SCORRIMENTO – COLAMENTO DI TERRA (*COMPLEX EARTH SLIDES – FLOWS*)

Nell'area in esame le frane di questo tipo risultano numerose nei materiali flyschoidi; il tipo di movimento di colamento o evolvente a colamento risulta più incidente nei terreni a prevalente componente argillosa, con alcuni esempi anche di notevole estensione areale.

In alcuni casi si è osservata nel tempo la trasformazione del tipo di movimento da uno, relativamente unitario, di scorrimento rotazionale, ad uno di colamento, nel quale diverse parti del materiale in frana si muovono con direzioni e velocità differenti. E' in questi casi che lo *stile di attività* (CRUDEN & VARNES, 1996) delle frane viene considerato *complesso*, appunto per il susseguirsi di tipi di movimento diversi.

Queste frane hanno movimenti classificabili da “lenti” a “estremamente lenti” (CRUDEN & VARNES, 1996), anche se sono sempre possibili fasi di accelerazione, legate all’andamento delle pressioni neutre, a rotture da superamento di soglia di deformabilità plastica oltre che, naturalmente, ad eventi sismici.

Tra i fenomeni più importanti e storicamente conosciuti, si segnalano quello presente in loc. Vignale di San Cipriano Picentino e quello di Colle della Maddalena, in loc. Visconti. Quest’ultima frana ha evidenze morfologiche sicuramente “giovani”, ma tipiche di una frana che è andata progressivamente a diminuire la propria energia cinetica.

2. - CAVE

L’area nord-occidentale della provincia di Salerno è quella in cui si concentra la maggior parte dell’attività estrattiva; l’esercizio riguarda prevalentemente i calcari e, in misura minore, le argille e le sabbie fluviali.

Nell’area nord-occidentale della carta, alle pendici dei rilievi montuosi, si rinvenivano numerose cave di calcari non più attive. Un’altra area di concentrazione di cave di calcari si trova ad est della città di Salerno, alle pendici del Monte Stella e del Monte Tobenna; una di queste è ancora attiva.

Il calcare estratto presenta buone caratteristiche fisico-meccaniche ed è utilizzato soprattutto per la produzione di inerti, conglomerati cementizi e, in minima parte, per la produzione di pietre ornamentali.

A sud-est della città di Salerno, alle falde del Monte Giovi, si rinvenivano alcune cave abbandonate dalle quali venivano estratti conglomerati e dolomie.

Alle pendici dei rilievi che delimitano la valle del fiume Irno venivano estratte dolomie, ma anche qui le cave risultano ormai inattive. Altre cave di dolomie, sempre inattive, si rinvenivano nei comuni di S. Cipriano Picentino, Castiglione dei Genovesi e Mercato.

Nell’area orientale di Salerno, nei comuni di Montecorvino Pugliano, di Serre e di Giffoni Valle Piana trovano diffusione le cave di argilla. Esse trovano il maggiore utilizzo nell’industria dei laterizi e, secondariamente, nella produzione locale di terrecotte. In particolare, nel comune di Montecorvino Pugliano sono presenti due grosse cave attive, dalle quali si estraggono argille mioceniche (AAN), mentre quelle ubicate nel comune di Salerno non sono più attive.

Nei dintorni di Battipaglia ed Eboli vengono estratte ghiaie, arenarie e sabbie sfruttando, anche intensamente, le formazioni conglomeratiche affioranti. A nord del comune di Battipaglia, infatti, sono presenti due grosse cave attive ed almeno tre con attività sospesa.

La maggioranza delle cave è del tipo a mezza costa o al piede di versanti; ciò ha arrecato gravi deturpazioni al paesaggio, problemi di stabilità, di erosione

accelerata e, talora, anche problemi idrogeologici. Inoltre, in quelle aree in cui la coltivazione è terminata, si è osservato che non sono quasi mai stati effettuati lavori di ripristino idonei sia ad attenuare le deturpazioni di carattere estetico sia, soprattutto, a sanare i problemi di carattere ambientale derivanti dalla trasformazione a discariche non autorizzate.

Nell'area in esame, anche nel passato, l'apertura di cave finalizzata al prelievo di pietra ornamentale è stata molto limitata, fatta eccezione per i calcari ornamentali di Salerno, che furono usati come pietre da taglio.

3. - IDROGEOLOGIA

Nell'area in esame sono presenti tre principali strutture idrogeologiche carbonatiche e due di piana alluvionale, anche se solo in parte comprese nel Foglio. Le prime comprendono la porzione orientale dei M.ti Lattari, i M.ti di Salerno e i M.ti Mai-Licinici-Accellica; le seconde comprendono la porzione NW della Piana del Fiume Sele e quella orientale della Piana del Torrente Solofrana.

3.1. - LE STRUTTURE CARBONATICHE

La struttura idrogeologica dei M.ti Lattari comprende il massiccio omonimo, oltre ai rilievi che costituiscono la Penisola Sorrentina. Essa è delimitata a N dalla Piana del Fiume Sarno, ad E dalla direttrice Nocera Superiore-Vietri sul Mare. La circolazione idrica sotterranea è influenzata dalla presenza di importanti linee tettoniche, nonché da disomogeneità litologica. Infatti, il settore orientale della struttura è caratterizzato dall'affioramento di successioni prevalentemente dolomitiche, meno permeabili di quelle prevalentemente carbonatiche che caratterizzano la Penisola Sorrentina. E' possibile quindi suddividere questa idrostruttura in diverse sub-strutture che da SW a NE comprendono: M.te Faito-M.te S. Angelo, M.te Cervigliano e M.te Pertuso (Finestra) l'unica di queste sub-strutture ricadente nel foglio Salerno.

Tali sub-strutture sono schematizzabili grosso modo come delle monoclinali in cui la falda idrica principale defluisce preferenzialmente verso N, con quota piezometrica di 15-20 m s.l.m. nella Piana di Sarno, e circa 60 m s.l.m. nella Piana del Solofrana. I travasi idrici verso il mare risultano limitati; cospicui sono invece quelli lungo il margine NW dell'idrostruttura principale verso le falde di pianura (CELICO, 1983).

La struttura idrogeologica dei M.ti di Salerno è delimitata a N dalla valle del Torrente Solofrana, a W dalle valli dei torrenti Bonea e Cavaiola, ad E dalla valle del Fiume Irno e a S dal mare. E' costituita da successioni prevalentemente

dolomitiche intensamente fratturate, con livelli calcareo-marnosi nella parte bassa, sovrapposte tettonicamente alle Unità Lagonegresi che rappresentano l'impermeabile relativo basale. Il bordo della struttura è dislocato da faglie dirette generalmente a gradinata che mettono in contatto le successioni descritte con potenti coltri piroclastiche e detritico-alluvionali. Precedentemente alla costruzione della galleria ferroviaria "S. Lucia" (Salerno-Nocera Superiore) era possibile suddividere la struttura principale in tre sub-strutture le cui falde idriche principali trovavano recapito nelle sorgenti del gruppo di Mercato S. Severino, nelle sorgenti della Valle del T. Bonea (sorgente Summonte) e del F. Irno (gruppo di Capezzano) ed, inoltre, alimentavano le falde superficiali degli acquiferi piroclastici e detritico-alluvionali. La costruzione della galleria, posta circa 100 m più in basso rispetto alle sorgenti principali, ha indotto il progressivo essiccamento delle stesse (CELICO, 1980) e l'abbassamento delle quote piezometriche delle falde delle sub-strutture carbonatiche rispetto a quelle delle falde delle piane; è pertanto presumibile l'esistenza di travasi dalle piane ai massicci.

La struttura idrogeologica di M.te Accellica-M.ti Licinici-M.ti Mai è delimitata a N dai depositi alluvionali della valle del Fiume Sabato, a W dalla valle del Fiume Irno, ed a NE dalla faglia che mette a contatto le meno permeabili rocce dolomitiche del M.te Accellica con i calcari relativamente più permeabili della struttura idrogeologica del M.te Terminio-M.te Tuoro; ad E (fuori dal Foglio Salerno), il limite è rappresentato dalla faglia che separa la depressione strutturale di Acerno dal versante occidentale del M.te Cervialto; infine a S è isolata, per gran parte, dai depositi prevalentemente arenaceo-argillosi, poco permeabili, appartenenti a diverse unità litostratigrafiche neogeniche, dai depositi bacinali appartenenti al Gruppo delle Argille Variegate (AV) e, localmente, da depositi alluvionali e conglomeratici.

Il complicato assetto geologico e strutturale, divide la struttura principale in più sub-strutture, aventi recapiti e direzioni di flusso differenti. In particolare l'area comprende:

M.ti Mai. Tale struttura comprende i rilievi compresi tra il Fiume Irno ed il Fiume Picentino, costituiti da successioni calcareo-dolomitiche. Essa è separata ad E dalla struttura dei M.ti Licinici tramite una faglia passante in corrispondenza della valle del Fiume Picentino; a N, il limite è rappresentato dal contatto con i più permeabili calcari dei Monti di Solofrana; a W ed a S, il limite è rappresentato rispettivamente dalla valle del Fiume Irno e dai depositi relativamente impermeabili (AAN, AV) affioranti lungo il bordo meridionale del gruppo montuoso. I recapiti principali della circolazione idrica sotterranea sono rappresentati dal gruppo sorgivo di Cologna (Q minima di circa $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$) localizzato a N di Salerno, e dai gruppi sorgivi di Prepezzano (Q media circa $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$) e Calavre (Q compresa tra $0,4 \div 0,06 \text{ m}^3/\text{s}$), rispettivamente nei territori di Giffoni Sei Casali e Giffoni Valle Piana, oltre che da travasi idrici verso l'acquifero di Piana del T. Solofrana (CELICO, 1983).

M.te Stella. Tale struttura è costituita da successioni prevalentemente calcaree tettonicamente sovrapposte a quelle dolomitiche che, in questo caso, costituiscono l'impermeabile relativo. Essa alimenta le falde idriche superficiali presenti nella coltre detritica che si sviluppano lungo le porzioni medio-basse del versante meridionale e le sorgenti del gruppo La Sordina (Q minime $0,04 \text{ m}^3/\text{s}$) presenti lungo l'omonimo fosso.

3.2. - LE PIANE ALLUVIONALI

La **Piana del Sele** corrisponde ad una depressione nota come “Graben del Golfo di Salerno-Piana del Sele”, di forma grosso modo triangolare, delimitata a SW dal mare, ed a NW e a NE, da faglie dirette che ribassano a gradinata le unità mesozoiche terziarie di natura argilloso-marnoso-arenacea. A luoghi, (a NE di Pontecagnano) i depositi quaternari della piana vengono a diretto contatto con i massicci carbonatici, dai quali la piana riceve una cospicua alimentazione (CELICO, 1983). La depressione è riempita da sedimenti clastici continentali (*super-sintema Eboli* - CE), cui seguono, verso l'alto, depositi fluvio-lacustri. Lungo la fascia costiera prevalgono i depositi eolici, e nella zona di Faiano, i travertini.

Il deflusso verso la piana avviene secondo due direttrici preferenziali, orientate NE-SW, le quali coincidono con due antichi con di deiezione sepolti del Tusciano e del Sele, che drenano le limitrofe strutture carbonatiche.

Nella zona a N del Sele, inoltre, la piana è alimentata dalle perdite in alveo dal Tusciano e dal Sele, e le risorse globali ammonterebbero a circa 78 milioni di mc/a (CELICO 1983).

L'area in esame comprende la zona nord occidentale della piana, in cui i sedimenti continentali di riempimento sono organizzati in modo da formare un'alternanza di terreni a diversa permeabilità che, nel loro insieme, costituiscono un acquifero multifalda. Esso è caratterizzato da una circolazione idrica relativamente profonda (con la sovrapposizione di più falde in pressione) e da una relativamente più superficiale, caratterizzata da una falda freatica posta a pochi metri dal piano campagna. Lo spessore medio produttivo dell'acquifero multifalda viene stimato in circa 30 metri. Lungo il margine settentrionale della piana, inoltre, vi è comunicazione tra la falda freatica pedemontana e l'acquifero multistrato, per fenomeni di drenanza.

La **Piana del Torrente Solofrana** è delimitata a N ed a W dal massiccio carbonatico dei Monti di Sarno, a S dai Monti di Salerno ed in parte dai Monti Lattari, a NE dai Monti di Solofrana e dai depositi in facies di flysch “Unità Iripine”, ed, infine, ad E, dai rilievi dolomitici del settore occidentale dei Monti Picentini (CELICO, 1983).

Essa rappresenta una depressione strutturale impostata su due importanti

faglie aventi orientamento N-S ed E-W, e colmata da diverse decine di metri di depositi vulcanici (di flusso e di caduta) ed alluvionali (CELICO, 1983).

Le interazioni esistenti con le idrostrutture carbonatiche a contorno (Monti di Salerno, di Sarno e di Solofra) e la notevole variabilità della permeabilità sia in senso orizzontale che verticale che caratterizza i depositi di copertura della piana del Solofrana, rendono il sistema particolarmente complesso.

La presenza di un orizzonte tufaceo semi-permeabile scompone l'acquifero approssimativamente in due settori sovrapposti:

- il primo, sede di una falda freatica superficiale, alimentata essenzialmente dagli apporti idrici diretti;

- il secondo, sottostante il tufo, sede di una falda semiconfinata, alimentata, in parte, dall'alto, attraverso la fessurazione "colonnare" tipica dei depositi tufacei, ed in parte, dal basso e dai lati, dalla falda basale circolante nell'acquifero carbonatico.

L'interazione tra le due falde avviene, oltre che per i naturali fenomeni di drenanza diretti dall'alto verso il basso, anche a causa dei pozzi che, se non adeguatamente isolati, favoriscono gli scambi idrici tra le falde intercettate. In ragione di tutto ciò, è possibile assimilare il sistema a falde sovrapposte in un'unica falda, la quale segue l'andamento morfologico della piana, convergente verso un asse di drenaggio sotterraneo preferenziale diretto secondo il tracciato del torrente Solofrana.

La potenzialità idrica sotterranea, comprensiva degli apporti idrici "indiretti" provenienti da altre idrostrutture carbonatiche, è pari a circa 40×10^6 mc/a, di cui solo 5×10^6 mc/a sono da attribuire alla ricarica diretta (CELICO, 1983).

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A., LUONGO G. & PORFIDO S. (1993) - *Identification of seismogenic areas in the Southern Apennines, Italy*. Annali di Geofisica Vol. **XXXVI**, n.1
- ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A. & PORFIDO S. (1995) - *Detailed study of the Potentino seismic zone in Southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **250**, 113 -134.
- AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A. (1991) – *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **14**, 5 – 16.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): Genesis, evolution, and tectonic implications*. Tectonophysics, **315**, 251-267.
- AMODEO F., MOLISSO F., KOZUR H., MARSELLA E. & D'ARGENIO B. (1991) – *Age of transitional interval beds from Cherty Limestones (Calcari con selce) to Radiolarites (Scisti silicei) in the Lagonegro domain (Southern Italy). First evidence of Rhaetian Conodonts in peninsular Italy*. Boll. Serv. Geol. It., **110**, 3-22.
- ANZALONE E. (2005) - *I travertini di Pontecagnano (Salerno) e loro relazioni con le variazioni ambientali e climatiche durante il Quaternario italiano*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli "Federico II", 210 pp.
- APAT (2004) - *Carta gravimetrica d'Italia*. Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Firenze 2004.
- ARDIGÒ G. (1959) - *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei Monti Picentini (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. D'It. Vol. **LXXVII**. Roma 1959.
- BAGGIONI M. (1973) – *Les bordures de la Plaine du Sele. Etude morphologique*. Méditerranée, **3**, 3 – 21.
- BAGGIONI M. (1975) – *Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sélé (Italie du Sud)*. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., **1**, 3 – 11.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Ristampa anastatica dell'edizione di Torino 1901, Arnaldo Forni editore 1979.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANTACROCE R. (1978) – *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bull. Volcanol., **41**, 1 – 22.
- BARRA D., CALDERONI G., CINQUE A., DE VITA P., ROSSKOPF C. & RUSSO ERMOLLI E. (1998a) – *New data on the evolution of the Sele River coastal plain (Southern Italy) during the Holocene*. Il Quaternario, **11**, 287 – 299.
- BARRA D., CALDERONI G., CIPRIANI M., DE LA GENIERE' J., FIORILLO L., GRECO G., MARIOTTI LIPPI M., MORI SECCI M., PESCATORE T., RUSSO B., RUSSO F., SENATORE M.R. & TOCCO SCIARELLI G. (1998b) - *Holocene paleoenvironments and Magna Grecia settlements at the mouth of the River Sele (Campania, Southern Italy)*. Proc. of First Int. Congr. on: "Science and technology for the safeguard of cultural heritage in the mediterranean basin". Vol. II, 1459 - 1466, Palermo.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL C. F. (1984) - *Structural and sedimentary features in the tyrrhenian margin off campania , southern Italy*. Marine Geology, **55**, 163-180.
- BARTOLINI C., D'AGOSTINO N. & DRAMIS F. (2003) – *Topography, exhumation, and drainage network evolution of the Apennines*. Episodes, **26-3**, 212-216.
- BASSANI F. (1892) - *Sui fossili e sull'età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni Valle-piana in prov. di Salerno*. Mem. Soc. It. di Sc., **IX**, Ser. 3°. N. 3. Napoli 1892.
- BASSANI F. (1896) - *La ittiofauna della dolomia principale di Giffoni (prov. di Salerno)*. Palaeontogr. Ital., **I**, 169-210.
- BERNARD P. & ZOLLO A. (1989) - *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting*. Journ. Geophys. Res., **94** (B2), 1631-1647.
- BERNARD P., ZOLLO A., TRIFU C. & HERRERO A. (1993) - *Details of rupture kinematics and mechanisms of the Irpinia 1980 earthquake: new results and remaining questions*. Annali di Geofisica, **36**, 1, 71-80.

- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Structural model of Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- BONI M., IANNACE A., KOSTER, J. & PARENTE M. (1990) - *Anoxic facies in the Upper Triassic of Picentini Mountains (Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 171-185.
- BONITO M. (1691): *Terra tremante*. Ristampa anastatica, Arnaldo Forni editore 1980.
- BÖSE F. & DE LORENZO G. (1896) - *Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel*. Zeitschr. Deuts. Geol. Gesells., **48**, 205-215.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) - *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper Pleistocene sea level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., **62**, 159 - 166.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **10**, 47 - 55.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 313 - 336.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **82**, 47 - 58, Berlin.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SANTANGELO N., ALESSIO M., ALLEGRI L., IMPROTA S., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) - *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Appennino meridionale)*. Atti del 74.mo Congr. Naz. della Soc. Geol. It., **A**, 55 - 62.
- BRANCACCIO L., D'ARGENIO B., FERRERI V., PREITE-MARTINEZ M., STANZIONE D. & TURI B. (1986) - *Caratteri tessiturali e geochimici dei travertini di Rocchetta a Volturno (Molise)*. Boll. Soc. Geol. It.; **105**: 265-277.
- BUCK W.R. (1991) - *Modes of Continental Lithospheric Extension*. Journal of Geophysical Research, **98**, 20,161-20,178.
- BUDILLON F., PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1994) - *Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-Olocene sulla piattaforma continentale del golfo di Salerno (Tirreno Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 303-316.
- BUDILLON F., VIOLANTE C., CONFORTI A., ESPOSITO E., INSINGA D., IORIO M. & PORFIDO S. (2005) - *Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea Strema (Amalfi Coast, Southern Italy)*. Marine Geology, **222-223**, 419-441.
- CAIAZZO C., CINQUE A. & MEROLA, D. (2000) - *Relative chronology of the NW and NE trending faults of the Sorrento Peninsula (Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 165-174.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del bacino del fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanzfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 331-341.
- CASCIELLO E., CESARANO M. & PAPPONE G., (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy)*. Journal of Geological Society. **163**, n.4, 617-629.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX, L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L., & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.
- CATALANO R., BARTOLINI C., FABBRI A., MARANI M., ROVERI M., LEMBO P., MARSELLA M. & ULZEGA A. (1996) - *Norme generali delle linee guida di rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico d'Italia*. Rapporto finale della Commissione di Studio per la cartografia geologica marina.
- CATALANO R, DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P.R. & VITALE F.P., (1998) - *Sequence and*

- system tracts calibration on high resolution bio -chronostratigraphy: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene. SEPM, special publication n°60 (1998).
- CELICO P. (1980) - *Considerazioni sull'idrogeologia di alcune zone dell'Italia centro-meridionale alla luce dei risultati di recenti indagini geognostiche*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **15**, Napoli.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni Casmez, **4-2**, Roma.
- CELICO P. & GUADAGNO F.M. (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. Quaderni di Geol. Appl., **5**, Pitagora, Bologna.
- CESTARI G. (1969) - *Geologia e idrogeologia della piana di Paestum (Salerno)*. Geol. tecnica, n. **5**, 1 – 12.
- CESTARI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory*, in Mesozoic Mediterranean paleogeography: Earth Sciences Reviews, **15**, 213-292.
- CIAMPO G., DE CASTRO COPPA M.G. & SGROSSO I. (1979) - *Il Miocene superiore dei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **88**, 1 – 13.
- CINQUE A. a cura di (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche. Penisola sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini*. Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, Riunione annuale: Amalfi (SA), 9 - 12 Giugno 1986. Pubbl. n. 33 del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli, 60 pp.
- CINQUE A., GUIDA F., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i "Conglomerati di Eboli"*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **11**, 39 - 44.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, Vol. **XXXVI**, N. 2, 249-260.
- CINQUE A. & ROMANO P. (1990) - *Segnalazione di nuove linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania)*. Geogr. Fis. e Din. Quat., 23-36.
- CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER P.V., HEIKEN G. & ORI M. (1997) - *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes: the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**, 183-219.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for GSSP of Lower, Middle and Upper Pleistocene"*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 319-336.
- COCCO E., COPPOLA L., CRAVERO E., ORTOLANI F. & PESCATORE T. (1971) - *Erosione e trasporto dei sedimenti lungo il litorale di Paestum (Campania)*. Atti II Conv. Naz. "Studi sui problemi della Geologia applicata", Genova 24 – 26 Settembre 1971, 2 – 20.
- COPPA M.G. (1967) - *La microfauna delle argille mioceniche nei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **78**, 1-73.
- CPTI (1999) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 92 pp.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide Types and Processes*. In Turner A.K. & Schuster R.L. (eds.) "Landslides: Investigation and Mitigation". Sp. Rep. 247, Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., USA.
- D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1988) - *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 861-868.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., STANZIONE D., BRANCACCIO L. & FERRERI M. (1983) - *I travertini di Pontecagnano (Campania): geomorfologia, sedimentologia, geochimica*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 123 – 136.
- D'ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J.S. (1987) - *Low angle normal faults in the Picentini Mountains (Southern Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 113-125.

- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania-Lucania)*. Quad. Acc. Naz. Lincei, **183**, 49-72.
- DAVIS G.A. & LISTER G.S. (1988) - *Detachment faulting in continental extension; Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera*. Geological Society of America, Special Paper, **218**, 133-158.
- DE CASTRO P. (1962) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Natural. in Napoli, **71**, 3-34.
- DE CASTRO P. (1963) - *Sulla presenza del Lias negli scisti silicei di Giffoni Valle Piana nel salernitano*. Boll. Serv. Geol. It., **83**, 1962.
- DE CASTRO P. (1990) - *Studies on the Triassic carbonates of the Salerno province (Southern Italy): the Croci d'Acerno sequence*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 187-217.
- DE CASTRO-COPPA M.G. (1970) - *Una precisazione sulla microfauna delle argille mioceniche nei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **78**, 399-400.
- DE VIVO B., DIETRICH D., GUERRA I., IANNACCONE G., LUONGO G., SCANDONE P., SCARPA R. & TURCO E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino meridionale*. CNR-PFG, Pubbl., **166**.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J., & BELKIN A.F. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruption history of the Campanian volcanic plane (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DI GIROLAMO P. (1968) - *Petrografia del Somma-Vesuvio: le serie piroclastiche*. Rend. Accad. Sc. Fis e Mat., Napoli, s.4, **35**, 1 - 68.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella "Ignimbrite campana" ("Tufo grigio campano" Auct.)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **26**, 1 - 44.
- DI GIROLAMO P., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1973) - *L'eruzione di pomici a letto dell'Ignimbrite Campana (<<Tufo grigio campano>> Auct.)*. Periodico di Mineralogia, **42**, 438 - 468.
- DONDI L. & PAPETTI I. (1965) - *Sul ritrovamento di una microfacies con Miogypsina e Lepidocyclina al fondo del pozzo Contursi 1 (m 3478), nel Cilento*. Geol. Rom., **4**, 7-40.
- ELLEN S.D. (1988) - *Description and mechanics of Soil Slip/Debris Flows in the storm*. In Ellen S.D. & Wiececorek G.F. (eds.) "Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3 - 5, 1982, in San Francisco Bay Region, California", U.S. Geological Survey Professional Paper 1434.
- ELLEN S.D. & FLEMING R.W. (1987) - *Mobilization of Debris Flows from Soil Slips, San Francisco Bay Region, California*. In Costa J.E. & Wiececorek G.F. (eds.), "Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation", Reviews in Engineering Geology, Geol. Soc. of America, **7**.
- ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M. & VEZZANI L. (2003) - *Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt*. Episodes, **26-3**, 205-211.
- ESPOSITO, S. PORFIDO & C. VIOLANTE, a cura di (2004) - *Il Nubifragio dell'Ottobre 1954 a Vietri sul Mare - costa di Amalfi, Salerno*. Pubblicazione GNDICI, **2879**.
- FERRANTI L. & OLDOW J.S. (1999) - *History and tectonic implications of low-angle detachment faults and orogen parallel extension, Picentini Mountains, Southern Apennines fold and thrust belt, Italy*. Tectonics, **18**, 498-526.
- FERRANTI L., OLDOW J. S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary Crustal Extension In The Southern Apennines belt, Italy: arcuation and orogen-parallel collapse*. Tectonophysics, **260**, 325-347.
- FERRERI V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale*. Rend. Acc. Sci. Fis. e Mat., **52**, 1-47.
- FISHER R.V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G. (1993) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**, 205-220.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on middle to late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **104**, 95-114.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 37-63.

- GALDIERI A. (1905) - *La malacofauna triassica di Giffoni nel salernitano*. Atti Acc. Ris. Mat. in Napoli. Vol. **XII** ser. II. N. 17. Napoli 1905.
- GALDIERI A. (1907) - *Osservazioni geologiche sui monti picentini nel salernitano*. Nota preventiva. Rend. Acc. Lincei el. sc. Fis.. ser. V. vol. **16**. Roma 1907.
- GALDIERI A. (1908) - *Sul Trias dei dintorni di Giffoni. Contributo alla conoscenza del terreno triassico del Salernitano*. Atti Acc. Pontaniana **38**, Serie II, 13, 1-124.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystone sequence of the 'Argille Varicolori' in the Southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Palaeopelagos, **6**, 261-272.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. Journal of the Geological Society, London, **141**, 609-620.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation. (Rocchetta a Volturno, Central Apennines)*. Spec. Vol. Boll. Soc. Paleont. It., **1**, 231-247.
- GUADAGNO F.M. (1991) - *Debris Flow in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy)*. In Chandler R.J. (ed.), Proc. Int. Conf. on "Slope stability engineering: developments and applications", Isola di Wight, UK.
- GUADAGNO F.M. & PERRIELLO ZAMPELLI S. (2000) - *Triggering Mechanisms of the Landslides that Inundated Sarno, Quindici, Siano and Bracigliano (S. Italy) on May 5-6, 1998*. In: "Landslides in Research, Theory and Practice", Proc. 8th Int. Symp. on Landslides, Cardiff (U.K.), 26-30 giugno 2000, Thomas Telford, Vol. 2.
- GUADAGNO F. M., PERRIELLO ZAMPELLI S. & MATONTI V. (2000) - *Primo contributo allo studio delle aree di distacco delle frane del 5-6 maggio 1998 in Campania*. Quaderni di Geol. Appl., 7-2.
- GUY M. (1990) - *Le rivage maritimes et la <<lagune>> de Poseidonia-Paestum*. In: ALBORE LIVADIE C. & WIDEMANN F. (Eds.) «Volcanologie et Archeologie», PACT, **25**, 257 – 270.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (eds) "Plankton Stratigraphy", **1**, 283-314, Cambridge University Press.
- IANNACE S. (1991) - *Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trias superiore nei monti Lattari e Picentini (Salerno)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli, 1991.
- IETTO A. (1963) - *I rapporti tettonici fra "scisti silicei" e dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It. Vol **IV**, Bologna.
- IETTO A. (1964) - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **72**, 31-44.
- IETTO A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **74**, 65-85.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227 – 250.
- KASTENS K., MASCLE J. & ODP LEG 107 SCIENTIFIC STAFF (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- LAZZARI A. (1954) - *Aspetti geologici dei fenomeni verificatisi nel Salernitano in conseguenza del nubifragio del 25 – 26 ottobre 1954*. Boll. Soc. Nat., **63**.
- LENTINI F. (1979) - *Le unità Sicildi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geologica Romana, **18**, 215-224.
- LIPPMANN-BAGGIONI M. & GARS G. (1984) - *La bordure sud des Monts Picentini: un jalon dans l'évolution neotectonique et paleoclimatique de l'Apennin Meridional*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**, 49 – 58.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A. (1991). *Detachment models for the formation of passive continental margins*. Tectonics, **10**, 1038-1064.
- MALINVERNO A. & RYAN W. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.

- MARANI M.P. (2004) – *Super-inflation of a spreading ridge through vertical accretion*. In Marani M.P., Gamberi F. & Bonatti E. (eds) “From seafloor to deep mantle: architecture of the tyrrhenian backarc basin”, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia.*, **64**, 185-194.
- MARANI M.P., GAMBERI F. & BONATTI E. (2004) – *From seafloor to deep mantle: architecture of the tyrrhenian backarc basin*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*. Vol. **LXIV**.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 519-531.
- MARSELLA E. (1988) – *I terreni lagonegresi tra San Fele e la Val d'Agri. Evoluzione tettonico-sedimentaria (Trias superiore - Giurassico)*. Tesi di Dottorato, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli, 1988.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino Meridionale*. *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Soc. Nazl. Sci. Lett. Arti Napoli*, Ser 4, **59**: 73-101.
- MAYER-ROSA D., BARBANO S., EGOZCUE J., GARCIA FERNANDEZ M., KIKO A., LAPAJENE, SCHENK V., SCHENKOVA Z., SLEJKO D. & ZONNO G. (1991) - *TERESA Project : Earthquakes hazard assessment in Sannio-Matese, Southern Italy*. Summary report TERESA Working Group E.S.C. Proc. IV int. Conf. On Seismic Zonation, Stanford, CA, **1**, pp 591-604.
- MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCOCCA D., BUTLER R.W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCONI V. (2000) - *Time and space variability of «thin skinned» and «thick skinned» thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. *Rendiconti Accademia Nazionale dei Lincei*, **11**, 5-39.
- MICCHETTI A. M., SERVA L. & VITTORI E. (2000) - *ITHACA, A database of active capable faults of Italian onshore territory*. CD-rom, ANPA, Rome.
- MICONNET P. (1983) - *La region de Lagonegro (Italie meridionale): Evolution geologique d'un bassin dans son cadre Alpin*. Tesi di Dottorato, Univ. de Lille, 185.
- MILANO G., DI GIOVANBATTISTA R. & ALESSIO G. (1999) - *Earthquake swarms in the Southern Apennines chain (Italy): the 1997 seismic sequence in the Sannio-Matese mountains*. *Tectonophysics*, **306**, 57-78.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2000) – *Tectonics and stratigraphic architecture of a pery-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. *Tectonophysics*, **315**, 301-318.
- MOLIN D. & SERVA L. (1985) - *The Irpinia earthquake of March 14, 1702*. In *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 152-159, Bologna.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. *Terra Nova*, **7**, 153-160.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem Soc. Geol. It.* **35**, 177-202, 10 ff
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 453-763.
- OLDOW J. S., D'ARGENIO B., FERRANTI L., PAPPONE G., MARSELLA E. & SACCHI M. (1993) - *Large-scale longitudinal extension in the Southern Apennines contractional belt. Italy*. *Geology*, **21**, 1123-1126.
- ORTOLANI F., TORRE M., RUSSO B. & DI NOCERA S. (1979) – *Depositi altomiocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**, 3 – 14.
- PAPPALARDO L., PIOCHI M., D'ANTONIO M., CIVETTA L. & PETRINI, R. (2002) - *Evidence for multi-stage magmatic evolution during the past 60 kyr at Campi Flegrei (Italy) deduced from Sr, Nd and Pb isotope data*. *J. Petrol.*, **43**, 1415– 1434.
- PAPPONE G. & FERRANTI L. (1995) - *Thrust tectonics in the Picentini Mountains, Southern Apennines (Italy)*. *Tectonophysics*, **252**, 331- 348.
- PAPPONE G., SACCHI M. & ZAMPARELLI V. (1988) - *Studio comparato di alcune successioni di scarpata carbonatica dell'Appennino Campano-Lucano*. *Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It.*, **A**, 441-444. Sorrento 1988.

- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arc: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai (Editors), *The Lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. I Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid. Term. Conf., Rome, 5-6 May 1987, atti Conv. Lincei, **80**: 157-176.
- POSTPISCHL, D., A. BRANNO, E. ESPOSITO, G. FERRARI, A. MARTURANO, S. PORFIDO, V. RINALDIS & M. STUCCHI (1985) - *The Irpinia earthquake of November 23, 1980*. In Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 152-159, Bologna.
- PROIETTI G. (Ministero per i Beni Culturali e Ambientali) (1994) - *Dopo la polvere. Rilevazioni degli interventi di recupero post-sismico del patrimonio archeologico, architettonico ed artistico delle regioni Campania e Basilicata danneggiati dal terremoto del 23 novembre 1980 e 14 febbraio 1981 (anni 1985-1989)*. 5 voll.
- RUSSO F. (1990) - *I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e geomorfologico (con allegata una Carta Geologica a scala 1:50.000)*. Tesi di Dottorato di ricerca. Pubbl. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli. 168 pp.
- RUSSO F. & BELLUOMINI G. (1992) - *Affioramenti di depositi marini tirreniani sulla Piana in destra del Fiume Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 25 -31.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) - *Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in offshore campania (Eastern Tyrrhenian sea)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**, 469-482.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., **29**, 161-304.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of the Perityrrhenian areas*. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, **107**, 715-730.
- SARTORI R. (2003) - *The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere*. Episodes, **26-3**, 217-221.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Geol. It., **76**, 1-175.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat. in Napoli vol. **81**.
- SCANDONE P., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. Atti Conv. GNDT, **1**, 119-135.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1963) - *Il Mesozoico nel gruppo montuoso dell'Accellica (M. Picentini - Salerno)*. Mem Soc. Geol. It. Vol **IV**, Bologna.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) - *La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. Boll. Soc. Geol., It., **93**, 1043 - 1047.
- SCANDONE P., SGROSSO I. & VALLARIO A. (1967) - *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa lucana presso Campagna (monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **76**, 3 - 10.
- SCANDONE P. & STUCCHI M., (2000) - *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica, in: Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. A cura di F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez- CNR-Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti.
- SELLI R. 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. **3**.
- SERV. GEOL. D'ITALIA (1971a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- SERV. GEOL. D'ITALIA (1971b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 197 Amalfi*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- SERV. GEOL. NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni, ser. III, n.1, 203 pp.
- SERVA L. (1985a): *The earthquake of June 5, 1688 in Campania*. In Atlas of isoseismal maps of Italian

- earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 44-45, Bologna.
- SERVA L. (1985b): *The earthquake of September 8, 1694 in Campania-Lucania*. In Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 50-52, Bologna.
- SGROSSO I. (1965a) - *Variazioni di Facies nel Lias dei Monti Mai (Salerno)*. Boll. Soc. Natural. in Napoli, **74**, 404-419.
- SGROSSO I. (1965b) - *Lembi paleocenici trasgressivi sul Lias dei Monti Mai (Salerno)*. Boll. Soc. Natural. in Napoli, **74**, 252-258.
- SIGNORINI R. (1939) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici dell'Appennino lucano*. Rend. Acc. Lincei, **29**, 559-562.
- SPADEA M.C., VECCHI M., GARDELLINI P. & DEL MESE S. (1985a) - *The Irpinia earthquake of August 21, 1962*. In Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 148-149, Bologna.
- SPADEA M.C., VECCHI M., GARDELLINI P. & DEL MESE S. (1985b) - *Comment of the Irpinia earthquake of November 29, 1732*. In Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 60-61, Bologna.
- SPADEA M.C., VECCHI M., GARDELLINI P. & DEL MESE S. (1985c) - *The Irpinia earthquake of July 23, 1930*. In Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. CNR-PFG, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (2A), 136-137, Bologna.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R., & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. In: Iaccarino S.M., (ed.), Integrated Stratigraphy and Paleocyanography of the Mediterranean Middle Miocene. Riv. It. Paleont. Strat., **108**, 337-353.
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **85**, 639 - 651.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S., III (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4. Global cycles of relative changes of sea level*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., **26**, 83-97.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D., (2001) - *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*. Annali di Geofisica, **44**, 4.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movements: types and processes*. In Schuster R.L. & Krizek R.J., (eds.) "Landslides: analysis and control". Special report 176, Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., USA.
- VIOLANTE C., D'ARGENIO, B. & FERRERI, V. (1996) - *Geomorphic modifications induced by travertine deposition*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, **9**/1, 213-216.
- VIOLANTE C., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & GOLUBIC S. (1994) - *Quaternary travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system*. I.A.S. 15th Reg. Meet., 13-15 April 1994, Ischia, Guide Book to the Field Trips, 3-23.
- WERNICKE B. (1981) - *Low angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen*. Nature, **291**, 645-648.
- WERNICKE B. (1985) - *Uniform normal-sense simple shear of the continental lithosphere*. Canadian Journal of Earth Sciences, **22**, 108-125.
- WESTAWAY R. & JACKSON J., (1984) - *Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980*. Nature, **312**, 436-438.
- ZAMPARELLI V., CIRILLI S., IANNACE A., & JABOUL F. (1999) - *Palaeotectonic and Palaeoceanographic controls on microbial-serpulid communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a synthesis*. In: Bioevents and Integrate Stratigraphy of the Triassic and the Jurassic in Italy (Colacicchi, R., Parisi, G., Zamparelli, V., eds). Palaeopelagos Sp. Publ. **3**, 7-84.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) - *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain - Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 273 - 281.

NOTE

NOTE

This image shows a blank sheet of white paper with horizontal ruling lines. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There are no margins, text, or other markings on the paper.

NOTE

This image shows a blank sheet of white paper with horizontal ruling lines. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There are no margins, text, or other markings on the paper.

NOTE
