I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 450
SANT'ANGELO DEI LOMBARDI

A cura di:
T. S. Pescatore[1†], F. Pinto[1]

Con contributi di:
P. Galli[2] (Sismicità e Strutture Sismogeniche)
S. I. Giano[3] (Geologia del Quaternario e Geomorfologia)
R. Quarantiello[1] (Geologia Applicata)
M. Schiattarella[3] (Tettonica e Morfotettonica)

Redazione scientifica: **M.L. Putignano[4]**

[1] Dipartimento di Scienze per la Biologia, Geologia e l'Ambiente, Università degli Studi del Sannio - Benevento
[2] Dipartimento di Protezione Civile Nazionale - Roma
[3] Dipartimento Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata - Potenza
[4] Istituto di Geologia Ambientali e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

Ente realizzatore: **CNR**
Consiglio Nazionale delle Ricerche

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso**

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

Responsabile del Progetto CARG per il CNR:
R. Polino (IGG), fino al 2009**, P. Messina** (IGAG)

Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**
per il Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: **P. Messina** (IGAG)

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
R. Di Stefano (†), A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.)**, S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:
D. Tacchia (coord.)**, S. Grossi**

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

Funz. Delegato: **P. Manetti** (IGG), *Coord. operativo:* **A. Cavallin** (IDPA)
Coordinamento informatizzazione: **S. Sterlacchini** (IDPA)
Coordinamento cartografico ed editoriale: **M.L. Putignano** (IGAG)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
P. Cantone (Univ. del Sannio - Benevento)**, S. Sterlacchini** (IDPA), **M. Zazzeri** (IDPA)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il CNR*:*
M.G. Mori

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I	**- INTRODUZIONE**	.pag.	7
1.	- CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO	»	10
II	**- INQUADRAMENTO GEOLOGICO**	»	19
1.	- CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DEL FOGLIO	»	19
2.	- SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO	»	21
2.1.	- Bacino Liguride *Auctt.*	»	23
2.2.	- Piattaforma carbonatica sud-appenninica	»	24
2.3.	- Bacino lagonegrese - molisano	»	24
2.3.1.	- *Settori interni*	»	25
2.3.2.	- *Settori assiali*	»	25
2.3.3.	- *Settori esterni*	»	26
2.4.	- Piattaforma Apula	»	27
III	**- PRECEDENTI CONOSCENZE**	»	29
1.	- QUADRO STRATIGRAFICO A SCALA REGIONALE	»	29
1.1.	- Substrato meso - cenozoico	»	29
1.2.	- Sistemi deposizionali silico-calcareo-clastici cenozoici	»	36
2.	- QUADRO TETTONICO	»	38
IV	**- STRATIGRAFIA**	»	45
1.	- UNITÀ TETTONICA DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA INTERNA	»	49
1.1.	- Unità sicilide	»	49
1.1.1.	- *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**)	»	50
1.1.1.1.	- Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**)	»	50
1.1.1.2.	- Argille Varicolori Superiori (**ALV**)	»	51
2.	- UNITÀ TETTONICA DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA ESTERNA	»	52
2.1.	- Unità della Piattaforma appenninica	»	52
2.1.1.	- *Unità tettonica dei Monti Lattari - Monti Picentini*	»	53
2.1.1.1.	- calcari e calcari dolomitici (**CLU**)	»	54
2.1.1.2.	- calcari oolitici ed oncolitici (**CDO**)	»	55
2.1.1.3.	- calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**)	»	56
2.1.1.4.	- calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)	»	56
2.1.1.5.	- calcari a radiolitidi (**RDT**)	»	58
2.1.1.6.	- calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**)	»	59
2.1.2.	- *Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena*	»	60

PROGETTO CARG

2.1.2.1. - Calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**) . . . . . » 61
2.1.2.2. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**) . . » 61
2.1.2.3. - calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**) . . » 62
2.1.2.3.1. - litofacies dei calcari "pseudosaccaroidi" (**CBI$_a$**) » 63
2.2. - UNITÀ DEL BACINO LAGONEGRESE - MOLISANO . . . . . » 63
2.2.1. - *Unità di Frigento - Monte Arioso* . . . . . » 63
2.2.1.1. - Flysch Rosso (**FYR**) . . . . . » 64
2.2.1.1.1. - membro diasprigno (**FYR$_1$**) . . . . . » 65
2.2.1.1.2. - membro calcareo (**FYR$_2$**) . . . . . » 66
2.2.1.1.3. - litofacies calcareo-clastica (**FYR$_a$**) . . . . . » 67
2.2.1.2. - flysch numidico (**FYN**) . . . . . » 67
2.2.2. - *Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*. . . . . » 68
2.2.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate (**AV**). . . . . » 69
2.2.2.2. - formazione di Corleto Perticara (**CPA**) . . . . » 69
2.2.2.2.1. - litofacies calcareo-marnosa (**CPA$_b$**) . . . . . » 70
2.2.2.2.2. - litofacies arenaceo-marnosa (**CPA$_a$**) . . . . . » 71
2.2.2.3. - Tufiti di Tusa - litofacies arenaceo-marnosa (**TUT$_b$**) » 71
2.2.2.4. - flysch numidico (**FYN**) . . . . . » 72
2.2.3. - *Unità della Daunia* . . . . . » 72
2.2.3.1. - flysch di Faeto (**FAE**) . . . . . » 73
2.2.3.1.1. - litofacies calcareo-marnosa (**FAE$_b$**) . . . . . » 73
3. - UNITÀ SIN- POSTOROGENICHE DISCORDANTI DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE . . . . . » 74
3.1. - UNITÀ DI PIETRA BOIARA (**UPB**) (cfr. arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba - Foglio n. 451 "Melfi") . . . » 75
3.2. - FORMAZIONE DI CASTELVETERE (**CVT**) . . . . . » 76
3.2.1. - *membro arenaceo-conglomeratico* (**CVT$_1$**) . . . . . » 77
3.2.1.1. - litofacies arenaceo-argilloso-conglomeratica (**CVT$_{1a}$**) » 79
3.2.2. - *membro siltoso-argilloso-marnoso* (**CVT$_2$**) . . . . . » 80
4. - UNITÀ SIN- POSTOROGENICHE DISCORDANTI DEL PLIOCENE INFERIORE - SUPERIORE . . . . » 81
4.1. - SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO (**AR**) . . . . . » 81
4.1.1. - *sintema di Andretta* (**SAD**) . . . . . » 82
4.1.1.1. - subsintema di Monte Airola (**SAD$_1$**) . . . . . » 82
4.1.1.2. - subsintema di Vallicella (**SAD$_2$**) . . . . . » 83
4.1.1.2.1. - litofacies dei conglomerati, delle sabbie e silt argillosi ((**SAD$_{2a}$**) . . . . . » 84
4.1.2. - *sintema di Ruvo del Monte* (**RVM**) . . . . . » 84
4.1.2.1. - litofacies arenaceo-sabbiosa (**RVM$_a$**) . . . . » 85
4.1.2.2. - litofacies conglomeratico-sabbiosa (**RVM$_b$**). . » 86
5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI . . . . » 87

PROGETTO CARG

5.1. - Unità distinte in base al bacino di pertinenza . . . . » 87
5.1.1. - *Bacino del Fiume Ofanto*. . . . . » 87
5.1.1.1. - sintema di Lioni (**LIO**) . . . . . » 88
5.1.1.1.1. - subsintema di Ponterotto (**LIO_{1e2}**) . . . . . » 88
5.1.1.1.2. - subsintema di Casa Garofalo (**LIO_{2b}**). . . . . » 89
5.1.1.2. - sintema di Conza della Campania (**CZC**) . . . » 89
5.1.1.2.1. - subsintema di Caperroni (**CZC_2**) . . . . . » 89
5.1.1.2.2. - subsintema del Torrente Sarda (**CZC_3**) . . . . » 90
5.1.2. - *Bacino del Fiume Calore*. . . . . » 90
5.1.2.1. - sintema di Montella (**VMN**) . . . . . » 90
5.1.2.1.1. - subsintema di Sorbo (**VMN_{1a3}**) . . . . . » 91
5.1.2.1.2. - subsintema di Case Marinari (**VMN_{2b}**) . . . . » 92
5.1.2.1.3 - subsintema di Folloni (**VMN_{3b}**) . . . . . » 92
5.1.2.2. - sintema del Fiume Calore (**SFL**) . . . . . » 92
5.1.2.2.1. - subsintema dell'Ufita (**SFL_4**). . . . . » 93
5.1.3. - *Bacino di Piano Laceno* . . . . . » 93
5.1.3.1. - unità di Piano Laceno (**UPA**). . . . . » 93
5.2. - Unità non distinte in base al bacino di pertinenza . . » 94
5.2.1. - *Unità completamente formate - vulcaniche e sedimentarie* » 94
5.2.1.1. - detrito di falda (**a_3**) . . . . . » 94
5.2.1.2. - deposito di frana antica (**a_{1b}**). . . . . » 94
5.2.1.3. - travertino (**f_i**). . . . . » 95
5.2.1.4. - deposito alluvionale terrazzato (**b_{n1}**) . . . . . » 95
5.2.1.5. - unità di Piano delle Selve (**PNV**) . . . . . » 95
5.2.2. - *Unità in formazione* . . . . . » 96
5.2.2.1. - deposito di versante (**a**). . . . . » 96
5.2.2.2. - coltre eluvio-colluviale (**b_2**) . . . . . » 96
5.2.2.3. - deposito alluvionale (**b**) . . . . . » 97
5.2.2.4. - deposito di frana (**a_{1a}**) . . . . . » 97
5.2.2.5. - deposito lacustre (**e_2**). . . . . » 98
5.2.2.6. - deposito antropico (**h**) . . . . . » 98

V - TETTONICA E MORFOTETTONICA . . . . . » 99
1. - CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI
A SCALA REGIONALE . . . . . » 99
2. - ASSETTO STRUTTURALE DELL'AREA . . . . . » 101
2.1. - Settore meridionale . . . . . » 105
2.2. - Settore settentrionale . . . . . » 107
3. - QUADRO MORFOSTRUTTURALE E
CENNI DI TETTONICA QUATERNARIA . . . . . » 109

PROGETTO CARG

VI - SISMICITÀ E STRUTTURE SISMOGENICHE . . » 113
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 113
2. - PRINCIPALI TERREMOTI CON EPICENTRO NELL'AREA » 116
3. - LA STRUTTURA SISMOGENICA DEL MONTE MARZANO » 124

VII - GEOLOGIA APPLICATA. . . . . » 129
1. - IDROGEOLOGIA E SORGENTI MINERALI . . . . » 129
2. - TERMALISMO . . . . . » 130
3. - FENOMENI FRANOSI . . . . . » 131
4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA . . . . . » 132

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 135

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il territorio compreso nel Foglio n. 450 "Sant'Angelo dei Lombardi" è localizzato nella porzione nord-orientale della provincia di Avellino (Regione Campania) ai limiti con la regione Basilicata; esso corrisponde al settore irpino dell'Appennino meridionale (Fig. 1). L'area geografica del Foglio include i rilievi montuosi dei Monti Picentini settentrionali, con il gruppo Terminio - Tuoro - Cervialto, le alte valli del Fiume Sele, del Fiume Calore e dell'Ofanto ed i rilievi collinari delle dorsali di Frigento - Monte Forcuso e del Formicoso (Fig. 2). La rete idrografica è condizionata dalla presenza dello spartiacque regionale "*Il Valico appenninico*", che individua la doppia distribuzione dei corsi d'acqua: i tributari tirrenici nelle valli del Fiume Sele, del Fiume Calore e del Fiume Ufita; il tributario adriatico nell'alta valle del Fiume Ofanto (Fig. 2).

Il Foglio ricade quasi interamente nel taglio della precedente edizione del Foglio n. 186 "Sant'Angelo dei Lombardi" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1970), prodotto da Hieke Merlin, La Volpe, Nappi, Piccarreta, Redini (coordinatore e direttore dei rilevamenti) e Santagati (Hieke Merlin *et alii*,1971) ed è derivato dai rilevamenti eseguiti nel 1967, da localizzate revisioni sviluppate nel 1968 e dai rilevamenti eseguiti nel periodo 1955 - 1960 ad opera del Servizio Geologico (Ardigò, Del Bono, Malferrari, Negroni, Vezzani, Zanzucchi, con la collaborazione di Messori e Montironi).

Per l'edizione cartografica del Foglio, alla scala 1:50.000 (attuazione della L. 67/88), sono stati eseguiti rilievi *ex novo* su basi topografiche in scala 1:5.000 ed in scala 1:10.000, entrambe ricavate dall'ingrandimento delle basi IGM in scala 1:25.000, SERIE 25 (sezioni Paternopoli, Sant'Angelo dei Lombardi, Lioni e Montella).

Il rilevamento geologico del Foglio è stato effettuato nel periodo 1996 - 2011. Alle prime attività di rilevamento (fino al 2001) ha partecipato come rilevatore

PROGETTO CARG

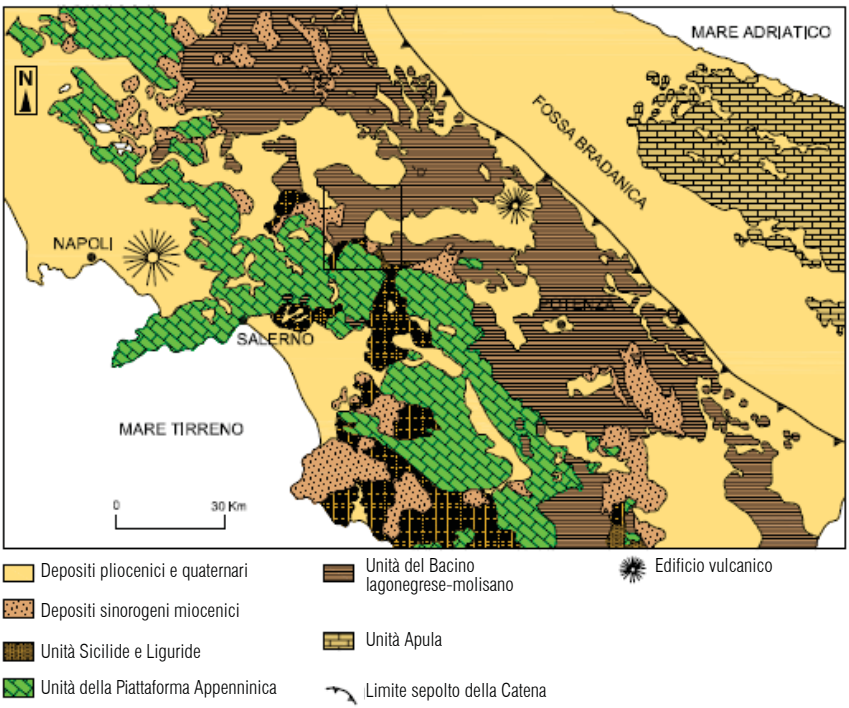


Fig. 1 - *Ubicazione dell'area del Foglio n. 450 "Sant'Angelo dei Lombardi" nel quadro geologico regionale.*

R. Quarantiello e come rilevatori esperti U. Boiano, F. Pinto, M. R. Senatore e A. Valente con la collaborazione di E. Lo Russo. Una successiva revisione è stata svolta da F. Pinto e R. Quarantiello fino al 2003. Ulteriori revisioni del rilevamento geologico sono state svolte da F. Pinto dal 2005 al 2011 per i terrreni pliocenici e per l'assetto tettonico e, con il contributo di M. Boscaino, per i terreni carbonatici.

Le attività di coordinamento scientifico e di direzione del Foglio sono state svolte da T. S. Pescatore; la direzione del Foglio è stata ufficialmente conferita dal coordinatore scientifico, a partire dal 2006, a F. Pinto che ha eseguito l'elaborazione e la revisione della sezione geologica del Foglio. La stesura delle presenti note è stata curata da T.S. Pescatore e da F. Pinto. La revisione e organizzazione dei depositi quaternari e l'assetto morfotettonico dell'area sono stati curati da S. I. Giano; R. Quarantiello ha curato il capitolo della geologia applicata. Il gruppo degli analisti è stato coordinato da G. Ciampo che ha anche eseguito le analisi sugli ostracodi; le analisi sui nannofossili calcarei sono state

PRO CARS

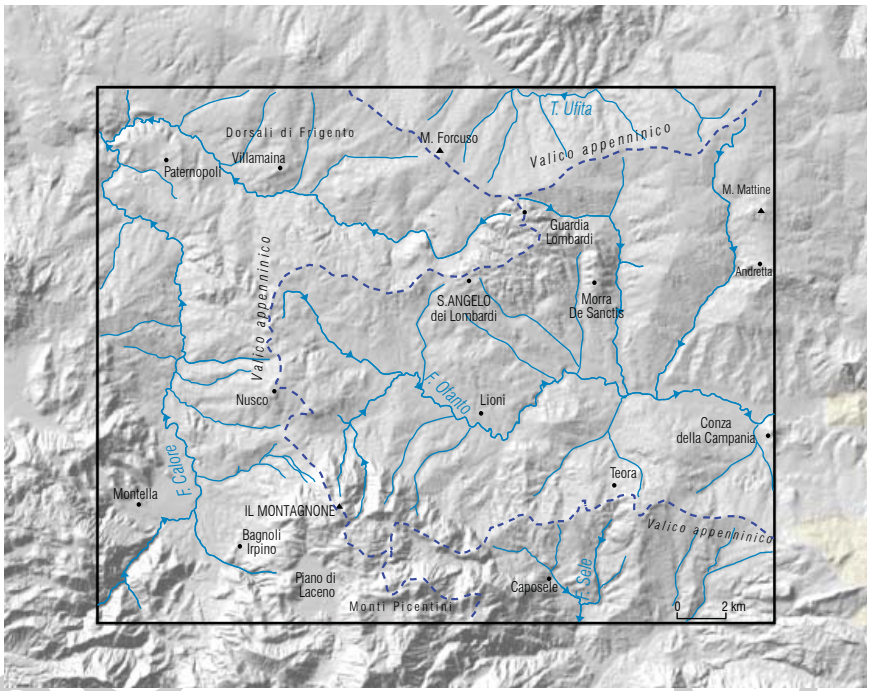


Fig. 2 - *Inquadramento geografico del Foglio n. 450 "Sant'Angelo dei Lombardi" alla scala 1:50.000 con ubicazione delle principali aste fluviali che lo attraversano, in evidenza lo spartiacque appenninico (Valico appenninico).*

eseguite da P. Esposito, quelle sui foraminiferi planctonici e bentonici da V. Di Donato. Per l'informatizzazione del Foglio sono intervenuti Pietro Cantone, quale responsabile per l'informatizzazione in raccordo con l'unità di primo livello del C.N.R..

Successivamente alle consegne effettuate dagli Autori nel 2012 il C.N.R. ha svolto, in accordo con l'ISPRA, una revisione degli elaborati che è stata eseguita da M. L. Putignano (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma) in qualità di redattrice scientifica della cartografia e delle Note Illustrative; il Capitolo V - Tettonica e Morfotettonica è stato revisionato relativamente ai paragrafi 1. e 2. da M. Schiattarella (Dipartimento di Scienze, Università della Basilicata, Potenza); il Capitolo VI - Sismicità e strutture sismogeniche è stato curato da P. Galli (Dipartimento Protezione Civile, Roma e Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma).

Un doveroso ringraziamento va alla Comunità Montana dell'Alta Irpinia e del Terminio Cervialto, alle amministrazioni dei comuni ricadenti nell'area del

PROGETTO CARG

Foglio per la disponibilità resa con la fornitura di documentazione tecnica ed assistenza sul campo. Inoltre, un ringraziamento va al dott. Angelo Capone per i dati geologico-tecnici ed idrogeologici forniti relativamente all'area dell'alta valle del Fiume Calore.

1. - CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio n. 450 "S. Angelo dei Lombardi" sono state distinte unità pre-sin e postorogeniche. Le unità litostratigrafiche sono state raggruppate in differenti unità tettoniche, organizzate secondo un criterio geometrico di sovrapposizione, dalla più antica ed interna, alla più giovane ed esterna e strutturalmente inferiore, dell'edificio tettonico. Le successioni affioranti nel Foglio sono riferite ad unità tettoniche d'importanza regionale (Fig. 3): *Unità Sicilide* (**SI**); *Unità della Piattaforma appenninica* distinta in: *Unità tettonica dei M.ti Lattari - M.ti Picentini* (**ULP**) e *Unità tettonica dei M.ti della Maddalena - M.te Marzano* (**UMN**); Unità lagonegrese distinta in: *Unità di Frigento - Monte Arioso* - **FR**, *Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* - **FO**, *Unità della Daunia* - **DA**. Le unità litostratigrafiche sono quindi distinte e descritte all'interno di ciascuna unità tettonica, fatta eccezione per le successioni silicoclastiche di *wedge top basin* sin-post-orogeniche del Miocene medio - superiore (**MIO**) che vengono descritte a parte per evidenziare le relazioni tra tettonica e sedimentazione e per discriminare la cronologia della tettogenesi mediante l'analisi dei rapporti tettono-stratigrafici.

Per i terreni sin- postorogenici di età pliocenica (*supersintema di Ariano Irpino*, **AR**) e quaternaria (**VPL**, **BC**, **BO** - relativamente ai depositi completamente formati), è stata utilizzata una suddivisione in unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units - UBSU*) come definite dall'I.S.G. (Salvador, 1994), in accordo con gli autori dei fogli limitrofi.

Per quanto concerne le denominazioni delle unità formazionali e delle unità tettoniche si è fatto riferimento alle indicazioni dell'I.S.G. (Salvador, 1994), avendo cura di evidenziare la relazione con le denominazioni della letteratura storica e con quelle della precedente edizione cartografica (determinazioni del Comitato d'Area per l'Appennino meridionale del Servizio Geologico Nazionale e schede formazionali del Catalogo delle Formazioni Geologiche italiane della Commissione Italiana di Stratigrafia - APAT, 2005, 2006).

Il criterio utilizzato per il rilevamento geologico è stato quello della raccolta oggettiva dei dati e della rappresentazione oggettiva delle unità litostratigrafiche in aderenza ai criteri indicati dall'ISPRA (Dipartimento di Difesa Suolo). Particolare attenzione è stata posta alla ricostruzione ammissibile della geometria delle deformazioni, alle associazioni strutturali ed alle relazioni di sovrapposizione strutturale. La rappresentazione geologica in esposizione può definirsi peculiare

PROGETTO CARG

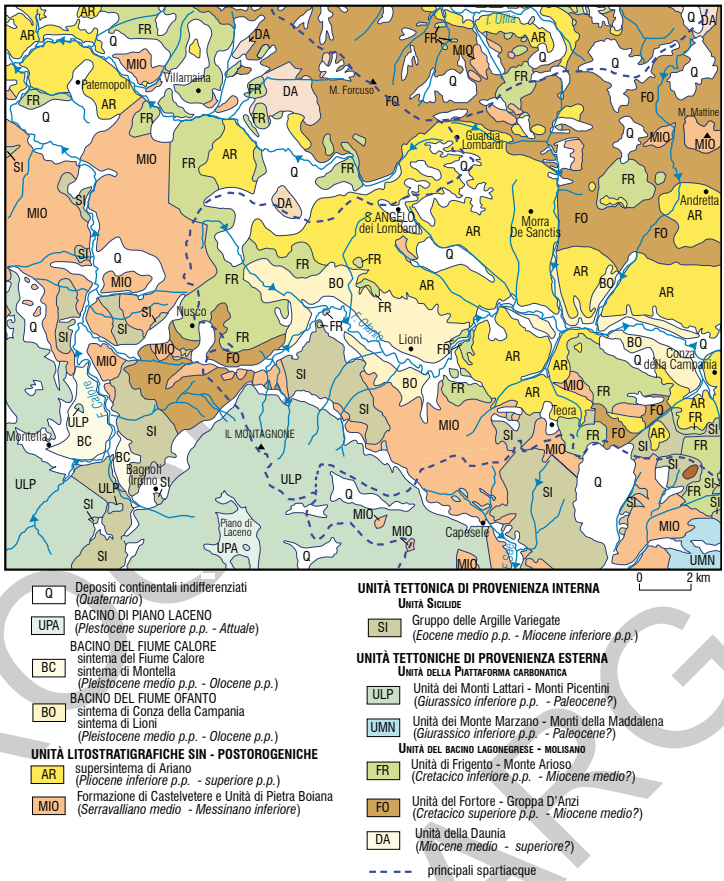


Fig. 3 - *Schema geologico dell'area del Foglio.*

di un quadro geologico - evolutivo condivisibile alla scala del settore appenninico in cui questo Foglio si inserisce (Fig. 1).

Nel Foglio sono state riconosciute successioni mesozoiche carbonatiche riconducibili al dominio di sedimentazione della Piattaforma Campano-Lucana (D'Argenio *et alii*, 1975), altrimenti denominata Piattaforma sud-appenninica (Pescatore *et alii*, 1988), appartenenti all'elemento tettonico dell'unità della Piattaforma appenninica di queste Note.

Il rilevamento geologico dedicato alle successioni carbonatiche ha permesso di individuare associazioni di litofacies riferibili all'insieme degli originari ambienti deposizionali di bassa energia: 1) peritidali (piane tidali associate a lagune e baie); 2) subtidali di alta energia; 3) di scarpata superiore, fortemente condizionati da

PROGETTO CARG

regimi tettonici distensivi. Molto diffuse sono anche le successioni di ambiente di mare profondo, di età meso-cenozoica. La loro ricostruzione ha permesso di evidenziare evoluzioni stratigrafiche differenti fino a proporre per esse differenti domini di origine sedimentaria: il Bacino lagonegrese-molisano (dominio esterno rispetto alla progressione della tettonica compressiva) e il dominio bacinale pelagico neo-tetideo (dominio interno rispetto alla progressione della tettonica compressiva).

Per le successioni silicoclastiche mioceniche prevalentemente torbiditiche, ci si è riferiti alle facies di Mutti & Ricci Lucchi (1972), Walker & Mutti (1973) e Mutti (1992). I criteri usati per l'individuazione e definizione delle facies torbiditiche sono stati: litologia, tessitura e composizione; rapporti percentuali degli strati (arenaria/pelite); spessore e geometria degli strati; strutture sedimentarie (Bouma, 1979); variazioni granulometriche all'interno degli strati; caratteri paleontologici e paleoclimatici.

Per le successioni silicoclastiche del Pliocene si sono ricostruiti gli assetti litostratigrafici, geometrici e strutturali compresi fra le *unconformity* di base e di tetto, avendo come disponibilità la lettura della distribuzione dei depositi dei bacini idrografici dei fiumi Ofanto e Calore e delle aree di medio-alta collina dell'arianese. La descrizione delle litofacies degli ambienti continentali è stata effettuata partendo da una base litostratigrafica di riferimento, integrata, con opportune modifiche, con la suddivisione proposta da Miall (1978, 1996). Si fa presente che per quanto riguarda le unità plioceniche e quaternarie non è stato possibile adeguare le indicazioni cronologiche relative alla base del Quaternario alla nuova scala cronostratigrafica sia per motivi di uniformità con i fogli già in corso di stampa sia per motivi collegati allo stato di realizzazione del Foglio.

Lo studio biostratigrafico integrato è stato condotto a partire dalla raccolta di campioni da parte dei rilevatori. Esso ha tenuto in considerazione le difficoltà derivanti da:

- l'appartenenza dei terreni affioranti alla provincia biogeografica dell'area mediterranea che ha caratteristiche in parte differenti da quelle oceaniche di analoghe latitudini del Miocene (schemi biostratigrafici alquanto differenti);
- il riconoscimento dell'età dei terreni silicoclastici e calcareo-clastici torbiditici, soprattutto riferiti al Paleogene e al Neogene, caratterizzati da associazioni fossilifere povere e/o in cattivo stato di conservazione;
- la rarità dei livelli emipelagici e la scarsa e discontinua esposizione dei terreni di natura torbiditica che non ha reso possibile uno studio quantitativo basato sui microfossili planctonici;
- il difficile riconoscimento della *Last Occurence* (LO) delle specie per le successioni silico-clastiche che corrispondono a veri e propri tettono-sedimenti.

PROGETTO CARG

Si è utilizzato, quindi, il concetto del bioorizzonte (evento biostratigrafico) come cambiamento nelle proprietà paleontologiche del *record* stratigrafico da utilizzare per classificare e correlare le unità litostratigrafiche. Le proprietà più diffusamente utilizzate per definire i bioorizzonti sono state basate, per i microfossili planctonici, sulla *First Occurence* (FO) e, ove possibile, sulla *Last Occurence* (LO) del *marker* fossile. Nel caso specifico si è utilizzato, per i nannofossili, il concetto di prima comparsa di specie *marker* (FO) e la biozona correlata all'evento biostratigrafico riconosciuto. Dove possibile il dato è stato incrociato con quello ricavato dai foraminiferi planctonici ottenendo, oltre che un maggior controllo biostratigrafico, anche una più alta risoluzione cronostratigrafica.

Per quanto riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, per i nannofossili calcarei si è fatto riferimento a Martini (1971a) e Okada & Bukry (1980). In particolare, Martini (1971a, 1971b) utilizza le sigle NP (Nannoplankton Paleogene) e NN (Nannoplankton Neogene) seguite da numeri progressivi per codificare le zone. Okada & Bukry (1980) suggeriscono CP (Coccoliths Paleogene) e CN (Coccoliths Neogene) seguite da numeri progressivi per codificare le zone di Bukry (1973, 1975). Le biozonazioni di Martini (1971a) e Okada & Bukry (1980) per i nannofossili calcarei hanno, tuttavia, un'applicabilità limitata nel bacino mediterraneo a causa della provincialità di questo bacino, in particolare per il Miocene medio e superiore. Pertanto, il maggior numero di bioeventi possibili e gli schemi basati su metodologie quantitative, sono stati integrati con schemi biostratigrafici elaborati per l'area mediterranea da: Fornaciari & Rio (1996) per l'Oligocene ed il Miocene inferiore; Fornaciari *et alii* (1996) con modifiche di Sprovieri *et alii* (2002) e Di Stefano *et alii* (2008) per il Miocene medio; Theodoridis (1984) per il Tortoniano medio/Messiniano (Fig. 4). I campioni per le analisi a nannoplancton calcareo sono stati preparati mediante la *smear-slide* e successivamente, solo su quelli fossiliferi, è stata preparata una *slide* con il metodo della centrifugazione; tale metodo, nonostante richieda tempi di preparazione più lunghi, è quello più adatto per campioni generalmente torbiditici ed affetti da intensi fenomeni di rimaneggiamento (Perch-Nielsen, 1985; Amore *et alii*, 1988b; Bown, 1999; De Capoa *et alii*, 2003; Amore *et alii*, 2005). E' da sottolineare, in aggiunta, che il frequente fenomeno di rimaneggiamento consente solo una valutazione qualitativa dell'età in termini di "non più antica di", basandosi sulla specie di più recente comparsa (Amore *et alii*, 1988b; De Capoa *et alii,* 2003, Amore *et alii*, 2005). Anche per questa ragione la zonazione di Theodoridis (1984), che utilizza la FO di *Minylitha convallis* Bukry è stata preferita per il Tortoniano medio/Messiniano a quella di Iaccarino *et alii* (2001). Lo schema di Figura 4 è stato comunque considerato utile per la segnalazione di alcuni eventi, quali la FO (First Occurrence) di *Discoaster exilis* Martini & Bramlette e la FO di *D. surculus* Martini & Bramlette. Nell'Oceano Indiano e nel Pacifico

PROGETTO CARG

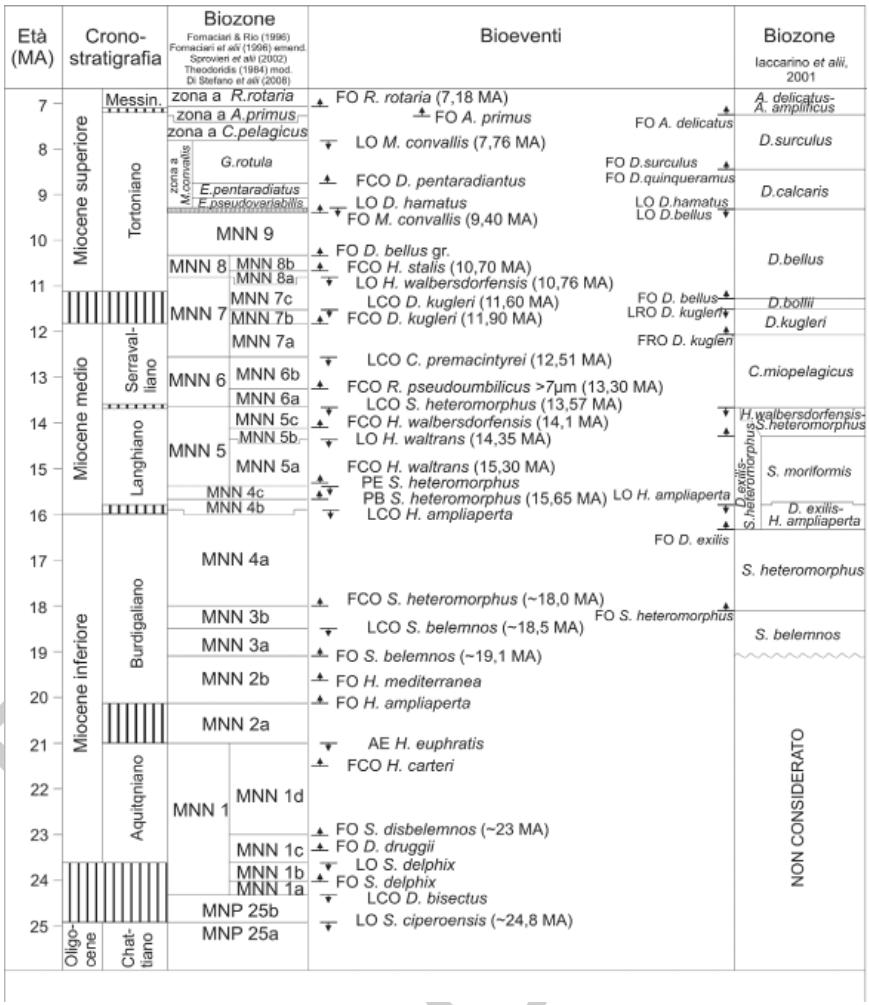


Fig. 4 - *Schemi biostratigrafici utilizzati per il nannoplancton calcareo nell'area mediterranea da:* Fornaciari & Rio *(1996),* Fornaciari et alii *(1996),* Sprovieri et alii *(2002),* Di Stefano et alii *(2008) e* Theodoridis *(1984).*

equatoriale *D. surculus* ha la sua prima comparsa, sporadica e discontinua, nella zona CN8 (Bukry, 1973) ed è presente invece, in modo continuo e con esemplari più tipici, dalla base della zona CN9, appena sopra la comparsa di *D. berggrenii* Bukry (Raffi *et alii*, 1995). Queste specie, anche se piuttosto rare alle medie latitudini e nel Mediterraneo (Theodoridis, 1984; Iaccarino *et alii*, 2001; Raffi

et alii, 2003), sono però state ritrovate nelle successioni appenniniche e maltesi (Mazzei, 1985; Amore, 1992; Patacca *et alii,* 1990; Cipollari & Cosentino, 1995; Foresi *et alii,* 2001). Le specie in questione, sebbene non particolarmente abbondanti nelle associazioni riconosciute dei campioni prelevati nell'area del foglio, sono state utilizzate per sopperire allo svantaggio di tutte le condizioni che riducono notevolmente la risoluzione biostratigrafica che, come già detto, derivano dai fenomeni di rimaneggiamento, ovvero, dall'impossibilità di realizzare una campionatura ad altissima risoluzione e dalla scarsa possibilità di utilizzare le LO (Last Occurrence).

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici è stato usato lo schema (Fig. 5) del Neogene del Mediterraneo proposto da Iaccarino *et alii* (2007), che è una sintesi dei diversi schemi proposti da vari Autori negli ultimi anni, tra i quali Sprovieri *et alii* (2002), Hilgen *et alii* (2000), Iaccarino & Salvatorini (1982), Iaccarino (1985), Iaccarino *et alii*, (2004) e Di Stefano *et alii* (2008).Tali schemi sono stati integrati, in particolare per la suddivisione del Miocene medio, con quelli di estremo dettaglio elaborati da Foresi *et alii* (1998, 2002) e Sprovieri *et alii* (2002).

Per la stratigrafia del Pliocene, basata sui foraminiferi planctonici, è stato adottato lo schema proposto da Rio *et alii* (1994) nel quale la serie pliocenica è suddivisa in tre piani: Zancleano, Piacenziano e Gelasiano, corrispondenti rispettivamente a Pliocene inferiore, medio e superiore. Lo schema biostratigrafico cui si è fatto riferimento è essenzialmente quello proposto da Sprovieri (1992, 1993). In questo schema viene mantenuta la suddivisione biozonale emendata di Cita (1972, 1975), operando un'ulteriore suddivisione della zona MPl4 nelle subzone MPl4a e MPl4b sulla base della scomparsa di *Globorotalia punticulata* (Deshayes) e della zona MPl5 nelle subzone MPl5a e MPl5b, in base alla scomparsa di *Globorotalia bononiensis* (Dondi) (Fig.6).

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale è basata, in gran parte, sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. L'utilizzo di questi microfossili consente di stabilire una suddivisione biostratigrafica basata su una successione di biozone di distribuzione locale o zone di associazione. L'età cronostratigrafica di tali biozone è spesso nota solo in prima approssimazione perché solo per alcune di queste forme l'età dell'intervallo di distribuzione è stata tarata attraverso la correlazione diretta o indiretta con la scala bio-cronologica ad ammoniti. Le successioni carbonatiche di mare basso affioranti nel Foglio sono costituite da litotipi calcarei e calcareo-dolomitici non disgregabili. La determinazione a livello specifico dei microfossili contenuti in tali litotipi ha richiesto la preparazione di sezioni sottili di roccia ed il loro studio al microscopio ottico. Tuttavia, molte delle specie di alghe calcaree e foraminiferi bentonici utilizzati come fossili indice nelle biozonazioni (Fig. 7) di riferimento (De Castro, 1991; Chiocchini *et alii*, 1994), sono riconoscibili,

PROGETTO CARG

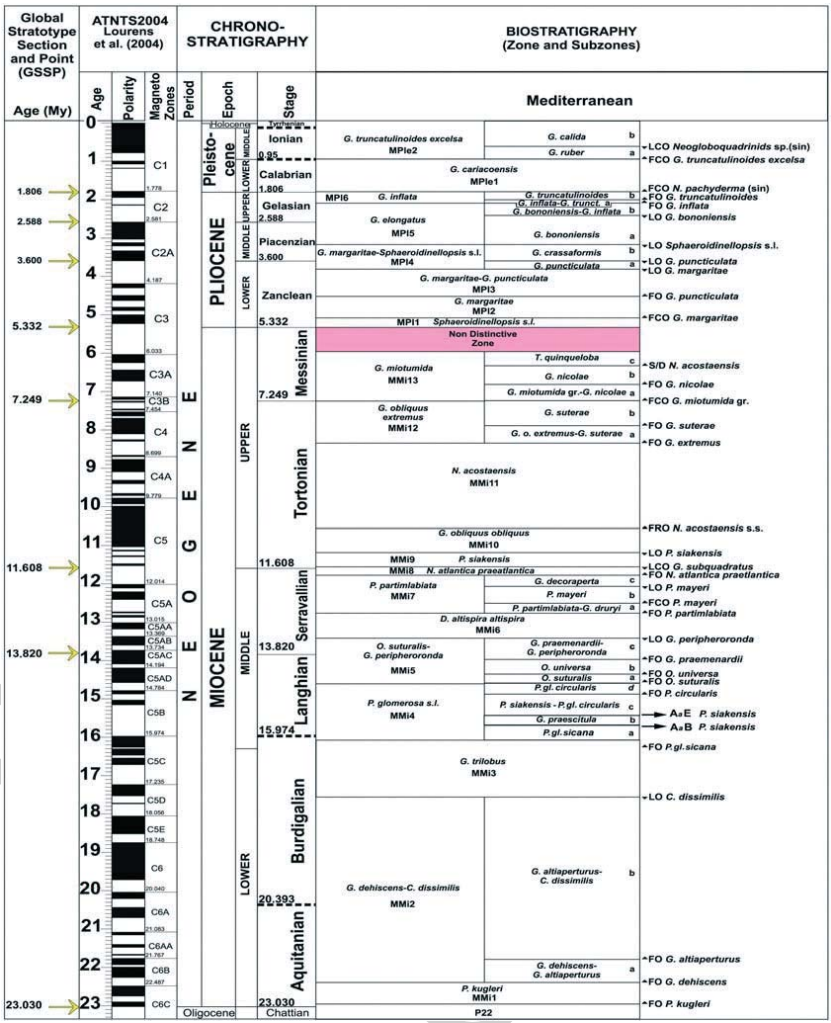


Fig. 5 - *Schemi biostratigrafici utilizzati per i foraminiferi planctonici per il Neogene dell'area mediterranea (da* Iaccarino et alii*, 2007).*

da un operatore esperto, anche sul campione di roccia, con l'aiuto di una lente a basso ingrandimento (10x). Nella descrizione delle rocce con la lente ed in sezione sottile si è utilizzata la classificazione tessiturale di Dunham (1962) integrata da Embry & Klovan (1971). Si è quindi preferito esaminare con la lente d'ingrandimento un numero quanto più elevato possibile di campioni di

PR

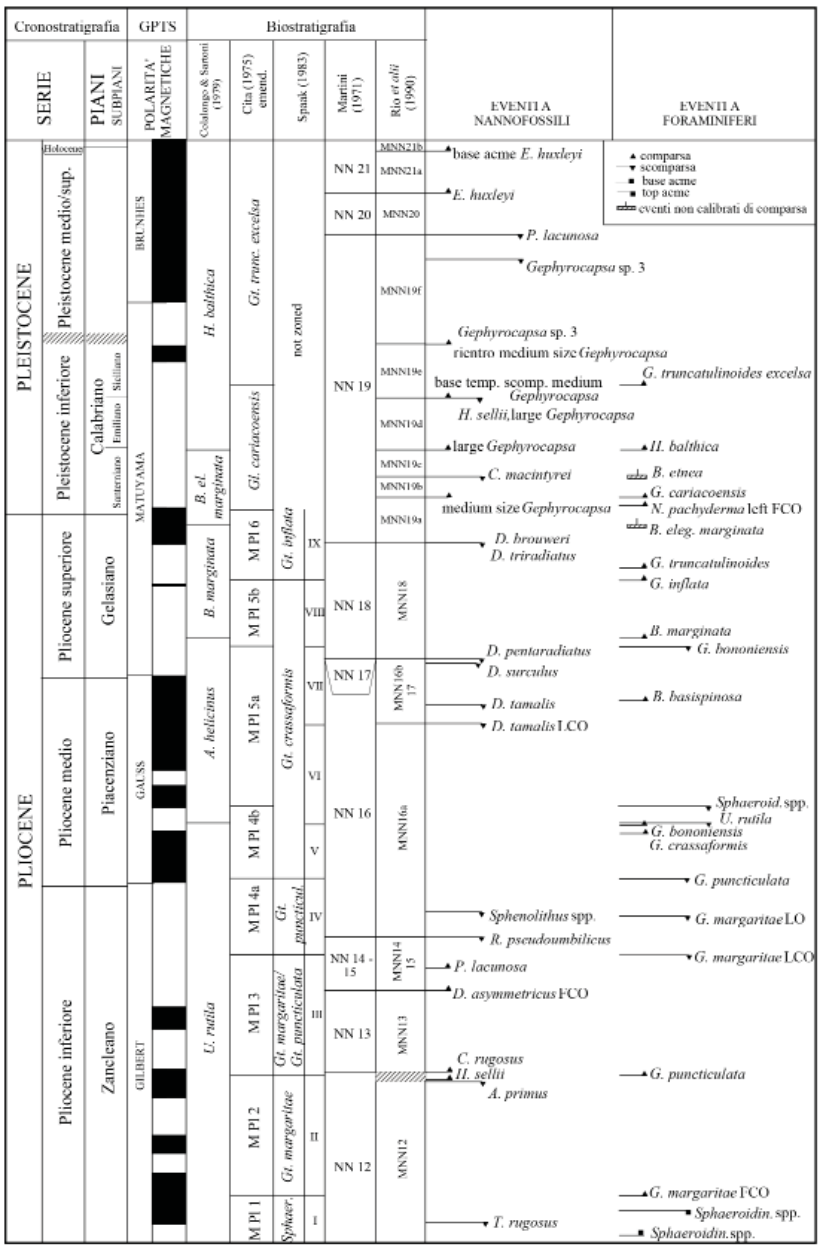


Fig. 6 - *Schema biostratigrafico utilizzato per il Pliocene e Pleistocene.*

roccia, operando su questi una analisi paleontologica e micropaleontologica che consentisse almeno una datazione preliminare. Per un numero più limitato di campioni, quelli maggiormente rappresentativi dal punto di vista biostratigrafico e quelli per i quali l'analisi preliminare non ha dato risultati soddisfacenti, si è proceduto alla campionatura seriale ed allo studio micropaleontologico. In sezione sottile si è effettuata un'analisi semi-quantitativa dei componenti, indicandone l'abbondanza relativa (ma: molto abbondante; a: abbondante; c: comune; r: raro).

In taluni casi, l'assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice non ha consentito di riconoscere le biozone corrispondenti. In tal caso si è fatto ricorso ad eventi biostratigrafici più facilmente riconoscibili nelle successioni in esame. Lo schema biozonale di Chiocchini *et alii* (1994) non si discosta di molto da quello di De Castro (1991) ed utilizza in gran parte gli stessi eventi biostratigrafici e le stesse biozone. Le differenze più significative tra i due schemi si riscontrano nelle biozone adottate per il Cretacico inferiore e nell'età attribuita ad alcune biozone.

Fig. 7 - *Biostratigrafia delle successioni mesozoiche di piattaforma carbonatica affioranti nel F. Sant'Angelo dei Lombardi. Lo schema biozonale adottato è quello di De Castro (1991).*

PRELIMINARE

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DEL FOGLIO

Il Foglio 450 ricade nella porzione esterna della catena sud-appenninica campana (Fig. 1 in Cap. I) in corrispondenza dei livelli strutturali superficiali più orientali. Tali livelli strutturali sono il prodotto della deformazione e dell'impilamento di coperture sedimentarie sia di un dominio di sedimentazione carbonatico (Piattaforma sud-appenninica - crosta continentale) sia di dominii pelagici ad esso contigui, il Bacino neo-tetideo (crosta oceanica), in posizione interna rispetto alla tettonica compressiva, e il Bacino lagonegrese-molisano (crosta continentale assottigliata), in posizione esterna rispetto alla progressione della tettonica compressiva. Le unità presenti nel Foglio, nel settore superficiale di catena, sono riferibili a diverse unità tettoniche (Fig. 3 in Cap. I)):

L'unità tettonica strutturalmente più elevata è data dall'*Unità sicilide* (D'Argenio *et alii*, 1973) (**SI**), con la denominazione di Gruppo delle Argille Variegate; afferiscono a questo settore le formazioni di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**) e delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) che sono riconducibili al dominio bacinale pelagico neo-tetideo.

L'unità sottostante è costituita da depositi carbonatici mesozoici - terziari della Piattaforma carbonatica sud-appenninica che in letteratura è rappresentata dall'Unità Alburno - Cervati di D'Argenio *et alii* (1975) e dall'Unità Monti della Maddalena - Monte Marzano di Bonardi *et alii* (1988a). Nel Foglio è presente un'esigua porzione dell'Unità della Piattaforma appenninica che si individua con la porzione denominata *Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini* e con l'*Unità Monti della Maddalena - Monte Marzano*. Queste sono costituite da una successione carbonatica mesozoico - terziaria di ambiente peritidale sia di bassa

PROGETTO CARG

sia di alta energia. Nei Monti Picentini le unità litostratigrafiche rilevate sono, in successione dal basso verso l'alto, le seguenti: calcari e calcari dolomitici (**CLU**), calcari oolitici e oncolitici (**CDO**), calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**), calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**) e calcari a radiolitidi (**RDT**). In alcune zone della piattaforma segue, in discordanza, una successione tipo "Calcari Cristallini" *Auct*. con orbitoidi (**CBI**$_a$). Nel Gruppo del Monte Marzano - Monte Onna (abitati di Santomenna e Castelnuovo) affiorano i Calcari a *Paleodacycladus* (**CPL**), i calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**), a cui seguono i calcari ricristallizzati genericamente attribuibili al Cretacico superiore (**CBI**) ed i depositi calcarei tipo "Calcari Cristallini" *Auct*. con orbitoidi (**CBI**$_a$).

Di particolare interesse, in questo settore, sono le unità derivate da ambiente di scarpata e di transizione scarpata-bacino associate a quelle di piattaforma interna in quanto i materiali che ne derivano, sono rappresentati dai calcari biolitoclastici con rudiste (**CBI**) e dai calcari pseudosaccaroidi "Calcari Cristallini" *Auct*. (**CBI**$_a$). Queste unità sono caratterizzate da associazioni di facies clastiche di calcareniti e calciruditi torbitidiche di pendio contraddistinte da ampie vacuità deposizionali e da relative discontinuità stratigrafiche. Questa successione si correla a quelle che nell'Appennino meridionale sono riconosciute nei settori orientali della dorsale calcarea appenninica sotto le denominazioni di Unità dei Monti della Maddalena, Unità di Monte Marzano.

Nell'area non affiorano i depositi in rapporto stratigrafico paraconforme del Miocene inferiore - medio che, in altre aree dell'Appenino meridionale, registrano la subsidenza tettonica subita dalla piattaforma carbonatica prima dell'impilamento in catena.

Le unità geometricamente inferiori sono riferibili a unità mesozoico-cenozoiche del Bacino lagonegrese - molisano di ambiente pelagico: l'Unità tettonica di Frigento - Monte Arioso per la sola parte meso-cenozoica (Matano & Di Nocera, 2001); l'Unità tettonica del Fortore - Groppa d'Anzi (Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1988, 2000, 2008; Di Nocera *et alii*, 2006); l'Unità tettonica della Daunia per la sola porzione affiorante di età serravalliana (Senatore, 1988).

I terreni pelagici affioranti nell'area del Foglio sono rappresentati da successioni di base scarpata carbonatica, calcareo-clastiche che passano eteropicamente a successioni di mare francamente pelagico. Le prime successioni costituiscono corpi (*apron* calcareo-clastici) che rappresentano la deposizione marginale del Bacino lagonegrese-molisano. Si tratta di successioni quali il "Flysch Rosso" *Auct.* e la successione (non affiorante nel Foglio) delle "Calcareniti, marne e argille di Monte Sidone" (Senatore, 1988; Santo & Senatore, 1988). La prima passa verso l'alto alla formazione del "flysch numidico" (Ogniben, 1969; Selli, 1957; Pescatore & Ortolani, 1973), la seconda al "flysch numidico" e al "Flysch di Faeto" (Crostella & Vezzani, 1964; Pescatore & Ortolani, 1973). Nel

PROGETTO CARG

Foglio Sant'Angelo dei Lombardi affiorano le successioni del "Flysch Rosso" *Auct.* e del flysch di Faeto; esse costituiscono rispettivamente l'Unità tettonica di Frigento-Monte Arioso (**FR**) e la Unità tettonica della Daunia (**DA**). Un'ulteriore successione di mare profondo, coeva a quelle del Flysch Rosso e alle calcareniti, marne e argille di Monte Sidone, affiora con terreni meso-cenozoici rappresentati dalle formazioni di Corleto Perticara, Argille Varicolori (Gruppo delle Argille Variegate), Tufiti di Tusa, passanti verso l'alto a flysch numidico. Nell'ambito di queste Note, queste ultime successioni sono inquadrate con la denominazione di Gruppo delle Argille Variegate; il gruppo costituisce l'unità tettonica del Fortore - Groppa d'Anzi (**FO**).

Le successioni pelagiche codificate con il termine Gruppo delle Argille Variegate hanno quindi genesi sedimentaria ubiquitaria. Esse hanno caratteri litostratigrafici alquanto simili nella porzione cretacica, mentre differiscono in quella oligo-miocenica per il passaggio graduale alle arenarie tufitiche e successivamente ortoquarzitiche (arenarie numidiche di Selli, 1957 e di Ogniben, 1969) solo nel gruppo riferito all'unità tettonica del Fortore - Groppa d'Anzi; ciò ad evidenziare che la sedimentazione pre-orogenica e quella interferente dell'evento numidico, nel Miocene inferiore, impegnano esclusivamente il bacino esterno lagonegrese - molisano.

Con limiti non conformi e con caratteri sinorogenici seguono i depositi di *wedge top basin* sviluppati nell'intervallo temporale Miocene inferiore - Pliocene superiore. Si tratta dei terreni silicoclastici e più raramente calcareo-silico-clastici prevalentemente torbiditici dell'unità di Pietra Boiara (**UPB**), della Formazione di Castelvetere (**CVT**) e dei depositi di mare basso del *supersintema di Ariano Irpino* (**AR**).

1. - SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO

Le ricostruzioni palinspastiche alle condizioni pre-orogeniche sono strettamente dipendenti dal tipo di ricomposizione spazio-temporale del sistema catena-avanfossa e sono diretta conseguenza delle ipotesi sulla modalità di messa in posto delle unità tettoniche. I vari modelli strutturali dell'edificio appenninico propongono di conseguenza differenti modelli paleogeografici:

- ad ovest della Piattaforma apula, che, a partire dal Pliocene, andrà ad assumere il ruolo di avampaese, si individuerebbero i domini di sedimentazione del Bacino lagonegrese-molisano e quindi della Piattaforma sud-appeninica (Ogniben, 1969; Pescatore, 1988; Pescatore & Tramutoli, 1980; Pescatore *et alii*, 1996a; Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1988; Di Nocera *et alii*, 2006);
- il Bacino lagonegrese-molisano avrebbe rivestito una posizione interna e la

PROGETTO CARG

Piattaforma sud-appenninica sarebbe stata direttamente legata alla Piattaforma apula (Selli, 1962; Patacca *et alii*, 1992a; Marsella *et alii*, 1992);

- una successione di bacini e di piattaforme carbonatiche avrebbe caratterizzato la paleogeografia mesozoica corrispondente a questo tratto di catena appenninica (D'argenio *et alii*, 1973; 1975; Sgrosso, 1986, 1988a, 1994, 1998).

Per la redazione della carta Geologica di Sant'Angelo dei Lombardi si farà riferimento al modello paleogeografico pre-orogenico analogo a quello proposto in Pescatore *et alii* (1996a, 1999) e in Di Nocera *et alii* (2006) (Fig. 8). Tale modello tiene conto dei seguenti aspetti:

a) rapporto originario di carattere eteropico tra le varie successioni pelagiche ricostruite entro le diverse unità tettoniche contermini (Unità di Frigento - Monte

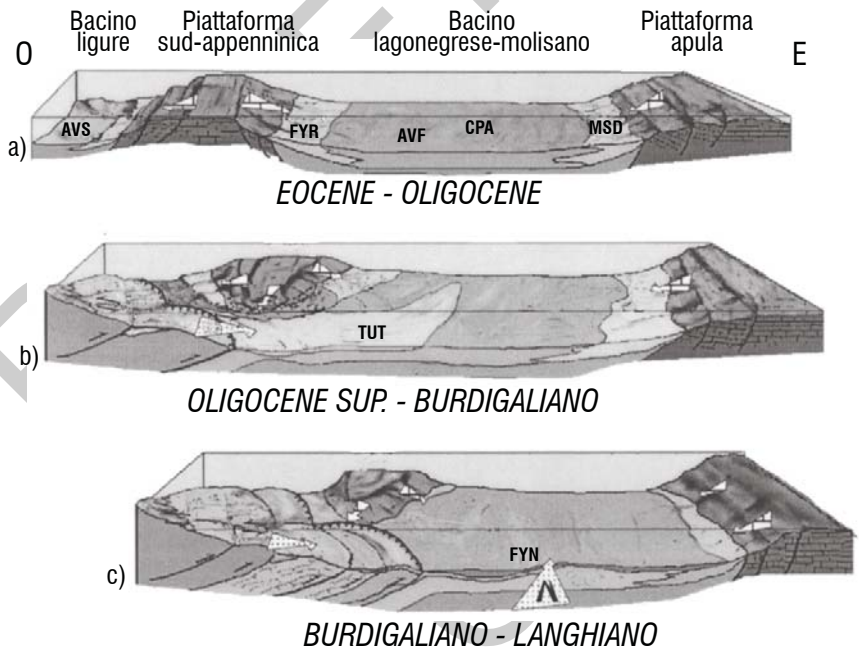


Fig. 8 - *Schema paleogeografico del margine continentale apulo-adriatico nel settore campano-lucano tra l'Eocene ed il Langhiano (*Pescatore et alii*, 1996a). Distribuzione dei depocentri di sedimentazione del Bacino lagonegrese-molisano e relative aree di alimentazione: a) Eocene-Oligocene; b) Oligocene sup.-Burdigaliano; c) Burdigaliano-Langhiano. Argille Varicolori* Auct. ***AVS** corrispondente al Gruppo delle Argille Variegate **AV**; Flysch Rosso **FYR**; flysch numidico **FYN**; formazione di Corleto Perticara **CPA**; Argille Varicolori del Fortore **AVF**; Tufiti di Tusa **TUT**; calcareniti, marne e argille di Monte Sidone **MSD** dell'Unità della Daunia.*

PRESTITO

Arioso, Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e Unità della Daunia);

b) età sincrona delle successioni del Bacino lagonegrese - molisano, al di sotto della linea tempo rappresentata dai depositi del flysch numidico;

c) rapporti tettonici sequenziali riconosciuti tra le varie unità (dall'interno/occidente all'esterno/oriente, Unità Sicilide, Unità della piattaforma appenninica, Unità di Frigento - Monte Arioso, Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e Unità della Daunia);

d) rapporti tettonici non sequenziali riconosciuti tra Unità Sicilide, Unità di Frigento - Monte Arioso, Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e Unità della Daunia);

e) significato e gerarchia dei limiti non conformi nelle successioni sinorogeniche plioceniche.

Il modello paleogeografico generale preso a riferimento può essere schematizzato in:

Bacino "Liguride";
Piattaforma carbonatica sud-appenninica;
Bacino lagonegrese-molisano;
Piattaforma Apula.

2.1. - "Bacino Liguride *Auctt.*"

Le successioni meso-cenozoiche deposte nel Bacino "Liguride" sono rappresentate dall'Unità "Liguride" che si compone di Unità del Frido, *Melange* di Episcopia-San Severino, Unità nord-calabresi e Unità con "terreni ad affinità sicilide" (Bonardi *et alii*, 1988b). L'Unità del Frido è formata da metaofioliti, quarziti, filladi e metacalcari con metamorfismo HP/VLT; per i metasedimenti è riportata un'età cretacica. Il *Melange* di Episcopia-San Severino presenta blocchi di rocce cristalline in una matrice serpentinoso-filladica. Le Unità nord-calabresi contengono associazioni di rocce ofiolitiche con la loro copertura sedimentaria ed hanno un'età compresa tra il Giurassico medio e l'Oligocene. I "terreni ad affinità sicilide", costituiti da successioni di bacino pelagico prevalentemente calcareo-clastiche e verso l'alto silicoclastiche, hanno un'età compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene (Bonardi *et alii*, 1988b). Su tali unità poggiano depositi silicoclastici di avanfossa (Gruppo del Cilento) di età non più antica del Burdigaliano superiore - Langhiano (Amore *et alii*, 1988a). Questi terreni non affiorano nell'area di studio.

Le successioni riferite al Complesso Sicilide (Ogniben, 1969), costituite da Argille Varicolori Inferiori, membro di Sant'Arcangelo e Argille Varicolori Superiori (di cui nel Foglio è osservabile solo la porzione superiore), si sarebbero deposte nello stesso dominio paleogeografico, anche se l'Unità sicilide presenta

PROGETTO CARG

rapporti di natura tettonica con i terreni riferiti alle Unità Liguridi (in particolare l'unità dei "terreni ad affinità sicilide").

2.2. - Piattaforma carbonatica sud-appenninica

Le successioni di piattaforma si sono deposte in un dominio paleogeografico che rappresentava un alto morfologico e strutturale che separava parzialmente il Bacino "Liguride" da quello lagonegrese - molisano e che, pertanto, inibiva solo in parte la diffusione dei sedimenti silicoclastici verso le aree più esterne bacinali. La successione mesozoica è costituita da depositi carbonatici in facies di retroscogliera, cui si associano depositi di scogliera e di transizione (D'Argenio, 1966; Carannante *et alii*, 1994). Una prima emersione di questo dominio, testimoniata da depositi bauxitici, avviene all'inizio del Cretacico superiore (D'Argenio, 1974), mentre un più ampio periodo di vacuità deposizionale si ha nel Paleogene. La sedimentazione riprende con la successione concordante aquitaniano - langhiana che si compone alla base di depositi bioclastici di ambiente neritico, quali la Formazione di Cerchiara e la Formazione di Roccadaspide nel Cilento e la Formazione di Cusano nel Matese; verso l'alto passa ai sedimenti emipelagici ricchi di faune planctoniche della Formazione di Capaccio in Cilento e della Formazione di Longano nel Matese e quindi a terreni torbiditici con rare intercalazioni calcaree della Formazione di Bifurto in Cilento e del Flysch di Pietraroia nel Matese (Selli, 1957, 1962; Perrone & Sgrosso, 1981). I caratteri sedimentari delle successioni mioceniche indicano un graduale annegamento del dominio di piattaforma da SO a NE (Carannante *et alii*, 1994), fino ad assumere i caratteri di un depocentro di sedimentazione di avanfossa nel Miocene.

2.3. - Bacino "lagonegrese - molisano"

Il Bacino lagonegrese - molisano è caratterizzato da terreni differenti riferibili, dal punto di vista paleogeografico, ai margini interni ed esterni e ad una porzione assiale del bacino. Durante le fasi deformative gli originali domini di pertinenza si defomano e si strutturano in falde il cui impilamento segue l'assetto dall'interno verso l'esterno del bacino stesso. Tali unità si presentano sovrapposte verso i quadranti orientali ed affiorano sia nell'Appennino lucano, in Basilicata, sia nei Monti del Sannio e dell'Irpinia, in Campania (Pescatore *et alii*, 1988; Dazzaro *et alii*, 1988).

PROGETTO CARG

2.3.1. - *Settori interni*

Al settore più interno del Bacino lagonegrese - molisano sono riferite, in Lucania, l'Unità Lagonegro II (Scandone, 1967; 1972) e l'Unità lagonegrese di Monte Arioso (Pescatore *et alii*, 1988); in Irpinia e nel Sannio, rispettivamente, l'Unità di Frigento (Di Nocera *et alii*, 2002) e l'Unità del Sannio (*sensu* Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1996a), la quale ultima è costituita solo dalla successione supracretacico-miocenica dell'Unità di Frigento.

Queste unità, sia nel settore lucano che in quello sannitico-irpino, affiorano lungo la zona esterna della catena appenninica, ad est dei massicci carbonatici. Le successioni sedimentarie comprendono i prodotti della sedimentazione avvenuta lungo il margine occidentale del Bacino lagonegrese-molisano. Essi si caratterizzano con depositi calcareo-clastici provenienti dal disfacimento del margine della Piattaforma sud-appenninica e sono intercalati a sedimenti emipelagici silico-marnosi.

La successione è continua dal Triassico medio al Miocene medio ed è data da:

- Formazione di Monte Facito (Triassico medio-superiore) (Scandone, 1967);
- calcari a liste e noduli di selce (Triassico superiore) (Scandone, 1967);
- scisti silicei (Giurassico) (Scandone, 1967);
- flysch galestrino (Cretacico inferiore) (Scandone, 1967, 1972);
- Flysch Rosso (Scandone, 1967, 1972) o formazione di Toppo Camposanto (Scandone, 1971) (Cretacico superiore - Miocene inferiore). Questa successione viene anche indicata come "Flysch Rosso interno" da Pescatore & Ortolani (1973) e Pescatore *et alii* (1996a).
- flysch numidico (Burdigaliano superiore - Langhiano) (Patacca *et alii* 1992a).

Nell'area sannitico-irpina seguono, in continuità, successioni arenacee post - numidiche del Serravalliano (Di Nocera *et alii*, 2002, 2006; Pescatore *et alii*, 2008).

2.3.2. - *Settori assiali*

Ai settori assiali del Bacino lagonegrese - molisano, in Lucania, sono riferite l'Unità Lagonegro I (Scandone, 1967; 1972), l'Unità lagonegrese di Groppa d'Anzi (Pescatore *et alii*, 1988) e l'Unità del Fortore (Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1996a; 2000) affiorante in Irpinia e nel Sannio. Le successioni sono formate alla base dalla "Serie calcareo-silico-marnosa" (Triassico superiore - Cretacico inferiore), comprendente le formazioni dei Calcari a liste e noduli di selce, degli Scisti silicei e del Flysch Galestrino, individuate nell'Unità Lagonegro I (Scandone, 1967; 1972). La successione evolve verso l'alto agli

PROGETTO CARG

Scisti di Pecorone (Cretacico superiore) che risultano troncati tettonicamente (Scandone, 1972). Secondo Pescatore *et alii* (1988), in continuità sul Flysch Galestrino poggia una successione formata da "Argille Varicolori", Formazione di Corleto Perticara, "Tufiti di Tusa" e flysch numidico. Una successione simile, ma con rari livelli tufitici, di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, in Irpinia e nel Sannio, è riconosciuta come Unità del Fortore, su cui poggia, in discordanza angolare, il Flysch di San Bartolomeo di età Tortoniano medio - superiore - Messiniano inferiore (Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1996a, 2000; Di Nocera *et alii*, 2006).

2.3.3. - *Settori esterni*

Le successioni riferite ai settori esterni del Bacino lagonegrese - molisano affiorano lungo il margine orientale della catena appenninica e comprendono anche termini terrigeni del bacino di avanfossa del Miocene medio - superiore. Tali successioni sono caratterizzate da depositi argilloso-marnosi con intercalazioni calcareo- clastiche provenienti dal margine interno della Piattaforma Apula.

Nell'Appennino lucano affiora l'Unità di Campomaggiore (Pescatore *et alii*, 1988), costituita da:

- flysch galestrino; al passaggio tra i terreni del flysch galestrino e del Flysch Rosso è segnalata la presenza di un orizzonte bituminoso ittiolitico correlato con il "Livello Bonarelli" (Gallicchio *et alii*, 1996);
- Flysch Rosso, dato da un'alternanza di calcareniti e marne rosse di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, indicato anche come Flysch Rosso esterno da Pescatore & Ortolani (1973) e come Argille Varicolori di Campomaggiore (Pescatore *et alii*, 1999);
- flysch numidico, costituito da quarzareniti torbiditiche di età Burdigaliano superiore - Langhiano;
- Formazione di Serra Palazzo, costituita da depositi calcareo-clastici e silico-clastici di età compresa tra il Serravalliano e il Tortoniano evolventi a successioni marnoso-argillose.

Nell'Appennino sannitico-dauno è presente l'Unità della Daunia (Pescatore & Senatore, 1986; Senatore, 1988; Pinto, 1993), con una successione di età Oligocene superiore - Tortoniano medio - superiore composta da:

- calcareniti, argille e marne di Monte Sidone (Oligocene superiore - Miocene inferiore);
- flysch numidico (Langhiano *p.p.*)
- flysch di Faeto, costituito da calcareniti bioclastiche e marne a foraminiferi di età Langhiano *p.p.* - Tortoniano inferiore;
- Marne argillose di Toppo Capuana del Tortoniano medio-superiore.

PROGETTO CARG

La predetta successione, lungo il torrente Cervaro, è sormontata, con discordanza angolare, da depositi silico-clastici dell'unità di Villamaina di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

In Irpinia, il flysch di Faeto e le marne argillose di Toppo Capuana raggiungono il Messiniano inferiore (Basso *et alii*, 2001, 2002) in continuità di sedimentazione e l'Unità della Daunia comprende il passaggio conforme a successioni diatomitiche ed evaporitiche (Evaporiti del Monte Castello, Crostella & Vezzani, 1964) del Messiniano superiore, così come nel Molise nei Monti Frentani (Dazzaro & Rapisardi, 1984).

Nei settori orientali dell'Irpinia e della Daunia sono segnalate successioni bacinali pelitico-calcaree di età messiniana, indicate come Argilliti policrome del T. Calaggio (Ciaranfi *et alii*, 1973) e Unità Vallone del Toro (Basso *et alii*, 2001, 2002; Di Nocera *et alii*, 2006), riferibili ai settori più esterni del dominio bacinale lagonegrese - molisano.

2.4. - Piattaforma Apula

La Piattaforma Apula si compone di depositi evaporitici del Triassico superiore (Anidriti di Burano), cui seguono depositi carbonatici mesozoici e cenozoici di ambiente neritico con facies simili a quelle della Piattaforma sud-appenninica (Pavan & Pirini, 1966; Ricchetti *et alii*, 1988). Nella successione sono presenti varie lacune stratigrafiche che testimoniano periodi di emersione o di non-deposizione.

In Irpinia, i terreni ascrivibili alla piattaforma Apula strutturata (piattaforma Apula interna), sono stati individuati in sottosuolo attraverso i pozzi per la ricerca petrolifera, quali Irpinia 1, Taurasi 1, Frigento 1, Ciccone e Nusco 1 (Mostardini & Merlini, 1986; Lentini *et alii*, 1990; Matano & Di Nocera, 2001; Di Nocera *et alii*, 2006).

PROGETTO CARG

III - CONOSCENZE PRECEDENTI

1. - QUADRO STRATIGRAFICO A SCALA REGIONALE

1.1. - Substrato meso-cenozoico

Le prime osservazioni relative alle successioni di bacino pelagico, si riferiscono agli studi condotti nelle aree limitrofe al perimetro del Foglio, nei settori contigui lucano e sannita. Nel settore lucano di Pescopagano (PZ) è individuato un complesso marnoscistoso-selcioso-calcareo "*Flysch o serie di Pescopagano*" del quale sono specificate incerte continuità stratigrafiche (Radina, 1958, 1959a, 1959b) alla serie degli "*scisti silicei*" di S. Fele (De Lorenzo, 1894a, 1894b, 1894c, 1897, 1898, 1900, 1904, 1937; Tacoli & Zoja, 1957; Luperto Sinni, 1966; Crescenti, 1966; Scandone, 1963); i terreni di quest'ultima serie corrispondono stratigraficamente alla porzione basale della "serie calcareo-silico-marnosa" di Scandone (1967).

Rispetto alla continuità tra la serie calcareo-silico-marnosa (Scandone, 1967) e il "*Flysch o serie di Pescopagano*" di Radina (1958, 1959a, 1959b), Pescatore (1962a, 1962b, 1965a) segnala, al di sopra dei Galestri di S. Fele, Pescopagano e Paterno, formazioni selcioso diaspriche cenomaniane, alternate a calcari e marne rosse del Cretacico superiore e brecciole calcaree rosse eoceniche, confermando l'età Eocene - Cenomaniano attribuita da Zoja (1957) nella stessa area. Viene, inoltre, evidenziata la possibilità di un originario rapporto stratigrafico tra la serie di Pescopagano e la serie degli "*scisti silicei*" di S. Fele attraverso il passaggio stratigrafico del "complesso scistoso galestrino" così come evidenziato a S. Fele da Scarsella (1957). La stessa continuità stratigrafica è riconfermata nel lavoro

PROGETTO CARG

di Cocco *et alii* (1974) presso l'abitato di Pescopagano. Alla successione del "*Flysch o serie di Pescopagano*" va associata in parte la successione della Cresta del Gallo di Galdi (1914) interpretata invece come *klippe* relitto sui terreni terziari da Grzybowsky (1921). Quest'ultima successione, nella redazione del Foglio geologico alla scala 1:100.000 n °186, è individuata con il termine "Complesso delle Calcareniti e delle Calciruditi" (**McO_3**). Simili terreni, nel Sannio a Casalbore e Buonalbergo (Sorrentino, 1934; Principi, 1940; Marchesini, 1941), sono individuati nelle "brecciole a Miogipsine e Lepidocicline" o nella successione di Monte Coppe di Pescatore (1961, 1962a, 1962b). Sempre nel Sannio, Manfredini (1963) e Pescatore (1965a), descrivono la successione molisano-sannitica data da Scisti silicei del Cretacico medio, da calcari detritici del Cretacico medio - superiore, da Scaglia rossa del Cretacico superiore e da una formazione eocenico-oligocenica, prevalentemente calcarea in basso, passante a pelitica con selce verso l'alto, molto simile alla siciliana *formazione di Caltavuturo* (Ogniben, 1960), ed infine, da marne calcaree del Miocene inferiore simili alla Scaglia cinerea ed al Bisciaro della facies umbro-sabina.

Studi che non condividono la continuità sedimentaria tra la serie calcareo-silico-marnosa (Scandone, 1967) e il "*Flysch o serie di Pescopagano*" di Radina (1958, 1959a, 1959b) e Pescatore (1962a, 1962b, 1965a) interpongono tra il "*complesso scistoso galestrino"* e il flysch numidico una lacuna stratigrafica. Infatti, nell'interpretazione di Ogniben (1960, 1969), il Complesso basale ed ex-basale, hanno una comune origine geoambientale (miogeosinclinale) e sono descritti come associati in un'unica successione sedimentaria con una lacuna tra i Galestri, ritenuti del Cretacico inferiore, e il flysch numidico del Miocene inferiore; quest'ultimo arriverebbe ad un'età basale dell'Oligocene e precisamente del Rupeliano (Wezel, 1966).

La continuità sedimentaria verso l'alto della serie calcareo-silico-marnosa (Scandone, 1967) col "*Flysch o serie di Pescopagano*" di Radina (1958, 1959a, 1959b), è strettamente connessa all'interpretazione sull'origine della patria deposizionale di tutti i predetti terreni. Il complesso marnoscistoso-selcioso-calcareo "*Flysch o serie di Pescopagano*", che successivamente nelle diverse aree dell'Appennino meridionale prenderà la generale e controversa denominazione di carattere regionale di Unità sannitiche *Auct.* (Fig. 9 e Tab.1), conserva, tutt'oggi, una connotazione paleogeografica non unanimemente condivisa. Difatti, le Unità sannitiche *Auct.*, sono attribuite a differenti aree paleogeografiche pelagiche e di conseguenza risultano assoggettate a diverse modalità di strutturazione in catena.

Le Unità sannitiche *Auct.* sono considerate di origine interna, di pertinenza neo-tetidea, quando riferite alla Coltre sannitica (Selli, 1962) o alla Sannio Unit (Patacca *et alii*, 1992b) o ancora alla Falda sannitica (Marsella *et alii*, 1992; Scrocca & Tozzi, 1999). Sono di origine esterna, proprie del Bacino lagonegrese (*sensu* D'Argenio *et alii*, 1973; Ippolito *et alii*, 1973) non neo-

PROGETTO CARG

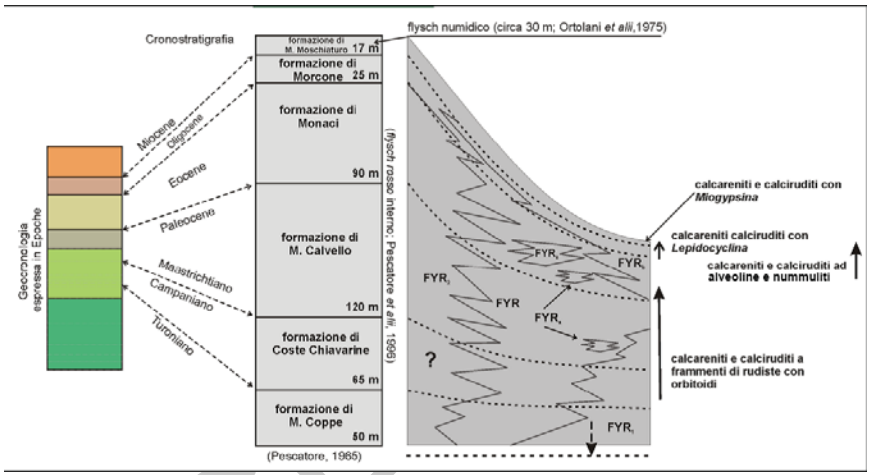


Fig. 9 - *Schema comparativo tra le ricostruzioni lito-cronostratigrafiche del Flysch Rosso e flysch numidico nell'area sannitico-irpina e l'unità litostratigrafica formalizzata nel Progetto CARG (APAT, 2005), rappresentativa della parte medio alta dell'Unità tettonica di Frigento - Monte Arioso.*

tetideo (D'Argenio *et alii*, 1973; 1975), quando denominate Sannio Nappe di Patacca *et alii* (1992a,1992b) e Unità del Sannio (Centamore *et alii*, 1970; 1971 Ortolani & Pagliuca, 1990; Di Nocera *et alii*, 1981, 2002, 2006; Pescatore *et alii*, 1996a, 2000, 2008), oppure, Unità Sannitica di Brancaccio *et alii* (1979, 1984) e di Ortolani & Torre (1981), quando riferita a terreni lagonegresi più esterni, coinvolti dalla fase distrofica tortoniana, il cui passaggio superiore è rappresentato dal flysch di Faeto (Flysch Rosso esterno di Pescatore *et alii*, 1996a e Pescatore & Ortolani, 1973).

Sono di origine ancora esterna, proprie del Bacino Lucano (Miconnet, 1987) e del Bacino lagonegrese-molisano (*sensu* Pescatore & Tramutoli, 1980; Mostardini & Merlini, 1986) le Unità del Sannio o di Monte Coppe (Pescatore *et alii*, 1994; 1996a, 2000, 2008) e l'Unità di Frigento (Di Nocera *et alii*, 2002, 2006).

Sempre di origine esterna, corrisponderebbero al Bacino molisano (*sensu* D'Argenio *et alii*, 1973; Ippolito *et alii*, 1973), la Falda sannitica della Valle del Trigno (Di Bucci *et alii*, 1999) e la Successione Li Polisi (Di Luzio *et alii*, 1999).

Nel settore sannitico-molisano, la patria deposizionale dell'unità del Sannio è il Bacino del Sannio (Di Nocera *et alii*, 2002; Patacca & Scandone, 2007; Pescatore *et alii*, 2008). Tale bacino rappresenterebbe un'articolazione del Bacino lagonegrese-molisano, sviluppata verso nord e separata dal Bacino molisano. In epoca pre-orogenica ambedue i bracci di mare cingevano rispettivamente ad ovest e ad est la Piattaforma carbonatica emipelagica, attualmente riscontrabile nel

PROGETTO CARG

UNITÀ TETTONICA DI FRIGENTO – MONTE ARIOSO	
UNITÀ LITOSTRATIGRAFICA	RIFERIMENTO BIBLIOGRAFICO
DENOMINAZIONE	AUTORI
flysch numidico	OGNIBEN (1969)
Arenarie di Stigliano	SELLI (1962)
flysch numidico	PESCATORE & ORTOLANI (1973)
Flysch Rosso	SCANDONE (1967); PATACCA & SCANDONE (2007); PATACCA *et alii* (1992a)
Complesso exbasale	OGNIBEN (1960, 1969)
formazione di Caltavuturo	OGNIBEN (1960)
Coltre sannitica	SELLI (1962)
Flysch Rosso	D'ARGENIO *et alii* (1973)
Flysch Rosso	IPPOLITO *et alii* (1973a)
Flysch Rosso	ORTOLANI & PAGLIUCA (1990)
Flysch Rosso	CENTAMORE *et alii* (1970, 1971)
Flysch Rosso	MICONNET (1987)
Flysch Rosso	MOSTARDINI & MERLINI (1986)
Flysch Rosso	DI NOCERA *et alii* (2002, 2006)
Flysch Rosso	SCROCCA & TOZZI (1999)
Flysch Rosso	PAGLIARO *et alii* (1999, 2000)
Flysch Rosso interno ed esterno	PESCATORE & ORTOLANI (1973); PESCATORE *et alii* (1996a, 2000, 2008); PESCATORE & TRAMUTOLI (1980)
Calcareniti marne e argille di Monte Sidone	SENATORE (1988)
successione Li Polisi	DI LUZIO *et alii* (1999)
Flysch o serie di Pescopagano	RADINA (1958, 1959a, 1959b); COCCO *et alii* (1974)
Complesso delle Calcareniti e delle Calciruditi" (**McO$_3$**)	Foglio Geologico scala 1:100.000 "Sant'Angelo dei Lombardi"
successione di Monte Coppe	PESCATORE (1961, 1962a, 1962b)
successione della depressione molisana	MANFREDINI (1963); PESCATORE (1965a)
Flysch Rosso della Valle del Fiume Tammaro	SORRENTINO (1934); PRINCIPI (1940); MARCHESINI (1941); PESCATORE & ORTOLANI (1973); PESCATORE *et alii (*2008)
Flysch Rosso nel Sannio, a Casalbore e Buonalbergo	SORRENTINO (1934); PRINCIPI (1940); MARCHESINI (1941)
Flysch Rosso Valle del Trigno	DI BUCCI *et alii* (1999)
galestri	SCANDONE (1967)
complesso scistoso galestrino di S. Fele	SCARSELLA (1957)
serie calcareo-silico-marnosa	SCANDONE (1967)
scisti silicei di S. Fele	DE LORENZO (1894a, 1894b, 1894c, 1897, 1898, 1900;,1937); TACOLI & ZOJA (1957); LUPERTO SINNI (1966); CRESCENTI (1966); SCANDONE (1963)
Complesso basale	OGNIBEN (1960, 1969)

Tab. 1 - *Quadro riassuntivo della bibliografia riguardante l'unità tettonica Frigento – Monte Arioso e litostratigrafia nella quale è individuata la successione del Flysch Rosso.*

NoteIllustrative F450_S.Angelo dei Lomabardi_17_01_2020_cc.indd 32 17/01/2020 16:21:17

Gruppo del Matese orientale e nel Monte Camposauro (Di Nocera *et alii*, 2002), ovvero, la Piattaforma dei Simbruini-Matese di Patacca & Scandone (2007).

Un ulteriore studio sull'argomento è di Scrocca & Tozzi (1999) al quale si rimanda per una lettura di approfondimento.

In sintesi si può schematizzare che le unità sannitiche sono considerate di origine interna di bacino tetideo, quando riferite alla Coltre sannitica (Selli, 1962), oppure al Complesso Sicilide (Ogniben, 1969) e all'Unità del Sannio (Patacca *et alii,* 1992b) e sono reinterpretate come unità di bacino non tetideo (D'Argenio *et alii*, 1973; 1975) e denominate Unità della depressione molisano-sannita (Pescatore, 1965a), Unità sannitica (Ortolani & Torre, 1981), Unità del Sannio (Centamore *et alii*, 1970, 1971; Pescatore *et alii*, 1996a; Di Nocera *et alii*, 2006) e Unità di Frigento (Di Nocera *et alii*, 2002). Un'ulteriore interpretazione formulata da Patacca & Scandone (2007) considera l'Unità del Sannio di pertinenza lagonegrese estesa in tutto l'Appennino Meridionale dal Molise fino alla Basilicata. Una recente interpretazione presente nel Foglio San Giorgio La Molara n° 419 (ISPRA, in stampa a) distingue l'Unità del Sannio sensu Patacca *et alii* (1992b), impilata in catena nel Messiniano inferiore da una originaria posizione interna alla Piattaforma sud-appenninica del Matese e l'Unità di Frigento sensu Di Nocera *et alii* (2002) affastellata già a partire dal Serravalliano superiore (Pescatore *et alii*, 2008) la cui patria deposizionale sarebbe esterna alla Piattaforma sud-appenninica del Matese. In Lucania terreni simili, rappresentati dal Flysch Rosso, si trovano sovrapposti tettonicamente verso i quadranti adriatici poco dopo la deposizione langhiana delle arenarie grigie e giallastre costituite da granuli di quarzo arrotondati (flysch numidico) (Pescatore & Ortolani, 1973; Pescatore *et alii,* 1996a, 2000, 2008; Patacca *et alii*, 1992a). A scala regionale la tettogenesi ha investito le predette successioni sicuramente dopo la sedimentazione numidica a sud (Lucania) e in taluni luoghi del bacino dopo la sedimentazione post-numidica a nord (Irpinia, Sannio e Molise) come è interpretato in alcuni luoghi dell'area del Foglio Ariano Irpino n°433 (ISPRA, in stampa b), a nord del Fiume Ofanto e ad est della valle del Fiume Tammaro (Foglio San Giorgio La Molara n° 419, ISPRA, in stampa a).

Allo stesso modo risulta controversa la patria deposizionale dei terreni multistratificati ascritti alle Argille Varicolori *Auct.* del Complesso sicilide (Ogniben, 1969) o dell'Unità Sicilide (D'Argenio *et alii*, 1973). I terreni di questa unità sarebbero individuati in più livelli strutturali della catena (Sgrosso, 1998; Castellano & Sgrosso, 2002). Contrariamente a questa esistono ricostruzioni che distinguono tali terreni in relazione allo loro evoluzione stratigrafica e in relazione al grado della dermazione subita (*fabric* mesoscopico differente). I terreni riconducibili al termine classico di Argille Varicolori *Auct.* sono esclusivi della patria deposizionale neo-tetidea insieme ai coevi terreni del "Complesso Liguride" (Ogniben, 1969; Scandone, 1972). Questi sono distribuiti nel settore

PROGETTO CARG

interno della catena sud-appenninica ed in parte in quello esterno appena ad oriente degli acrocori carbonatici. In essi è marcato il carattere di telealloctonia e lo stato di forte scompaginamento (*broken formation* di Casero *et alii*, 1988). Nel settore esterno della catena, in Irpinia e nel Sannio, terreni coevi e simili ma con *fabric* mesoscopico della deformazione non pervasivo e con evoluzione stratigrafica neogenica caratterizzata da arenarie ricche in elementi residuali di archi magmatici vulcano-alcalini (tipo Tufiti di Tusa di Ogniben, 1964, 1969) e di ortoquarziti del flysch numidico (Ogniben, 1969), sono interpretati come associati ad un'area bacinale di origine non neo-tetidea posta nel settore assiale del Bacino lagonegrese-molisano (Pescatore *et alii*, 1988, 1996a; Ogniben, 1969; Pescatore & Tramutoli, 1980; Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 2000, 2008; Di Nocera *et alii*, 2006). Tali terreni costituiscono l'Unità tettonica del Fortore (Dazzaro *et alii*, 1988; Dazzaro & Rapisardi, 1996; Pescatore *et alii*, 2000, 2008; Di Nocera *et alii*, 2006) o l'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi di queste Note. La distinzione, individuata sia nel grado di deformazione, sia nell'evoluzione stratigrafica implica, pertanto, la presenza di livelli strutturali distinti da quello regionale dell'Unità Sicilide.

In Lucania è evidenziata, in modo simile, la suddivisione dei terreni originariamente denominati Argille Varicolori *Auct.,* sia per posizione strutturale, sia per origine paleogeografica (Pescatore *et alii*, 1988). Nel lavoro di questo Foglio è riprodotta la stessa distinzione terreni dell'Unità Sicilide e terreni dell'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi.

Relativamente alle successioni silicoclastiche terziarie concordanti la precedente redazione del Foglio geologico n° 186 alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia individua le Arenarie micacee a plagioclasio di tipo andesitico denominate con il termine di "Tufiti verdastre" (**M-O^3_t**) di età Oligocene superiore - Miocene inferiore (Servizio Geologico D'Italia, 1970). Questi terreni, intercalati nella parte superiore del "Complesso degli argilloscisti varicolori", sono confrontabili con le "Tufiti della facies di Tusa" (Ogniben, 1964; 1969) della Sicilia e della Lucania, con le "Arenarie di Petrignacola" (Elter *et alii*, 1969) in Appennino settentrionale, con le Tufiti di Tusa di Pescatore & Tramutoli (1980), Pescatore *et alii* (1988, 1996a, 2000, 2008), Di Nocera *et alii* (2006) in Irpinia e nel Sannio. Questi terreni rappresentano la graduale e poi diffusa sedimentazione preorogenica, primo ciclo di sedimentazione (Selli, 1962; Perrone & Sgrosso, 1981), che segna la sedimentazione concordante clastica arcosica nei dominii pelagici meso-cenozoici di retropaese alpino. Successivamente alla sedimentazione del primo ciclo di Selli (1962) il retropaese alpino passa ad un dominio di avanpaese appenninico (Zuppetta *et alii*, 1984) e avanfossa *l.s.* (Pescatore, 1978).

Le arenarie di Stigliano di Selli (1962), denominate flysch numidico da Ogniben (1969), di età Aquitaniano, rappresentano, nelle aree di bassofondo del

PROGETTO CARG

dominio pelagico meso-cenozoico, la sedimentazione non associata all'orogenesi. Le arenarie numidiche vengono studiate in tutto l'Appennino meridionale (Patacca *et alii*, 1992a) ed assumono, insieme a depositi arcosici post-numidici, il significato di indicatore stratigrafico testimone dell'ultimo evento deposizionale prima dell'avvento della tettogenesi che ha costruito la catena marginale sud-appenninica o l'ultimo evento deposizionale concordante seguito da un anomalo, lungo diastema che avrebbe interessato la neo area paleogeografica di avampaese appenninico fino al Messiniano. Perrone & Sgrosso (1981) evidenziano sviluppi differenziati della sedimentazione concordante e differenti distribuzioni temporali del I ciclo di sedimentazione concordante (Selli, 1962) post numidico tra le aree a sud e quelle a nord della Valle del Fiume Sele che tuttavia non giustificano la lunga fase diastemica.

Gli studi riguardanti le successioni carbonatiche, correlabili a quelle presenti nel perimetro del Foglio Sant'Angelo dei Lombardi e riconducibili all'Unità della Piattaforma appenninica, partono sostanzialmente con la pubblicazione di Puggaard (1857) ove viene evidenziata la natura dolomitica delle successioni carbonatiche di età cretacica e con quella di Di Stefano (1893) che individua il Giurassico inferiore e superiore nella provincia di Salerno. Per gli studi del Triassico bisogna ricordare i lavori di Bassani (1892, 1896) sulle ittiofaune del Norico e quelli di Böse & De Lorenzo (1896) e di Galdieri (1905, 1907, 1908). La base della serie calcareo-dolomitica si conferma quindi con una successione stratigrafica prevalentemente dolomitica (Ietto, 1963a, b; 1965) di età triassica. Cassetti (1918) ed Ardigò (1958, 1959, 1964a, 1964b), riferendosi ai Monti Picentini, segnalano l'esistenza di una lacuna giurassica, non confermata da Parona (1905), da Galdieri (1907) e successivamente da Scandone & Sgrosso (1962, 1963). Per i riferimenti bibliografici relativi agli studi condotti nel XIX secolo si rimanda alle Note Illustrative della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 dei Fogli n. 185 e n. 197 (Sgrosso, 1971). Sulla continuità della serie carbonatica, dal Triassico al Cretacico superiore, si trova indicazione nei lavori di Civita (1967) relativamente al Massiccio del Monte Terminio-Tuoro e nei lavori di Marini (1967) e di Pescatore (1965b) nel Gruppo del Monte Marzano, continuità registrata fino all'Eocene inferiore - medio (?), con l'individuazione del Miocene trasgressivo già segnalato da Selli (1957) per la presenza delle *Calcareniti di Laviano* dell'alta Valle del Fiume Sele. Sono inoltre segnalate le trasgressioni durante l'Oligocene e l'Oligocene superiore - Aquitaniano da Marchesini (1940, 1941) nei Monti Picentini. A seguito dei lavori della seconda edizione dei Fogli n. 185 e n. 197 viene confermata, con il rilevamento geologico di DE CASTRO, la presenza del Giurassico inferiore con la litofacies a *Lithiotis*. Tra gli studi pionieristici sul Giurassico della piattaforma carbonatica va per l'appunto ricordato il contributo di De Castro (1962) per i Monti Lattari e per i rilievi ad ovest del Fiume Irno e quello di Sartoni & Crescenti

PROGETTO CARG

(1962). Negli stessi anni Scandone & Sgrosso (1963) riconoscono al Monte Accellica, appena a sud dell'area del Foglio, una successione calcareo-dolomitica in facies di piattaforma carbonatica continua, dal Triassico superiore alla base del Cretacico, e nei Monti Mai, nelle successioni calcareo dolomitiche liassiche, essi riconoscono sia facies di piattaforma carbonatica, sia facies più propriamente di mare aperto. Conferme ulteriori sull'assenza della trasgressione cretacica sul Triassico provengono da una cospicua produzione scientifica (cfr. riferimenti usati nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli n.185 e n.197, Sgrosso, 1971) che si sintetizza nei contributi all'evoluzione paleogeografica della piattaforma carbonatica di D'argenio (1963), D'argenio & Scandone (1970), Sgrosso (1965). Inoltre, con i lavori della precedente edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, è evidenziata la presenza di un'unità calcareo-clastica trasgressiva paraconcordante del Paleocene superiore in corrispondenza del Gruppo del Monte Marzano (sinistra orografica del F. Sele) sia sui termini giurassici sia su quelli cretacici della successione di Piattaforma carbonatica dei Monti Picentini.

1.2. - Sistemi deposizionali silico-calcareo-clastici cenozoici

Una serie di lavori hanno contribuito ad aggiornare le conoscenze sulla sedimentazione silico-clastica e sul rapporto spazio temporale con i terreni del substrato mesozoico. Fra questi si ricorda il lavoro di Marchesini (1940) condotto nell'area del Fiume Ofanto che, in accordo con Jacobacci & Martelli (1967), evidenzia il carattere della continuità laterale della sedimentazione dei complessi flyschoidi pre-pliocenici affioranti nella Lucania settentrionale. Si ricorda ancora l'avvento del concetto di pseudo-trasgressione (Pescatore *et alli*, 1971) o la evidenza di alcuni caratteri delle successioni flyschoidi mioceniche quali la regressività delle successioni e il diacronismo della sedimentazione silico-clastica via via verso i quadranti adriatici (Cocco *et alii*, 1974; Pescatore, 1978; 1988). Continuità, pseudo-trasgressione, diacronismo e regressività delle successioni, sono i caratteri che Pescatore (1978, 1988) inquadra alla scala regionale con il modello di avanfossa miocenica del "Bacino Irpino".

Le successioni silico-clastiche individuano sistemi deposizionali compresi tra l'avanfossa e i settori a tergo del margine della catena con tassi di sedimentazione relativamente alti che tuttavia non determinano condizioni di saturazione del bacino di sedimentazione (F<1, Platt, 1986). I terreni poggiano, in discordanza angolare, su differenti unità tettoniche e la loro evoluzione sedimentaria ha carattere stadiale e nel complesso regressivo. Tali caratteristiche (regressività delle successioni e diacronismo delle *facies*), si riscontrano nelle successioni del *Flysch di Castelvetere* (Pescatore *et alii*, 1971; Pescatore, 1978), le *Arenarie di Caiazzo*

PROGETTO CARG

di Ogniben (1957) e il *Flysch di Gorgoglione* di Selli (1962). Queste, nell'insieme, individuano depocentri di sedimentazione posti sul fronte della catena alloctona (avanfossa *s.l.*). A tali successioni corrisponderebbero, lateralmente, il *Flysch di San Bartolomeo* (Pescatore *et alii*, 2000, 2008) e nel settore di avanfossa *s.s.*, le *Arenarie di S. Giorgio* di Selli, 1962 (Quarantiello, 2003; Pescatore *et alii*, 2008; Massa *et alii,* 2002) e di *Fragneto Monforte* (Pescatore *et alii*, 2008) nell'area sannita, la successione di Case Vicciariello (Basso *et alii*, 2002; Di Nocera *et alii*, 2006) nella Baronia e la Formazione di *Serra Palazzo* di Selli (1962) nel settore lucano. Nel settore più esterno dell'avanfossa (avafossa-avanpaese), si individuano successioni prevalentemente calcareo-clastiche da riferire al *flysch di Faeto* di Crostella & Vezzani (1964) e a Senatore (1988). In relazione alla posizione strutturale e all'area geografica queste successioni costituirebbero tutte depocentri di sedimentazione Langhiano - Tortoniano (Bacino Irpino di Pescatore, 1978) o più recenti Serravalliano - Messiniano inferiore, ovvero, intervalli di sedimentazione temporalmente più ristretti. La correlazione spazio temporale di Pescatore (1978, 1988) è considerata da Sgrosso (1998) non compatibile con le rispettive età e col significato geodinamico delle succitate successioni. In letteratura questi depositi, riferiti da Pescatore *et alii* (1971) al Langhiano - Tortoniano, sono ascritte all'intervallo cronologico del Serravalliano da Patacca & Scandone (2004) e riattribuite da numerosi Autori (Patacca *et alii*, 1992a; Pescatore *et alii* 2008; Critelli & Le Pera, 1995a; Sgrosso, 1998; Amore *et alii*, 2003; Di Nocera *et alii*, 2006) al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore. Relativamente alla successione del Flysch di Castelvetere, ampiamente presente nel Foglio, essa è stata di recente codificata con il termine di "Formazione di Castelvetere" che, con i suoi tre membri, è ascritta all'intervallo cronologico Tortoniano superiore - Messiniano inferiore; tuttavia, è da rimarcare che in tutto l'Appennino meridionale esistono differenti interpretazioni di questo sistema deposizionale. Infatti, i terreni corrispondenti alla Formazione di Castelvetere oltre ad essere attribuiti ad intervalli cronostratigrafici differenti sono riferiti a depocentri di sedimentazione di:

- avanfossa *s.l.* (Pescatore, 1978; Pescatore *et alii*, 1971, 1988, 1996a; Cocco *et alii*, 1974) quale il Bacino Irpino;
- *fore-deep basin sequence (*Patacca *et alii*, 1990; Critelli & Le Pera,1995b);
- *piggyback* (Sgrosso,1998);
- *wedge-top depozone* (Di Nocera *et alii*, 2006).

Nel recente lavoro di sintesi regionale di Di Nocera *et alii* (2006) le successioni silico-clastiche prevalentemente torbiditiche (*wedge top depozone* e di *fore-deep*) del settore irpino sono reinquadrate nel supersintema dell'Irpinia nell'accezione di Chang (1975). Nell'area del Foglio sono rari gli affioramenti rappresentativi del passaggio Miocene superiore - Pliocene inferiore (De Castro Coppa *et alii,* 1969). Sono presenti alcuni affioramenti non cartografabili lungo la valle del

PROGETTO CARG

Fiume Ufita e appena fuori dai limiti del Foglio (Foglio n. 449 "Avellino") entro la valle dei Fiumi Calore e Sabato del Foglio n.432 "Benevento" (Ciampo *et alii*, 1986). Le successioni di mare basso, plioceniche, clastiche, dell'Ufita in Baronia e del Bacino dell'Ofanto (Servizio Geologico D'italia, 1970; Chiocchini, 1969; Bigi *et alii*, 1992; Hippolyte *et alii*, 1994a; Brugner *et alii*, 1956; Jacobacci, 1962; Bergomi *et alii*, 1975; Centamore *et alii*, 1970, 1971; Ciaranfi *et alii*, 1973; Mostardini & Merlini, 1986; Patacca & Scandone, 2001; Basso *et alii*, 2002; Ciarcia *et alii*, 2003), sono inquadrate in bacini intra-appenninici dell'Appennino campano-lucano e sono tradizionalmente riferite in letteratura alla "Unità di Ariano" (Ippolito *et alii,* 1973; Pescatore & Ortolani, 1973; Cocco *et alii*, 1974; Ippolito *et alii*, 1974; D'argenio *et alii*, 1975). Esse sono riferite a depocentri di sedimentazione di ambiente da circalittorale a paralico, con carattere di sovrassaturazione (*overfilling*) della sedimentazione (F>1, Platt, 1986). Per esse è stata recentemente proposta una ricostruzione sintemica (Ciarcia *et alii*, 2003; Di Nocera *et alii*, 2006; Apat, 2006).

2. - QUADRO TETTONICO

Sin dagli anni sessanta vi è stato il riconoscimento di depocentri di sedimentazione, con limite basale non conforme, e di limiti non primari (sovrascorrimenti) nell'ambito delle successioni carbonatiche e, soprattutto, tra queste e quelle di mare profondo. Gli anomali rapporti di giacitura tra i terreni dei diversi domini di sedimentazione (Limanowski, 1913; Grzybowski, 1921; Quitzow, 1935; Anelli, 1939) hanno suggerito l'ipotesi di una tettonica tangenziale. La tettonica tangenziale segna, già nella prima metà del secolo XX, una contrapposizione all'idea fissista (De Lorenzo, 1904) la quale invoca la sola natura gravitativa quale motore dei ricoprimenti tra terreni appartenenti a diversi domini di sedimentazione (Selli, 1962). I primi modelli evolutivi per l'Appennino meridionale, secondo i concetti della tettonica a zolle, sono proposti da Haccard *et alii* (1972), da Amodio Morelli *et alii* (1976), da Grandjacquet (1963), da Grandjacquet & Mascle (1978) e da Pescatore (1978).

Nell'area del Foglio, il carattere di alloctonia delle unità è anticipato da Zanzucchi (1959) quando riferisce della sovrapposizione dei terreni della serie lucana, il "Flysch di Pescopagano", alle molasse mioceniche, ed è espresso da Pescatore (1965b) nel Gruppo del Monte Marzano, da Ietto (1963a, b, 1965), da Scandone *et alii* (1967), da Turco (1976) e successivamente da Pappone & Ferranti (1995), quando rilevano nei Monti Picentini la finestra tettonica di Campagna (ubicata a sud del Foglio "Sant'Angelo dei Lombardi"). Con l'evidenza di tale finestra tettonica la serie calcareo-dolomitica è interpretata tettonicamente sovrapposta alla mesozoica *serie calcareo-silico-marnosa*

PROGETTO CARG

(Scandone, 1967). Il carattere dell'alloctonia nella ricostruzione dei rapporti tra le unità dei domini carbonatici e di quelli pelagici lagonegresi è rappresentato indirettamente anche dall'individuazione di cicli sedimentari nell'area compresa tra il Gruppo del Partenio e del Monte Taburno (De Castro Coppa *et alii,* 1969); i tre cicli, Langhiano - Tortoniano, Messiniano - Pliocene inferiore e Pliocene medio, registrerebbero le tappe della variazione parossistica del sistema catena-avanfossa.

I lavori a carattere regionale più recenti, frutto dell'integrazione delle conoscenze di superficie e di sottosuolo (pozzi per la ricerca petrolifera e profili sismici), documentano e confermano la presenza di sovrapposizioni tettoniche regionali (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii*, 1988). Le successioni meso-cenozoiche carbonatiche vedono, quindi, mutare nel tempo la loro rappresentazione da "Complesso", il *Complesso Panormide* di Ogniben (1969), alla specificazione in "serie" (Scandone, 1971), fino ai lavori di sintesi regionali basati sull'analisi degli ambienti idrodinamici (litotipi e facies dominanti) (D'argenio & Scandone, 1970; D'argenio *et alii*, 1973) con le distinte unità stratigrafico-strutturali ed infine con le attuali unità tettoniche di Bonardi *et alii* (1988a), Mostardini & Merlini (1986), Casero *et alii* (1988), Menardi Noguera & Rea (2000), Finetti (2005); Di Nocera *et alii* (2006) e Patacca & Scandone (2007). Le geotraverse pubblicate in forma interpretativa, delle quali è riportato in stralcio un esempio (Fig. 10), rappresentano ancora oggi un valido riferimento per la descrizione dell'assetto tettonico della catena sud-appenninica pur avendo il limite di non consentire ricostruzioni palinspastiche bilanciate in epoca preorogenetica.

Più in generale, i modelli proposti per l'assetto della catena sud-appenninica esprimono diverse opzioni sulle modalità di impilamento delle falde, sull'entità dei raccorciamenti crostali e sui tempi di messa in posto.

Si hanno ricostruzioni che partono da condizioni di coinvolgimento della Moho (Casero *et alii*, 1988; Menardi Noguera & Rea, 2000; Finetti, 2005; Scrocca *et alii,* 2005) a condizioni di strutturazione stadiale che coinvolgono la sola e diversificata copertura sedimentaria. Più ricorrente è la cognizione che l'orogenesi si sia prodotta a spese dei livelli crostali superficiali (*thin skin tectonics*) e quindi, in condizioni di alta pressione e bassa temperatura, con cinematismi non propriamente sequenziali e in parte riconoscibili nel modello della *west dipping subduction* (Doglioni, 1991). Ciò ha prodotto in superficie anchimetamorfismo rilevabile solo nel settore lucano della catena sud-appenninica. Altro elemento è che l'orogenesi si è prodotta a spese della copertura sedimentaria associata tanto alla crosta oceanica quanto alla crosta continentale assottigliata e normale. In superficie le strutture principali rispondono alle tipiche catene a pieghe e a faglie (deformazione) poi sradicate da sovrascorrimenti (strutturazione) come in un tipico *fold and thrust belt system*, dislocato da faglie inverse ad alto angolo,

PROGETTO CARG

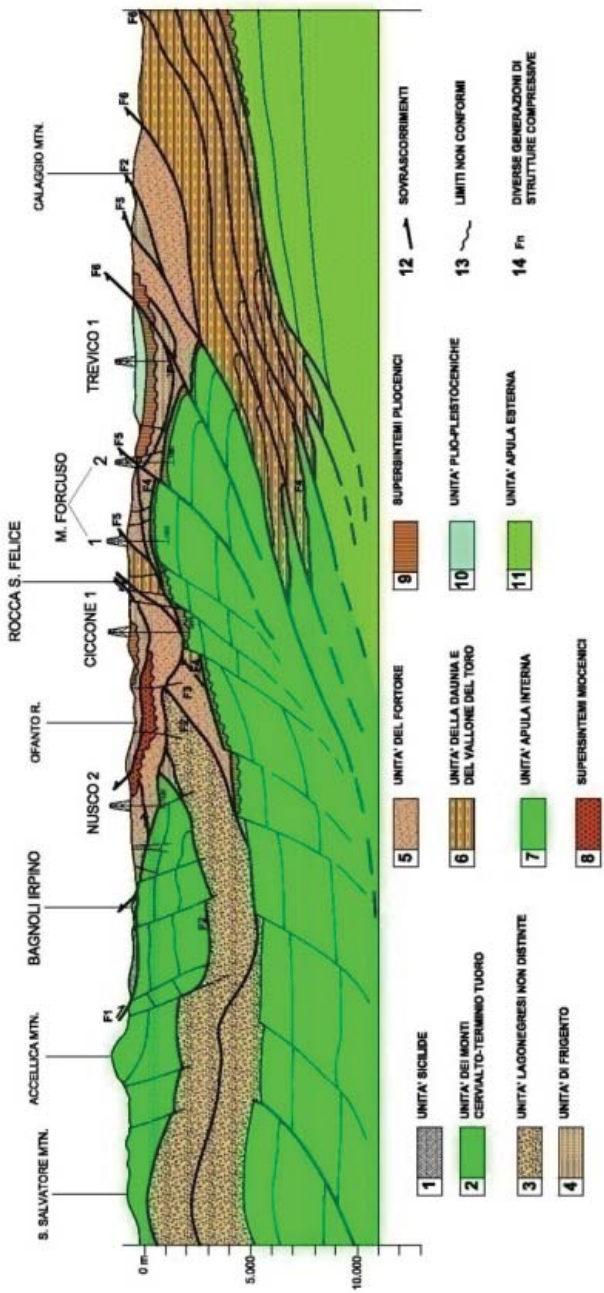


Fig. 10 - *Sezione geologica attraverso l'area del Foglio; (Sezione geologica n°. 6 di* Mostardini & Merlini *(1986), reinterpretata in* Di Nocera et alii *(2006).*

PROGETTO

faglie trascorrenti ed estensionali (Mostardini & Merlini, 1986; Endignoux *et alii*, 1989; Cello *et alii*, 1990; Casero *et alii*,1988, 1991; Carbone & Lentini, 1990; Roure *et alii*, 1991; Finetti, 2005; Finetti *et alii*, 1996; Mazzoli *et alii*, 2000, 2001; Menardi Noguera & Rea, 2000; Di Nocera *et alii*, 2006; Scrocca *et alii*, 2007).

L'assetto strutturale può essere rappresentato, in sintesi, da sistemi di *thrust* listrici sequenziali con geometrie di tipo *ramp-flat-ramp* (Mostardini & Merlini, 1986), sovrapposti a sistemi profondi più complessi con geometrie di tipo *duplex* che coinvolgono anche l'avampaese apulo strutturato alla base della catena (Cello *et alii*, 1987; Patacca & Scandone, 1989a, 1989b; Carbone *et alii*, 1988; Di Nocera *et alii*, 2006).

Nell'insieme tale assetto sembra essere stabilito da una tettonica fuori sequenza (Patacca & Scandone, 1989a, 1989b; Patacca *et alii*, 1992b) o in sequenza ibrida (Di Nocera *et alii*, 2006) per la determinazione di una tettonica da *breaching* (Butler 1983; 1987).

La complessità, tuttavia, non impedisce di rappresentare l'Appennino meridionale e più strettamente quello campano come un assetto composto da falde di ricoprimento con direzione del trasporto tettonico polifasico, verso nord, verso est-nord-est e subordinatamente verso ovest (Fig. 10), che sviluppa i maggiori raccorciamenti nella direzione degli attuali quadranti adriatici.

Lo schema ammissibile può essere rappresentato da quattro elementi tettonici regionali riconducibili a vere e proprie falde di ricoprimento che, dall'esterno verso l'interno, sono:

1) la falda caratterizzata da un sistema ipogeo che ha interessato porzioni marginali esterne del Bacino lagonegrese-molisano (Mostardini & Merlini, 1986) e porzioni della Piattaforma apula interna (Lentini *et alii*, 1990). Tale elemento è un esteso sistema marginale di *foreland thrust belt* in parte affiorante dall'Abruzzo al Golfo di Taranto; esso si individua nella porzione abruzzese-molisana con l'*Unità di Casoli-Bomba* (Patacca *et alii*, 1992b) e si interpreta nella porzione campano-lucana della catena con l'*Apulian thrust system* (Lentini *et alii*, 2002), ove è sepolto dalle falde di provenienza più interna (Mostardini & Merlini, 1986). Tale livello strutturale è affiorante al Monte Alpi (Van Dijk *et alii*, 2000a, 2000b) mentre è subaffiorante a nord della sinclinale dell'Ofanto (Matano & Di Nocera, 2001; Di Nocera *et alii*, 2006). Esso è costituito da depositi meso-cenozoici di bacino pelagico e di transizione a scarpata carbonatica e da depositi di piattaforma carbonatica, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini che interessano l'intervallo temporale del Messiniano-Pliocene. Il livello strutturale ipogeo qui descritto giace in parte sui terreni lagonegresi (Fig. 10);

2) la falda immediatamente sovrapposta è costituita da unità embricate di bacino impostato su crosta continentale cenozoica e mesozoica assottigliata

PROGETTO CARG

(Bacino lagonegrese-molisano) e successioni di bacino di avanfossa del Miocene medio - superiore. Il livello strutturale in descrizione giace sui sedimenti dell'Avanfossa Bradanica costituiti da depositi plio-quaternari che a loro volta, nel sottosuolo della Fossa Bradanica, sono discordanti sui depositi carbonatici della Piattaforma Apula esterna (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii,* 1988);

3) un'ulterore falda è costituita da un insieme di unità tettoniche formate da depositi mesozoici di piattaforma carbonatica (Unità della Piattaforma sud-appenninica), da depositi calcareo-clastici, pelitici e silicoclastici miocenici, connessi ai momenti di annegamento degli stessi domini di piattaforma testimoni della fase di flessurazione regionale che ha preceduto l'impilamento in catena;

4) la falda superiore e più interna è formata da un insieme di scaglie i cui terreni sono riconducibili al dominio oceanico interno (neo-tetide), l'Unità liguride e l'Unità Sicilide; da successioni silico-clastiche del Miocene inferiore di bacino di avanfossa (*Gruppo del Cilento;* Amore *et alii*, 1988a) e nella posizione strutturalmente più elevata dalle unità dell'Arco Calabro (*Unità Calabridi*).

E' da aggiungere che l'evoluzione tettonica dell'orogene sud-appenninico, soprattutto nel Pliocene, si colloca in un contesto di tettonica post-collisionale, descritta secondo due ipotesi:

1) megasutura dovuta all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e la microzolla adriatico-apula, come tipico esempio di tettonica a zolle;

2) megasutura generata da processi di convergenza nulla, secondo il modello della *west dipping subduction* (Doglioni, 1991).

Inoltre, i caratteri della sedimentazione silico-clastica sinorogenica testimoniano una costruzione graduale e progressiva del cuneo tettonico con variazioni fisiografiche continue del sistema catena-avanfossa. La sedimentazione silico-clastica è l'effetto combinato della tettonica e delle variazioni glacio-eustatiche; essa registra periodi di accelerazione della progressione tettonica con fasi di rielaborazione strutturale a tergo dello stesso margine di catena (*breaching*), e segna fasi di relativa calma tettonica e quindi di subsidenza prevalente.

Le unità di provenienza paleogeografica più interna (*Unità Liguride*, *Sicilide e Calabride*) si sono strutturate in conseguenza della formazione del Bacino nord-balearico; il loro impilamento è avvenuto dall'Eocene al Miocene inferiore, coerentemente con la rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene-Miocene inferiore) (Patacca *et alii*, 1992b; Patacca & Scandone 1989a) e il consumo della crosta oceanica neo-tetidea. Nel Miocene inferiore, segue un'accentuazione del trasporto tettonico dell'edificio appenninico verso l'avampaese adriatico e vengono deformate e strutturate in catena le unità riferite al settore meridionale del dominio di piattaforma carbonatica sud-appenninica. Con il Tortoniano medio-superiore si determina l'ultimo evento compressivo prima dell'inizio dei processsi di *rifting* nell'area tirrenica settentrionale ed

PROGETTO CARG

occidentale (Patacca & Scandone 1989a; Patacca *et alii*, 1990) e si giunge alla fase ensialica. A quest'ultima fase corrisponde la tettonica di taglio non sequenziale e il conseguente rimaneggiamento del cuneo tettonico. L'attuale assetto dell'Appennino meridionale è dunque in gran parte dovuto a fasi compressive e traslative avvenute a partire dal Tortoniano medio-superiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampaese (*roll-back* dello *slab* litosferico) cui si accompagna la crescita del bacino di retroarco tirrenico (Patacca & Scandone, 1989a). In particolare, l'assetto strutturale dell'Appennino meridionale può essere in sintesi inquadrato come generato in due stadi:

a) tettonica da *thrust ramping* (Dahlstrom, 1970) con sovrascorrimenti il cui orizzonte di scollamento basale diventa più superficiale procedendo dalla zona interna della catena verso l'avampaese;

b) tettonica da *breaching* (Butler, 1983; 1987) con sovrascorrimenti del tipo *fault cut-off* profondi, che troncano i pre-esistenti sovrascorrimenti più superficiali (Di Nocera *et alii*, 2006; Pescatore *et alii*, 2008). Questi ultimi, coinvolgono l'avampaese apulo già strutturato nella radice esterna della catena (Cello *et alii*, 1987; Patacca & Scandone 1989a; Carbone *et alii*, 1988, 1991) ed anche la stessa Moho (Casero *et alii*, 1988).

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

Nell'area del Foglio le successioni mesozoico-terziare sono state distinte in unità litostratigrafiche di vario rango comprese tra il Giurassico ed il Paleocene. Esse sono state organizzate all'interno delle unità tettoniche di differenti derivazioni paleogeografiche (Fig. 11). Inoltre, le unità litostratigrafiche sono state distinte in successioni pre- orogenetiche e successioni sin- post-orogenetiche. Quelle pre-orogenetiche sono date da successioni continue e/o caratterizzate da discontinuità concordanti (*disconformity*). Le sin- post-orogenetiche sono caratterizzate da successioni con limiti basali non conformi.

In dettaglio le unità litostratigrafiche mesozoico-terziarie affioranti nel Foglio afferiscono a tre distinti domini paleogeografici:

- dominio oceanico (neo-Tetide) di età compresa tra l'Eocene e il Miocene inferiore;
- dominio emi-oceanico della Piattaforma carbonatica sud-appenninica (Piattaforma carbonatica campano-lucana, D'Argenio *et alii*, 1973) di età compresa tra il Giurassico inferiore e il Paleocene;
- dominio di transizione a crosta oceanica (crosta continentale assottigliata) del Bacino lagonegrese-molisano (Pescatore & Tramutoli, 1980; Mostardini & Merlini, 1986; Di Nocera *et alii*, 2006), caratterizzato da successioni di età compresa tra il Cretaceo inferiore e il Miocene medio.

Le unità litostratigrafiche pre-orogeniche sono state raggruppate in unità tettoniche di provenienza interna ed esterna. Al dominio oceanico neo-tetideo è attribuita l'*Unità Sicilide* ritenuta di provenienza interna. Di provenienza esterna sono considerate le unità derivanti dal dominio di Piattaforma carbonatica che, a

PROGETTO CARG

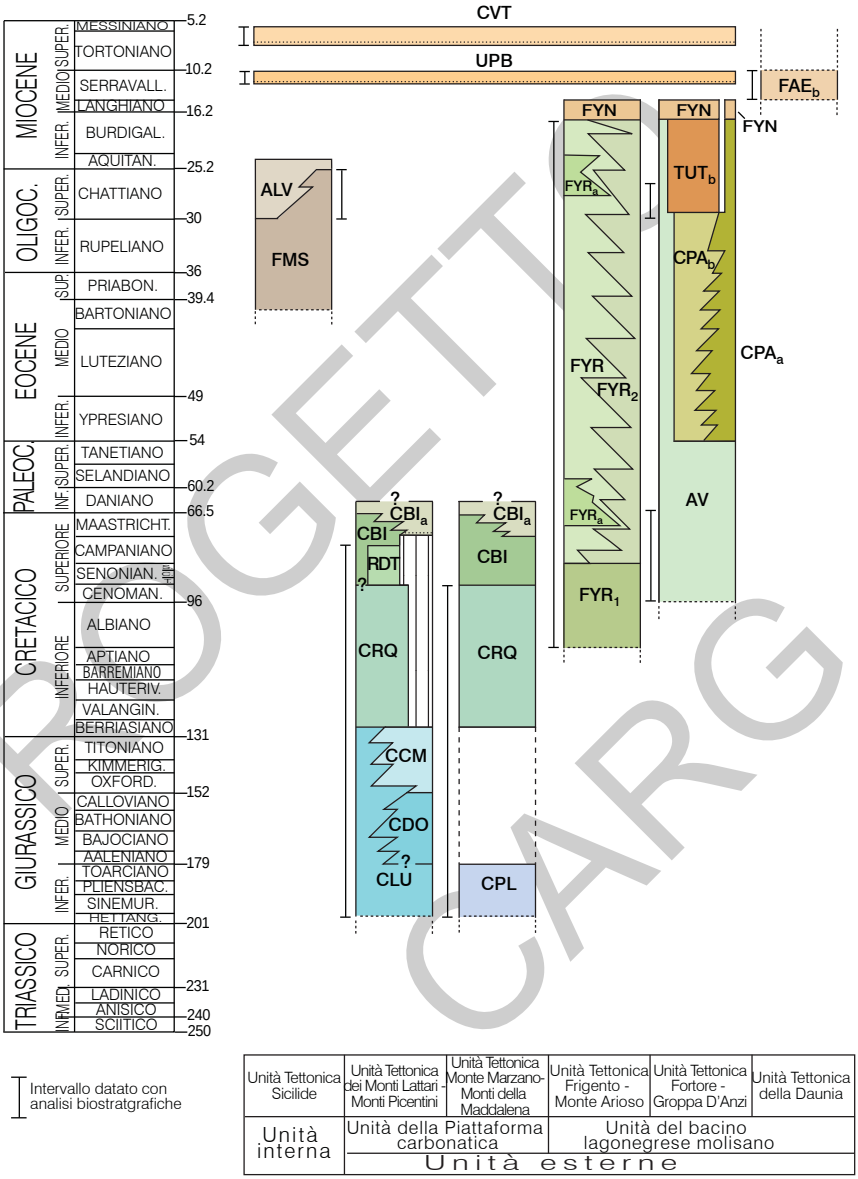


Fig. 11 - *Schema cronostratigrafico delle unità tettoniche del substrato meso-cenozoico affioranti nel Foglio.*

PROGETTO CARG

scala regionale, costituiscono l'*Unità della Piattaforma appenninica* e, distinta alla scala dei singoli fogli geologici, l'*Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini* e l'*Unità di Monte Marzano - Monti della Maddalena*. Di derivazione esterna sono considerate anche le unità tettoniche generatesi dalla crosta di transizione continentale-oceanica, del Bacino lagonegrese - molisano che costituiscono nel Foglio *l'Unità di Frigento - Monte Arioso*, l'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* e l'*Unità della Daunia*. Quest'ultima, in posizione più esterna, risulta influenzata prevalentemente dagli apporti calcareo-clastici del più esterno dominio di transizione, verosimilmente la Piattaforma apula interna sepolta.

Le unità litostratigrafiche sin- post-orogeniche sono riferibili alle successioni silicoclastiche torbiditiche del Miocene inferiore - superiore e alle successioni sintematiche terrigene del Pliocene inferiore - superiore. Le prime si possono riferire a depocentri di sedimentazione con tassi di sedimentazione relativamente alti e con condizioni di sottosaturazione del bacino. Esse poggiano, in discordanza angolare, sulle unità sottostanti (Fig. 11) e sono individuate dall'*Unità di Pietra Boiara* (**UPB**), di età Serravalliano medio - superiore, e dalla *Formazione di Castelvetere* (**CVT**), di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

Le successioni silicoclastiche del Pliocene inferiore *p.p.* - superiore *p.p.* spaziano da ambiente marino ad ambiente continentale con *trend* di tipo *shoaling-upward*. Si caratterizzano con depocentri di sedimentazione paleogeograficamente ampi ma con lama d'acqua sottile, condizioni che definiscono stati di sovrassaturazione dell'ambiente deposizionale. Le successioni sono in prevalenza composte da

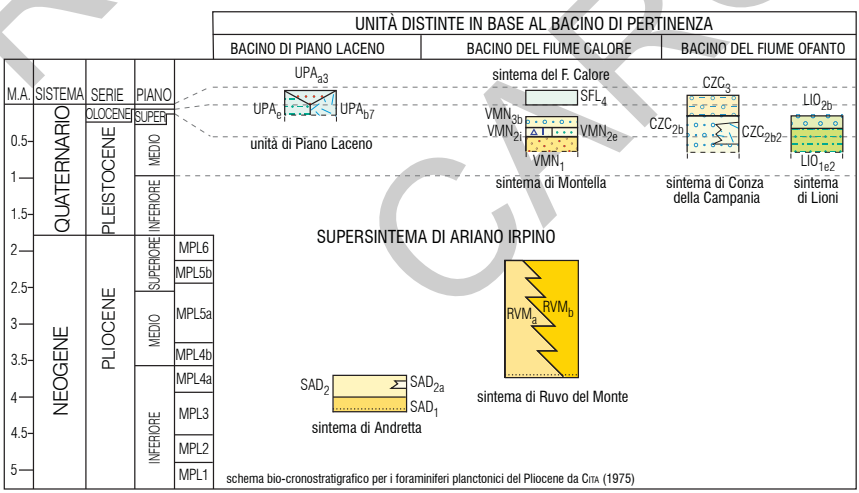
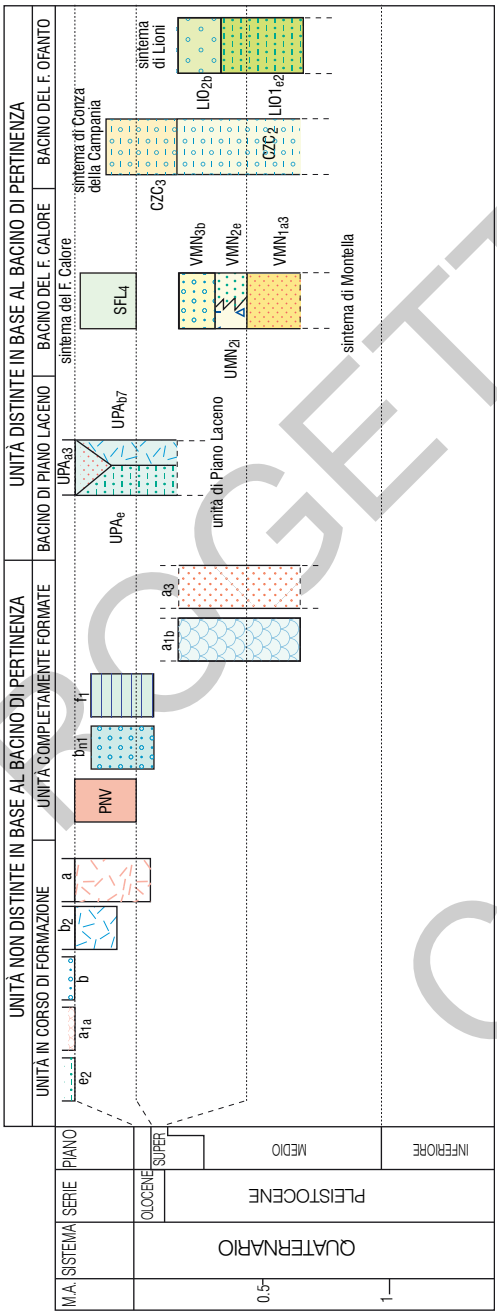


Fig. 12 - *Schema cronostratigrafico delle unità del Pliocene inferiore* p.p. - *superiore* p.p. *del super-sintema di Ariano Irpino affioranti nel Foglio.*

PROGETTO CARG



associazioni argillose, sabbiose e conglomeratiche. Tali successioni sono state ascritte al *supersintema di Ariano Irpino* (Fig. 12) e sono state ulteriormente differenziate in unità sintemiche di ordine gerarchico inferiore quali il *sintema di Andretta* (**SAD**) e il *sintema di Ruvo del Monte* (**RVM**).

I depositi quaternari presenti nel Foglio, rappresentati nello schema cronostratigrafico di Figura 13 sono stati raggruppati in unità distinte in base al bacino di pertinenza e in unità non distinte in base al bacino di pertinenza, queste ultime differenziate a loro volta in unità in formazione ed unità completamente formate. Le unità distinte in base al bacino di pertinenza, identificate in funzione del bacino idrografico di riferimento, appartengono ai bacini del Fiume Ofanto, del Fiume Calore ed alla conca endoreica di Piano Laceno.

Nel bacino del Fiume Ofanto sono stati differenziati il sintema di Conza della Campania (**CZC**) e quello di Lioni (**LIO**); nel bacino del Fiume Calore il sintema di Montella (**VMN**) e il sintema del Fiume Calore (**SFL**).

Fig. 13 - *Schema cronostratigrafico delle unità quaternarie affioranti nel Foglio.*

PROGETTO CARG

L'esistenza di limiti inconformi tra i diversi depositi ha permesso un'ulteriore differenziazione delle unità sintematiche in unità di rango gerarchico inferiore, per cui il sintema di Conza della Campania è stato diviso nei subsintemi del Torrente Sarda (**CZC_3**) e di Caperroni (**CZC_2**) e il sintema di Lioni in quelli di Casa Garofalo (**LIO_2**) e di Ponterotto (**LIO_1**). Il sintema di Montella è costituito dai subsintemi di Sorbo (**VMN_1**), Case Marinari (**VMN_2**) e Folloni (**VMN_3**) e, infine, il sintema del Fiume Calore è composto dal solo subsintema dell'Ufita (**SFL_4**). Le successioni clastiche contenute nella conca tettono-carsica di Piano Laceno formano, invece, l'unità indifferenziata di Piano Laceno (**UPA**), all'interno della quale sono presenti diverse litofacies, una francamente lacustre, una detritica ed una colluviale.

Alle unità in corso di formazione, nell'ambito delle Unità non distinte in base al bacino di pertinenza, appartengono il deposito di versante (**a**), la coltre eluvio-colluviale (**b_2**), il deposito alluvionale (**b**), il deposito di frana (**a_{1a}**), il deposito di ritenuta d'invaso (**e_2**) e il deposito antropico (**h**); fanno invece parte delle unità completamente formate l'unità vulcanica di Piano delle Selve (**PNV**), il deposito di frana antica (**a_{1b}**), il detrito di falda (**a_3**) e il travertini (**f_1**).

1. - UNITÀ TETTONICA DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA INTERNA

1.1. - Unità Sicilide

L'*Unità Sicilide* (D'argenio *et alii*, 1973; 1975; Ippolito *et alii*, 1973), correlabile al Complesso Sicilide della Lucania (Ogniben, 1969) o anche alle Coltri Lucane di Selli (1962), è l'unità più interna e strutturalmente elevata presente nell'area del Foglio. Essa è esposta in lembi fortemente scompaginati con estensione variabile a sud dell'asta fluviale del Fiume Ofanto ed entro la valle del Fiume Calore. L'*Unità Sicilide* (**SI**) poggia tettonicamente sui terreni *dell'Unità della Piattaforma appenninica* e sui terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi (***FYR)**; le unità del miocene medio - superiore (**UPB** e **CVT**), suturano tale sovrascorrimento. I terreni dell'*Unità Sicilide* sono sottoposti per retroscorrimento all'*Unità tettonica di Frigento - Monte Arioso* (**FR**) ed all'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* (**FO**).

L'*Unità Sicilide* è gerarchizzata in un'unità di ordine superiore: il *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**), che comprende diverse unità litostratigrafiche nel complesso attribuite al Cretacico inferiore - Miocene inferiore, nel settore studiato, sono costituite dal basso verso l'alto da:

- *Formazione di Monte Sant'Arcangelo* (**FMS**), di età Eocene medio *p.p.* - Oligocene superiore;

PROGETTO CARG

- *Argille Varicolori Superiori* (**ALV**), di età Oligocene superiore - Miocene inferiore *p.p.*

Le formazioni sono tra di loro parzialmente eteropiche nella porzione superiore dove si rinvengono nella successione alternanze di arenarie arcosiche.

1.1.1. - *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**)

1.1.1.1. - Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**)

L'unità litostratigrafica si correla regionalmente al membro Sant'Arcangelo delle Argille Variegate del Complesso sicilide di Ogniben (1969). Questa unità risulta costituita prevalentemente da alternanze di argilliti varicolori, torbiditi marnoso-calcaree di tipo TBT, brecciole calcaree e calcareniti laminate e litareniti.

La Formazione di Monte Sant'Arcangelo affiora prevalentemente nel settore centro-meridionale del Foglio ed è molto diffusa in corrispondenza della destra orografica del Fiume Calore, a sud di Nusco, lungo le incisioni del T.te Gargone ed entro la Valle l'Avetta. In questa località è stata ricostruita una porzione stratigrafica di circa 125 metri costituita da fitte alternanze di calcari marnosi, spessi, di colore giallo chiaro o crema, massivi o caratterizzati da laminazione piano-parallela, ondulata e convoluta; calcari marnosi e calcareniti fini a cemento bianco o giallastro in strati sottili e medi, torbiditici (T_{b-c}); argille marnose di colore grigio-verde in strati sottili e medi; marne in strati spessi di colore bianco o rosa con laminazione piano-parallela sfaldabile tipo "marna fogliarina" e fratturazione discontinua con clivaggio di fratturazione fino a costituire il tipico *pencil cleavage*. Nelle marne sono evidenti tracce di bioturbazione e concentrazioni di minerali pesanti quali pisoliti manganesifere, limonite e glauconite. Verso est i litotipi descritti passano con gradualità ad alternanze di arenarie arcosico-litiche di colore marroncino, torbiditiche, in strati da sottili a spessi, e ad argille verdi di colore marrone scuro e rosso, in strati medi e spessi. Ad est dell'abitato di Nusco, tra i toponimi Campo di Nusco e Serro Nudo, in località Serpentina, si rinvengono, inoltre, associate alle litologie sopra descritte, intercalazioni di calcari cristallini biancastri. Tra gli abitati di Teora e Materdomini, lungo gli impluvi dei V.ni Salieri e del Demanio è esposta prevalentemente la porzione più calcarea costituita da calcari marnosi bianchi e rosa in strati sottili e medi, laminati, calcareniti fine bianche, in taluni luoghi torbiditiche, con intercalazioni di marne argillose giallastre, verdastre ed azzurre in strati medi e spessi, a frattura prismatica; nella parte alta si rinvengono calcilutiti giallo-scure del tipo "pietra paesina" e rare arenarie di colore marrone e grigio scuro, a grana medio-fine e massive. Altri affioramenti si rinvengono a

PROGETTO CARG

sud-est di Sella di Conza, in corrispondenza della località Ilarione. L'ambiente deposizionale è marino pelagico con apporti torbiditici. Lo spessore della formazione è di circa 450 m. Il limite stratigrafico inferiore della formazione non è osservabile; **FMS** passa superiormente, con rapporto latero-verticale, alle *Argille Varicolori Superiori* (**ALV**). In contatto erosivo e discordante su **FMS** poggiano le unità mioceniche riferibili a **UPB** e **CVT**$_{1a}$. La formazione si ritrova in contatto tettonico sui terreni carbonatici dell'*Unità dei Monti Picentini - Monte Marzano* (**CRQ**) nella Valle del Fiume Calore, e sui terreni *dell'Unità di Frigento - Monte Arioso* (**FYR** e **FYR**$_a$) in prossimità di Castelnuovo di Conza. La formazione è sottoposta tettonicamente ai terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* (**CPA**$_b$), a sud di Nusco.

Microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Praeorbulina* sp. Microbiofacies a nannoplancton: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud) Deflandre, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler. & Wade) Bukry & Percival, riferibile all'Oligocene superiore; in accordo con Di Nocera *et alii* (2006) la parte bassa della successione è riferibile all'Eocene medio *p.p*.
EOCENE MEDIO p.p. - OLIGOCENE SUPERIORE

1.1.1.2. - Argille Varicolori Superiori (**ALV**)

L'unità litostratigrafica delle *Argille Varicolori Superiori* (**ALV**) è identificabile con il membro superiore delle Argille Variegate di Ogniben (1969). Essa è una successione prevalentemente pelitica con intercalazioni di torbiditi calcaree-marnose. I terreni di questa unità sono distribuiti nella porzione meridionale e centrale del Foglio. Affiorano in destra orografica del Fiume Ofanto, sono ben conservati nelle depressioni morfostrutturali della valle del Fiume Calore e costituiscono, inoltre, i rilievi collinari, presso lo spartiacque appenninico, nell'intorno della Sella di Conza.

Nella valle del Fiume Calore i terreni di **ALV** si osservano ad ovest dell'abitato di Bagnoli Irpino lungo il T.te Lacinolo e, più a nord, nei dintorni dell'abitato di Ponteromito e a nord dell'abitato di Cassano Irpino. Le migliori esposizioni si incontrano in tutta l'area compresa tra il V.ne Acqua Bianca e il Fiume Ofanto, presso la località La Fiorentina, e nell'alta Valle del Fiume Sele, a sud di Materdomini. In generale i terreni di **ALV** si presentano sub-affioranti, per lo più disorganizzati, raramente con intervalli stratigrafici superiori a 5 metri e in assetto caotico. I litotipi sono, infatti, intensamente tettonizzati, come dimostra la fissilità delle marne e la scagliosità delle argille (*broken formation* di Casero *et alii*, 1988).

PROGETTO CARG

In corrispondenza dell'area di Sella di Conza, al Valico appenninico, i terreni **ALV** sono costituiti da argille ed argilliti policrome rosse, verdi e violacee, argilliti e marne argillose grigio-azzurrognole, in strati medi e sottili, comunemente con intercalazioni di vari pacchi di strati litoidi eterogenei e discontinui, da poco a medio-spessi, costituiti da strati calcarei ruditici grigio-scuri (con tessitura *pack-grainstones*) ad alveoline e nummuliti, fratturati, ricchi di vene calcitiche e, in alcuni casi, ricristallizzati con patine limonitiche; si alternano marne calcaree compatte di colore grigio-avana o azzurrognolo. In corrispondenza della sinistra orografica del Fiume Calore, a queste litologia si associano marne silicifere rossastre e giallastre, tipo "pietra paesina", marne calcaree e calcari marnosi diasprigni con laminazioni piano-convolute di origine torbiditica, subordinatamente, siltiti, arenarie quarzose, litareniti con minerali femici presenti nella parte alta. La geometria della deformazione è alquanto ordinata alla meso-scala; associazioni meso-strutturali quali mesopieghe asimmetriche con trasporto di materia verso la zona di cerniera e con fianchi stirati boudinati ed asimmetrici nella direzione nord-est; si associano piani meccanici, clivaggio discontinuo entro i livelli litoidi e clivaggio pervasivo e continuo entro i livelli argillosi. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo, lateralmente variabile ad aree prossime al margine del bacino, probabilmente influenzate sia da una ruga cristallina sia da una scarpata carbonatica. Lo spessore stimato è di circa 150 m.

L'assetto caotico e le cattive condizioni di esposizione di **AVL** rendono poco chiari i rapporti stratigrafici con **FMS**, che si suppongono in rapporto latero-verticale. Su **AVL** poggiano, in contatto erosivo e discordante, le unità del miocene medio - superiore (**UPB**, **CVT$_1$** e **CVT$_2$**). **AVL** poggia tettonicamente sui termini cretacici dell'*Unità dei Monti Picentini - Monte Marzano* (**CRQ**), a sud dell'abitato di Bagnoli Irpino e a sud-ovest dello stesso abitato presso C. Branca. **AVL** è in rapporto tettonico al letto con i terreni dell'*Unità di Frigento - Monte Arioso* (**FYR$_2$**) a sud dell'abitato di Conza della Campania presso M.a Ciccone.

I campioni relativi a questa successione sono risultati sterili alle analisi paleontologiche. Per i rapporti latero-verticali di questa unità con **FMS** si presume un'età dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore, in accordo anche con i dati di letteratura (Carbone & Lentini, 1990).

OLIGOCENE SUPERIORE - MIOCENE INFERIORE p.p.

2. - UNITA' TETTONICHE DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA ESTERNA

2.1. - Unità della Piattaforma appenninica

In corrispondenza del gruppo montuoso Terminio-Tuoro-Cervialto, nei Monti

PROGETTO CARG

Picentini e al Monte Marzano, affiora la porzione giurassico-paleogenica di piattaforma carbonatica correlabile all'Unità Alburno-Cervati (D'Argenio *et alii*, 1973). Nell'area del Foglio, tale successione carbonatica passa lateralmente e a luoghi per intercalazione, ad associazioni di ambiente di scarpata carbonatica; tali associazioni litostratigrafiche sono attribuibili ai terreni *dell'Unità dei Monti della Maddalena* (D'Argenio, 1966; Bonardi *et alii*, 1988a; Carannante *et alii*, 1994, Pappone, 1990). Queste variazioni laterali di ambienti possono essere indicative di una piattaforma carbonatica, con passaggi repentini da condizioni peritidali fino a regimi di alta energia e a condizioni di piattaforma esterna. Nel Foglio le peculiarità predette sono evidenziate nei terreni riferibili all'*Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini* e all'*Unità del Monte Marzano - Monti della Maddalena* (Fig. 10) distinguibili dalla più ampia *Unità della Piattaforma appenninica*.

2.1.1. - *Unità tettonica dei Monti Lattari - Monti Picentini*

Le successioni mesozoico-terziarie calcaree e calcareo-dolomitiche di piattaforma carbonatica dell'*unità dei Monti Lattari - Monti Picentini* affiorano al bordo settentrionale ed occidentale dei Monti Picentini, in corrispondenza della porzione meridionale del Foglio; esse sono riferibili ad un intervallo cronostratigrafico compreso tra il Giurassico inferiore e il Paleocene. I terreni si compongono di associazioni di facies riferibili ad un ambiente tidale esteso fino al margine peritidale di una piattaforma carbonatica aperta con tipiche sequenze negative (*shallowing upward*). Evidenze sedimentologiche, stratigrafiche, bio-climatiche supportano la persistenza di ambienti a bassa e medio-alta energia riferibili ad ambiente supratidale fino al margine della piattaforma carbonatica, dal Giurassico al Cretacico superiore. L'ambiente supratidale è rappresentato da livelli loferitici individuati da elementi quali: il micropaleocarsismo; la presenza di livelli siltosi grigi bioturbati che passano a livelli siltosi rossastri associati a brecce intrabacinali con matrice siltosa rossastra; rare stromatoliti in posizione fisiologica e, in altri casi, da laminiti di argine di canale di marea. L'ambiente intertidale è rappresentato da porzioni monotone di calcilutiti massive (a tessitura tipo *mudstone* e *wackestone*) ricche in alghe calcaree, con bioturbazione raramente visibile; l'insieme è interrotto latero-verticalmente da calcareniti oolitiche e detritico-bioclastiche. Il margine della piattaforma è rappresentato da depositi di ambienti subtidali ricchi in calcareniti oolitiche, detritiche e bioclastiche e da calciruditi eterogranulari e vere e proprie brecce intrabacinali. Questi depositi clastici sono molto diffusi nell'ambito dell'unità e in modo discontinuo; essi configurano corpi sedimentari significativi la cui distribuzione sembra essere limitata da paleofaglie. Queste litofacies e la loro geometria, potrebbero rappresentare la testimonianza di una fisiografia del margine della piattaforma

PROGETTO CARG

carbonatica controllata dalla tettonica, caratterizzata dall'alternanza di altofondi e bassofondi, questi ultimi idonei ad accogliere grandi volumi di risedimenti. I limiti di questi accumuli intrabacinali corrisponderebbero quindi a paleofaglie con carattere distensivo (Sgrosso, 1988b). In considerazione di ciò si ritiene possibile che alcuni tra i limiti tettonici cartografati, che pongono ripetutamente a contatto i terreni giurassici e cretacei, possano individuare faglie di età cretacica sia perimetrali che trasversali all'ambiente di piattaforma carbonatica. In generale, la tettonizzazione di questi terreni non ha consentito di sviluppare sezioni sistematiche bio-cronostratigrafiche di campionamento; pertanto, si è tentato di individuare un limite cronostratigrafico tra il Gurassico inferiore e il medio - superiore; tra il Giurassico superiore e il Cretaceo inferiore e tra questo e il Cretaceo superiore. Il primo limite è stato posto in corrispondenza di calcari marnosi posti sopra i calcari a *Palaeodasycladus* e in considerazione dell'altezza stratigrafica dei primi livelli di calcari oolitici; il secondo è stato posizionato sopra i calcari oolitici ed oncolitici al termine dei livelli a *Clypeina jurassica* Favre, e dei livelli con alga calcarea *Cladocoropsis mirabilis* Felix; il terzo limite è stato individuato al di sotto dei calcari a radiolitidi. Questo limite segna l'inizio di facies molto differenziate rispetto a quelle più monotone sottostanti. Le microfaune all'interno delle unità litostratigrafiche sono state integrate dai dati presenti nel contiguo Foglio n. 449 Avellino e nelle relative Note Illustrative in corso di relizzazione da parte dello stesso gruppo di lavoro.

Le unità litostratigrafiche rilevate sono in successione, dal basso verso l'alto, le seguenti: *calcari e calcari dolomitici* (**CLU**), *calcari oolitici e oncolitici* (**CDO**), *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**), *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**) e *calcari a radiolitidi* (**RDT**). In alcune zone della piattaforma seguono i calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**).

2.1.1.1. - calcari e calcari dolomitici (**CLU**)

L'unità è presente, nel settore meridionale del Foglio, in un'area limitata nei pressi dell'abitato di Caposele. L'unità risulta costituita da calcareniti detritiche di colore grigio-chiaro del tipo tessiturale *grainstone* e *packstone* in livelli stratiformi molto spessi e rare calcareniti con livelli di stromatoliti, calcilutiti grigie spatizzate con fantasmi di gasteropodi con tessitura neomorfica da una originario *mudstone* e/o *wackestone*. Le calcareniti e calcilutiti bianche e grigie sono ricche di frammenti di *Palaeodasycladus mediterraneous* (Pia); si intercalano calcari oncolitici, calcareniti e calcilutiti scure, con rare *fenestrae* e piccoli gasteropodi, conglomerati con clasti angolosi, eterometrici e bioclasti di lamellibranchi, gasteropodi e coralli coloniali. A luoghi sono presenti *Orbitopsella sp.*, *Valvulina lugeoni* Septfontaine, trocoline; nella parte alta *Clypeina jurassica* Favre. Nella

PROGETTO CARG

gran parte degli affioramenti è prevalente lo stato di forte tettonizzazione e la dolomitizzazione totale della roccia. Ambiente di piattaforma tidale prossimo a barre marginali. Lo spessore in affioramento è stimato di circa 700 m. Il limite inferiore stratigrafico non è affiorante; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **CVT_1**.

In base al contenuto della microfauna e in accordo con i dati riferibili a questa unità, presenti in diversi fogli dell'Appennino meridionale, si attribuisce un'età del Giurassico inferiore *p.p.* - Cretacico inferiore *p.p*; si ipotizza pertanto che nella parte media e alta **CLU** sia in rapporti eteropici con **CDO** e **CCM**.
GIURASSICO INFERIORE p.p. - CRETACICO INFERIORE p.p.

2.1.1.2. - calcari oolitici ed oncolitici (**CDO**)

L'unità è presente in aree limitate del settore meridionale; rari affioramenti si trovano in destra orografica della valle del Fiume Calore, in corrispondenza dei versanti nord-occidentali della Montagna di Mezzo e del Magnone ed a sud-est del rilievo di Monte Castel Pagano. L'unità è costituita da calciruditi bianche, nodulari, ad oncoliti ed ooliti con tessitura del tipo *wackestone* e *packstone* in livelli stratiformi da spessi a molto spessi e con superfici di base piane; calcareniti con grani ad elementi detritici (tipo *packstone* e *grainstone*) e bioclastici (gasteropodi, spugne e briozoi) bianchi ed avana con *Orbitopsella praecursor* Gümbel, in forme tabulari da medie a spesse. Sono presenti anche biocalcareniti spatizzate. Tra i macrofossili sono frequenti i resti di piccoli lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi. Nell'insieme questi litotipi si riferiscono ad un ambiente di piattaforma aperta ad alta energia. Lo spessore in affioramento è di circa 100 m. Il limite inferiore stratigrafico non è affiorante; il limite superiore è stratigrafico con **CCM**.

Il contenuto microfossilifero è rappresentato da foraminiferi bentonici e alghe verdi, spesso associati a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Cayeuxia* sp. e ostracodi. Tra i macrofossili sono frequenti resti di piccoli lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi. Nella parte inferiore e media si rinvengono *Mesoendothyra croatica* Gusic, *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Pfenderella arabica* Redmond, *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti e, limitatamente alla parte basale, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas). La parte alta è caratterizzata dalla presenza di *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti, *Satorina apuliensis* Fourcade & Chorowics, *Kilianina blancheti* Pfender, alle quali sono frequentemente associati resti di brachiopodi e coralli oltre che di molluschi ed echinodermi.
GIURASSICO MEDIO

PROGETTO CARG

2.1.1.3. - calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**)

L'unità affiora nella parte centro-meridionale del Foglio; i terreni sono molto diffusi ne Il Vallone, tra il Monte Ramatico e la Montagna di Mezzo, entro le valli intramontane a nord di M.te Calvello e nelle porzioni basse dei versanti settentrionali di La Martina, Oppido e Monte Vallicelle. Affioramenti significativi si ritrovano in destra orografica della valle del Fiume Calore, in corrispondenza dei versanti occidentali del M. Magnone e dellla Montagna di Mezzo. Qui si riscontrano: calcari oolitici del tipo tessiturale *grainstone* intercalati a *grain-packstone* detritici e bioclastici; *packstone* ooidali, calcari del tipo tessiturale *mudstone* e *wackestone* con *Cladocoropsis mirabilis* Felix, con strutture nodulari algali e coralli, *mudstone* ad ostracodi. Verso l'alto si rinvengono *mudstone* a nerinee ed altri gasteropodi, con *Trocholina elongata* (Leupold) e *Clypeina jurassica* Favre; nei livelli oolitici sommitali si rinvengono faune del Cretaceo inferiore basale. Tra i macrofossili, sporadici resti di lamellibranchi e gasteropodi. Nell'insieme questi litotipi si riferiscono ad ambiente di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore in affioramento è di circa 600 m. Il limite inferiore è stratigrafico con **CDO**; il limite superiore è stratigrafico con **CRQ**, discontinuo con **CBI**$_a$.

Microbiofacies a microforaminiferi bentonici: *Salpingoporella sellii* (Crescenti). *Campbelliella striata* (Carozzi), *Clypeina jurassica* Favre, *Clypeina parvula* (Carozzi), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Favreina salevensis* (Parejas); nella parte inferiore e media della successione si rinviene la presenza di *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Kurnubia wellingsi* (Henson), *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Pfenderella arabica* Redmond, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti-Morano.
OXFORDIANO - BERRIASIANO p.p.

2.1.1.4. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

L'unità affiora prevalentemente lungo il bordo nord occidentale dei Monti Picentini ed è costituita da calcareniti oolitiche e ad ooidi, detritiche, di colore grigio-chiaro, del tipo tessiturale *grainstone* e *packstone* in livelli stratiformi molto spessi, calcari detritici a peloidi, calcilutiti grigie spatizzate con fantasmi di gasteropodi con tessitura neomorfica da un originario *mudstone* e/o *wackestone*, calcareniti e calciruditi grigie dolomitizzate e dolomie grigio-scure con nerinee, brecciole detritiche grigio-chiare ed avana. Si rinvengono inoltre calcilutiti bianche e grigie, dolomie di color grigio, molto spesse, scure, stromatolitiche con laminazione incrociata ed *hummocky*. Evidenti sono le strutture da essiccamento (*fenestrae*) ed i livelli detritici ossidati poggianti su superfici di erosione. I litotipi

PROGETTO CARG

descritti si susseguono in sequenze negative e costituiscono ciclotemi peritidali. In destra orografica del Fiume Calore, brevi intervalli stratigrafici si possono osservare lungo la S.S. 368 tra l'abitato di Bagnoli Irpino e il Lago Laceno; in sinistra orografica del Fiume Calore tra gli abitati di Cassano Irpino e Montella e a sud di questa, in corrispondenza de Il Vallone, al Monte Castel Pagano e al Monte Ramatico. La stratificazione è rara e/o poco visibile, a luoghi lenticolare, con laminazione piana. Sono frequenti sistemi di fratture da oblique a subverticali, con un clivaggio di fratturazione spaziato e subverticale o anastomizzato. Rare esposizioni dei terreni **CRQ** si possono osservare ad ovest dell'abitato di Caposele presso Monte Vallicelle. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore è di circa 500 m. Il limite stratigrafico inferiore è con **CCM**; il limite stratigrafico superiore è con **RDT,** discontinuo concordante con **CBI**, erosivo discordante con **UPB** e **CVT_1**. L'unità è sottoposta tettonicamente, nel sottosuolo, a **ALV** e **FMS** dell'*Unità Sicilide*.

Questa formazione, di età Neocomiano - Cenomaniano, è stata suddivisa in quattro membri seguendo la nomenclatura adottata nell'ambito del progetto CARG per l'intero Appennino meridionale. Dal basso verso l'alto si riconoscono rispettivamente: il membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate (**CRQ_1**); il membro dei calcari e marne ad *Orbitolina* (**CRQ_2**); il membro dei calcari e dolomie a lamellibranchi (**CRQ_3**); il membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ_4**). Nei fogli contigui sono stati cartografati alcuni di questi membri, mentre in questo Foglio non è stata eseguita nessuna suddivisione per il fatto che il rilevamento del presente Foglio è stato realizzato prima della elaborazione di tale schema litostratigrafico.

Microbiofacies a foraminiferi bentonici: **nella parte bassa** *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult & Vila, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Bacinella irregularis* Radoičić, *Triploporella marsicana* Praturlon, Valvulinidae, cuneoline primitive e piccole alghe dasicladacee tra le quali *Actinoporella podolica* (Alth), *Salpingoporella melitae* Radoičić, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella cemi* Radoičić, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić. Sono inoltre presenti *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro), *Epimastopora cekici* Radoičić, Valvulinidae, Textularidae, ostracodi e piccoli gasteropodi; **nella parte media** *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (Roemer), *Orbitolina* (Mesorbitolina) *parva* Douglas, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Salpingoporella dinarica* Radoičić, characee, ostracodi, lamellibranchi e gasteropodi (Aptiano *p.p.*); **nella parte alta** *Cisalveolina fraasi* (Gümbel), *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biconcava bentori* Hamaoui &

PROGETTO CARG

Saint-Marc, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex* Omara, *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Neoiraqia insolita* (Decrouez & Oullade), *Nummoloculina* sp., *Sabaudia* sp., *Archaealveolina reicheli* (De Castro), Milolidae, Nezzazatidae, Rotalida (Cenomaniano *p.p.* - Aptiano *p.p.*).
NEOCOMIANO p.p. - CENOMANIANO

2.1.1.5. - calcari a radiolitidi (**RDT**)

L'unità affiora prevalentemente nella parte centrale dei Monti Picentini. I terreni di **RDT** occupano le porzioni sommitali del M. Il Montagnone fino a Serrone Pizzuto; si rinvengono nei rilievi che bordano Piano Laceno e localmente affiorano nei rilievi in sinistra orografica del F. Sele nei dintorni di Cassano. I calcari a radiolitidi sono costituiti principalmente da calcareniti e calciruditi grigio-avana con gasteropodi turriculati, rudiste *s.s.* (ippuriti e radioliti), nerinee, coralli isolati e, in colonie, briozoi con vene di calcite spatica sin-diagenetica; calcareniti oolitiche grigio chiare, dolomitiche, in strati molto spessi; brecce calcaree e dolomitiche di colore grigio chiaro con frammenti di rudiste e coralli. Gli strati sono spessi o molto spessi, intercalati a strati di medio spessore di calcareniti avana. Queste sono costituite da grani detritici e più raramente scheletrici (botroidi, ooidi), grossolane e gradate. I litotipi, osservabili a Monte Calvello, formano, in taluni luoghi, alternanze di livelli stratiformi spessi e con geometria tabulare alla scala dell'affioramento. L'organizzazione stratale evidenzia porzioni di sequenze negative alla scala metrica (1 – 10 m) relative ad un ambiente di piattaforma composita (altofondi e bassofondi) con *talus* detritici interni al suo margine, strettamente legati ad aree di rifornimento di ambiente circalittorale. La mancata osservazione di una sezione stratigrafica continua (per motivi di esposizione e di tettonizzazione) e la prevalenza dei caratteri clastici della sedimentazione non consente di individuare livelli indicativi di diastemia o emersione; raramente sono accennate evidenze con livelli calciruditici ossidati e fratture di dissoluzione dovute a paleo-microcarsismo. Lo spessore è di circa 300 m. Il limite inferiore è stratigrafico con **CRQ**; il passaggio a **RDT** è netto ed è caratterizzato da una marcata differenziazione litologica oltre che faunistica; il limite superiore è discontinuo con **CBI** ed erosivo con discordanza angolare con **UPB** e $\mathbf{CVT_{1a}}$.

Microbiofacies a foraminiferi bentonici: *Accordiella conica* Farinacci, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), *Scandonea samnitica* De Castro, *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, *Stensioina surrentina* Torre, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Aeolisaccus kotori* Radoičić, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Ranieri),

PROGETTO CARG

Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas, *Cisalveolina fallax* Reichel, *Pseudolituonella reicheli* Marie, Miliolidae, rari foraminiferi planctonici.
TURONIANO - CAMPANIANO

2.1.1.6. - calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**)

Questa formazione detritica carbonatica affiora sui rilievi meridionali che bordano il Piano Laceno, presso il Monte Cervarolo di Bagnoli, al Monte Pollaro, nei pressi di Serro della Falasca e in località Oppido e La Martina. Si tratta di livelli stratiformi tabulari o lenti di calciruditi e calcareniti grigio-avana con vene di calcite spatica, sin-diagenetiche, ad elementi spigolosi i cui clasti presentano inclusioni di gasteropodi turriculati, rudiste (ippuriti e radioliti), nerinee, coralli isolati ed in colonie, briozoi, ooliti ricementate grigio chiaro e gasteropodi alternati a calcilutiti. Si rinvengono anche brecce calcaree e dolomitiche di colore grigio chiaro con matrice calcarenitica del tipo tessiturale *packstone* e *wackestone* con elementi di piattaforma carbonatica del Cretaceo superiore (frammenti di rudiste e coralli); la base degli strati è erosiva, gli spessori sono variabili da due metri ad alcuni decimetri; le brecce risultano intercalate a calcareniti avana di medio spessore; calciruditi e calcareniti massive e parzialmente dolomitizzate in livelli stratiformi tabulari spessi da 0.50 ad 1 metro. Rare intercalazioni di calcilutiti del tipo *wackestone* con gasteropodi flottanti in livelli o nuvole. L'ambiente è di scarpata carbonatica, caratterizzato da flussi gravitativi (*talus* di epipiattaforma). Nell'area del Foglio i termini più bassi in cui sono in contatto stratigrafico costituiscono i depositi del Cretacico superiore *p.p.* riferibile a **RDT**.

Presso le località Oppido e La Martina, prossime al bordo settentrionale dei Monti Picentini, si osservano depositi riferibili alla parte alta di **CBI**, attribuiti alla *litofacies dei calcari pseudosaccaroidi* (**CBI**$_a$) costituiti da calcareniti e calciruditi grigio-avana con vene di calcite spatica sindiagenetiche con rari orbitoidi, i cui clasti presentano inclusi di gasteropodi turriculati, rudiste (ippuriti e radioliti), nerinee, coralli isolati ed in colonie, briozoi. L'inventario dei clasti evidenzia inoltre la presenza di dolocalcareniti oolitiche grigio chiare (*grainstone* oolitici). Sono presenti anche brecce calcaree e dolomitiche di colore grigio chiaro con frammenti di rudiste e coralli. I livelli sono spessi o molto spessi, e risultano intercalati a calcareniti avana di medio spessore L'ambiente è di scarpata carbonatica caratterizza da flussi gravitativi e testimonierebbero in genere l'evoluzione verso l'alto, in facies di scarpata, di **CBI**. L'analisi macroscopica della matrice non ha evidenziato microbiofacies, in base ai dati di letteratura possono essere attributi la parte bassa di questa litofacies al Maastrichtiano, la parte alta potrebbere comprendere da letteratura (APAT, 2005) parte del

PROGETTO CARG

Paleocene. L'età della parte bassa di **CBI** è riferibile al Cretacico superiore *p.p.* per i rapporti latero-verticali con **RDT**.
CRETACICO SUPERIORE p.p. - PALEOCENE p.p?

2.1.2. - *Unità tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena*

Le successioni mesozoico-terziarie calcaree e calcareo-detritiche dell'*Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena* affiorano in limitate aree, al bordo sud occidentale del Foglio, in particolare si rinvengono nei rilievi nei dintorni di Santomenna e sono riferibili alla successione carbonatica del M. Marzano. I terreni di questa unità sono caratterizzati da una successione basale del Giurassico inferiore fino al Cenomaniano con facies di ambiente di piattaforma carbonatica; con passaggi stratigrafici bruschi, a partire dal Cenomaniano fino al Paleocene, si rinvengono depositi caratterizzati da facies di transizione scarpata-bacino. Da un punto di vista genetico, tali depositi sembrano indicare pendii deposizionali e/o vere e proprie scarpate deposizionali associate a paleofaglie; tipiche sono le associazioni litostratigrafiche con caratteri di *shallowing upward* (*coarsening and thickening upward*), di brecce e calcareniti di *talus* detritico progradanti su calcareniti e calciruditi torbiditiche, intercalate a rare marne argillose di pendio deposizionale. Il passaggio brusco da ambiente lagunare e di peri-piattaforma ad ambiente di scarpata-bacino, favorisce l'idea di un margine della piattaforma di tipo tettonico fortemente articolato.

I terreni dell'unità interessano uno spessore stratigrafico di circa 450 m e comprendono dal basso stratigrafico verso l'alto: Calcari a *Palaeodasycladus* del Giurassico inferiore *p.p.* (**CPL**); *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**) del Neocomiano - Cenomaniano, *calcari bio-litoclastici con rudiste* (**CBI**) Cenomaniano - Paleocene *p.p.*?; nella parte alta di questi si intercalano i "calcari pseudosaccaroidi Auctt." (**CBI$_a$**) del Maastrichtiano - Paleocene. I depositi **CBI** sono in appoggio per *disconformity* sulla maggior parte dei termini della successione carbonatica. Nell'area del Monte Marzano si rilevano contatti paraconcordanti dei depositi di scarpata maastrichtiani (**CBI$_a$**) sui termini più antichi della successione mesozoica.

A causa dell'intensa tettonizzazione e della discontinuità degli affioramenti, oltre che della limitatezza degli stessi, non è chiaramente ricostruibile il passaggio delle calcareniti e calciruditi ricristallizzate altocretaciche - paleoceniche ("Calcari Cristallini" *Auct*. **CBI$_a$**), considerate latero-verticali delle successioni distali calcareo-clastiche del *Flysch Rosso* (Pescatore *et alii*, 1999), ai calcari di piattaforma carbonatica (peri-tidali) da un lato e ai tipici depositi calcareo-clastici e torbiditici di base scarpata e/o francamente marini dell'*Unità di Frigento - Monte Arioso*, dall'altro. In sostanza non esistono sezioni naturali o artificiali

PROGETTO CARG

continue in grado di evidenziare la geometria degli ambiti deposizionali del passaggio dominio di piattaforma carbonatica-scarpata-bacino.

2.1.2.1. - Calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**)

L'unità affiora esclusivamente nella settore SE del Foglio in corrispondenza della località Ripe di Santomenna-Spaccata a sud dell'abitato di Santomenna. Qui affiorano calcareniti detritiche di colore grigio-chiaro del tipo tessiturale *grainstone* e *packstone* in strati molto spessi e rare calcareniti con livelli di stromatoliti. Si rinvengono inoltre calcilutiti grigie spatizzate con fantasmi di gasteropodi con tessitura neomorfica da un originario *mudstone* e/o *wackestone*. Le calcareniti e calcilutiti bianche e grigie sono ricche di frammenti di *Palaeodasycladus mediterraneous* (Pia). Nella parte alta sono presenti resti di molluschi di grandi dimensioni frequentemente spatizzati riferibili al "membro a *Lithiotis Auctt.*", non cartografabile separatamente. Nella gran parte degli affioramenti è prevalente lo stato di forte tettonizzazione e la dolomitizzazione totale della roccia. I litotipi descritti si susseguono in sequenze tipiche di ambiente tidale che evolve verso ambiente di piattaforma aperta. Lo spessore è di circa 100 m. Limite inferiore e superiore non affioranti, limite inferiore tettonico con **CRQ**.

Microbiofacies: *Haurania deserta* Henson, *Amijella amiji* (Henson), *Aeolisaccus dunningtoni* (Elliott), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Ranieri), *Cayeuxia sp*., Valvulinidae sifonati, Textularidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* Hottinger, *Lituosepta recoarensis* Cati, *Lituosepta compressa* Hottinger. Le ultime quattro specie non raggiungono la sommità della successione e si estinguono in corrispondenza dei primi strati della "Facies a Lithiotis *Auct*". *GIURASSICO INFERIORE p.p.*

2.1.2.2. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

Nel settore SE del Foglio, nelle località Vallone Mastro Pietro-Ripe di Santomenna-Spaccata a sud dell'abitato di Santomenna, si osservano calcari del tipo *grainstone* e *packstone* in strati molto spessi, calcilutiti grigie spatizzate con fantasmi di gasteropodi con tessitura neomorfica da un originario *mudstone* e/o *wackestone* e calcareniti e calciruditi grigie dolomitizzate, dolomie grigio-scure con nerinee. Sono inoltre presenti calcilutiti bianche e grigie, dolomie grigio scure stromatolitiche e calcareniti con frammenti di laminiti in strati molto spessi e rari *grainstone* oolitici. Evidenti sono le strutture da essiccamento (*fenestrae*) e i livelli detritici ossidati poggianti su superfici di erosione. I litotipi descritti si susseguono in sequenze negative; nell'insieme la successione mostra strutture sedimentarie

PROGETTO CARG

riferibili a cicli tidali. Ambiente di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore è di circa 200 m. Il limite stratigrafico inferiore non è osservabile; il limite stratigrafico superiore è discontinuo concordante con **CBI**, erosivo con discordanza angolare con **CVT$_1$**, tettonico con **CPL**. Gli affioramenti di questa unità sono limitati e proseguono nel Foglio limitrofo meridionale n. 468 "Eboli".

Microbiofacies a foraminiferi bentonici: **nella parte bassa e media** *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult & Vila, *Cuneolina camposauri* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Bacinella irregularis* Radoičić, *Triploporella marsicana* Praturlon, Valvulinidae, cuneoline primitive e piccole alghe dasicladacee tra le quali *Actinoporella podolica* (Alth), *Salpingoporella melitae* Radoičić, S*alpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella cemi* Radoičić *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić, *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro), *Epimastopora cekici* Radoičić, Valvulinidae, Textularidae, ostracodi e piccoli gasteropodi; **nella parte alta** *Cisalveolina fraasi* (Gumbel), *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex* Omara, *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Neoiraqia insolita* (Decrouez & Oullade), *Nummoloculina* sp., *Sabaudia* sp., Milolidae, Nezzazatidae, Rotalidae (Cenomaniano - Aptiano *p.p.*)
NEOCOMIANO p.p. - CENOMANIANO

2.1.2.3. - calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**)

Nel settore SE del Foglio le aree di affioramento delle litofacies detritiche del Cretaceo si trovano in corrispondenza del Monte Marzano, presso Santomenna. Si rinvengono lenti di calciruditi e calcareniti del tipo *grainstone* e *packstone* bioclastiche grigio chiare e giallognole, con frammenti di rudiste, ostreidi, bivalvi, foraminiferi; *rudstone* e *floatstone* litoclastiche ad elementi spigolosi, ooliti ricementate, oncoliti, frammenti di gasteropodi. Un taglio stradale alle porte dell'abitato di Santomenna espone una breve sezione stratigrafica composta da calcareniti e calciruditi dolomitizzate in strati medi e piccoli di colore bianco e grigio scuro, con intervalli farinosi di dolomie grigio chiare. Sul rilievo presente a N-E di Santomenna le stesse associazioni litologiche sono esposte lungo il taglio della strada provinciale per Pescopagano. Oltre i litotipi descritti si osservano brecce ad elementi esclusivamente calcarei con matrice calcarenitica, con elementi di piattaforma carbonatica del Cretaceo superiore, con base erosiva, di regola stratificate con spessori variabili da due metri ad alcuni decimetri;

PROGETTO CARG

calciruditi e calcareniti in strati tabulari, alla scala dell'affioramento, con spessori da 0,50 ad 1 metro, massive e parzialmente dolomitizzate. Rare intercalazioni di calcilutiti con tessitura tipo *wackestone* con gasteropodi flottanti, in livelli o nuvole. L'ambiente è di scarpata carbonatica, caratterizzato da flussi gravitativi (*talus* di epi-piattaforma). Si intercala nella parte alta una *litofacies dei calcari "pseudosaccaroidi"* (**CBI$_a$**). Lo spessore è stimato superiore ai 100 m. Limite inferiore stratigrafico discontinuo con **CRQ**; limite superiore stratigrafico erosivo con discordanza angolare con **UPB**. L'analisi macroscopica della matrice non ha evidenziato microbiofacies utili all'attribuzione cronostratigrafica.
CENOMANIANO - PALEOCENE p.p.?

2.1.2.3.1. - litofacies dei calcari "pseudosaccaroidi" (**CBI$_a$**)

Nel settore SE sono presenti piccoli affioramenti di calcari bio-litoclastici con rudiste pseudosaccaroidi. Le calcareniti bio-litoclastiche sono del tipo tessiturale *grainstone* e *packstone* e più raramente *wackestone*; si compongono di frammenti di rudiste di colore grigio scuro, di ostreidi ed altri bivalvi, di calcari litici del tipo *packstone* e *wackestone* grigio scuri con miliolidi, ooliti, oncoliti; rari sono i clasti arrossati. L'ambiente di deposizione corrisponde ad una scarpata carbonatica prossimale. Lo spessore dell'unità è intorno ai 50 m. Limite inferiore tettonico con **FMS** e **UPB**; limite superiore erosivo con discordanza angolare con **UPB**.
MAASTRICHTIANO - PALEOCENE p.p.?

2.2. - UNITÀ DEL BACINO LAGONEGRESE - MOLISANO

Nel Foglio n. 450 i terreni del Bacino lagonegrese - molisano sono rappresentati dalle seguenti unità tettoniche: *Unità di Frigento - Monte Arioso* per la sola parte meso-cenozoica (Matano & Di Nocera, 2001); *Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* (Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1988, 2000, 2008; Di Nocera *et alii*, 2006); *Unità della Daunia* per la sola porzione affiorante di età serravalliana (Senatore, 1988).

2.2.1. - *Unità di Frigento - Monte Arioso*

L'*Unità di Frigento - Monte Arioso* è costituita da una successione litostratigrafica continua nella quale si distinguono una porzione inferiore triassico - cretacica inferiore ascrivibile alla Serie calcareo-silico-marnosa di Scandone (1967, 1972), non affiorante nel Foglio ed una porzione superiore

PROGETTO CARG

cretacico - cenozoica. Entrambe sono riferibili al paleo-settore interno/occidentale del Bacino lagonegrese - molisano. La porzione superiore è formata dal *Flysch Rosso* (**FYR**) (Scandone, 1967; 1972; D'argenio *et alii*, 1973; Ippolito *et alii*, 1973; Pescatore & Ortolani, 1973, Cocco *et alii*, 1974); quest'ultima risulta equivalente alla Serie di Pescopagano (Zoja, 1957; Pescatore, 1965b). Sui terreni di **FYR** segue, in concordanza, il *flysch numidico* e successioni post-numidiche concordanti, queste ultime non presenti nel Foglio.

Nell'area irpina l'originario contatto stratigrafico tra il *Flysch Rosso* della successione superiore e la formazione del Flysch Galestrino della successione inferiore, si è conservato in forma relitta solo in alcuni settori ad est dell'abitato di Frigento (Jacobacci & Martelli, 1967; Pescatore *et alii*, 2000; Di Nocera *et alii*, 2002), appena a nord dal limite settentrionale del Foglio n. 433 "Ariano Irpino". Nel Foglio affiora la sola porzione superiore fino ai terreni del *flysch numidico* per uno spessore complessivo superiore ai 600 m; la distribuzione degli affioramenti si sviluppa lungo un'ampia fascia orientata circa NO - SE e nel settore NE. I terreni di questa unità si trovano sottoposti tettonicamente ai terreni dell'*Unità Sicilide* (SI) osservabile presso Castelnuovo di Conza; il contatto tettonico è suturato dai terreni del Miocene medio (**UPB**), osservabile al Valico appenninico a sud - est della Sella di Conza. **FYR** è sovrapposto ai terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*; il contatto tettonico è suturato dai terreni del Miocene superiore (**CVT_2**). Contatti tettonici interpretabili come retroscorrimenti invertono le relazioni tettoniche di **FYR** con le unità sicilide e del Fortore - Groppa d'Anzi precedentemente descritti.

2.2.1.1. - Flysch Rosso *(**FYR**)*

La successione riferibile al *Flysch Rosso* comprende terreni correlabili all'unità del Sannio di Patacca *et alii* (1992b), di Pescatore *et alii* (1994) e ai depositi della Depressione molisano-sannitica di Pescatore (1963;1965a). La successione del *Flysch Rosso* si compone di associazioni calcareo-clastiche e pelitiche (**FYR**) cui si intercala a diverse altezze una litofacies calcareo-clastica (**FYR_a**); si distinguono inoltre due membri: il membro diasprigno (**FYR_1**) e il membro calcareo (**FYR_2**).

I terreni dell'Unità **FYR** sono distribuiti nei settori dello spartiacque tra l'alta valle del Fiume Ofanto e il Fiume Calore presso l'abitato di Nusco. Ad oriente sono presenti in plaghe relitte a costituire i *klippen* nelle località Serro Torone ad ovest di Andretta e Forche a nord-est dell'abitato di Morra De Sanctis. I terreni di **FYR** sono costituiti da torbiditi calcarenitiche fini grigio-verdastre, laminate (sequenze T_{b-c}) con miogipsina ed anfistegina, e di marne calcaree, marne, argille marnose, argilliti rosso-brune e subordinatamente grigio-verdognole; le marne

PROGETTO CARG

calcaree sono caratterizzate da laminazione piano-parallela o ondulata legate a correnti torbiditiche di bassa densità. L'ambiente di deposizione è di tipo pelagico, legato ad un margine carbonatico che fornisce apporti torbiditici. Lo spessore massimo è di circa 600 m. **FYR** è in rapporto eteropico con **FYR_2**; il limite inferiore è tettonico con **TUT_b**, **AV**, e **CPA_b**, **FMS** e **ALV**. Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **SAD_2**, **RVM_a**, **UPB** e con diversi termini di **CVT**, tettonico con **FMS**.

Nell'area del Foglio, i campioni prelevati hanno fornito un'età non più antica dell'Oligocene superiore, per la presenza tra i nannofossili calcarei di *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini (zona CP19b) in associazione con *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller e *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Bramlette & Sullivan. Verso l'alto il ritrovamento di *Globigerinoides trilobus* (Reuss) tra i foraminiferi planctonici e di *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre tra i nannofossili calcarei associati a specie per lo più rimaneggiate, indica un'età non più antica del Burdigaliano superiore.

L'unità nel complesso è compresa nell'intervallo Cretaceo inferiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.* L'intervallo più rappresentativo nell'area del Foglio è compreso tra il Campaniano ed il Miocene inferiore, per la presenza, dal basso verso l'alto, di bioclasti di rudiste ed orbitoidi, di alveoline, nummuliti, lepidocycline e di miogypsine.

CRETACEO INFERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.1.1.1. - membro diasprigno (**FYR_1**)

Il membro diasprigno è situato stratigraficamente alla base della successione. I terreni che lo costituiscono sono stati cartografati ad ovest di Rocca S. Felice e a nord di Villamaina, in corrispondenza del Fiume Ufita, lungo i corsi d'acqua effimeri del V.ne del Fico, V.ne Ferrara e V.ne della Volpe.

Il membro si compone di intercalazioni di argilliti rosso-brune e marne calcaree silicifere con laminazione da piano-parallela a ondulata (sequenze T_{b-d}), argille silicifere nerastre, diaspri di colore rosso-bruno e nerastro, calcari marnosi diasprigni giallastri. Tali alternanze affiorano in strati sottili, piano-paralleli o con giunti leggermente ondulati. L'ambiente deposizionale è di bacino profondo in prossimità di una scarpata di piattaforma carbonatica. Lo spessore è di circa 30-40 m. Il limite inferiore è tettonico con **TUT_b**, **AV** e **CPA_a**; il limite superiore è stratigrafico con **FYR_2**, erosivo con discordanza angolare con **CVT_{1a}**, **RVM_a**, **SAD_2** e **RVM_a**. I campioni prelevati ai fini biostratigrafici non hanno dato risultati e pertanto si attribuisce a tale membro l'età da letteratura (Pescatore, 1965a) del Cretaceo inferiore *p.p.* - superiore *p.p.*

CRETACEO INFERIORE p.p. - SUPERIORE p.p.

PROGETTO CARG

2.2.1.1.2. - membro calcareo (**FYR_2**)

I terreni di **FYR_2** affiorano estesamente nel Foglio; i maggiori affioramenti sono presso l'abitato di Nusco, nella località Balzata di Lioni e in località Cresta del Gallo a sud dell'abitato di Teora in corrispondenza di cave per la coltivazione di materiali inerti. Il membro calcareo costituisce la parte medio alta della successione del *Flysch Rosso* ed è caratterizzato da alternanze ritmiche asimmetriche di torbiditi calcarenitiche grigio-chiare, marne calcaree bianche con clivaggio di fratturazione e argille marnose di colore rosso e verde in strati sottili. Le calcareniti si ritrovano in strati spessi fino a 40 cm, sono gradate e laminate (T_{b-c}) e alla base si rinvengono *flute casts*; talora si rinvengono in banchi gradati a grana fine con *mud chips* alla base dello strato; nelle calcareniti si rinvengono alveoline, nummuliti, orbitoidi e spicole di spugne. Si intercalano inoltre calciruditi di colore bianco-grigiastre, saccaroidi, ben stratificate, in strati da medi a spessi; i clasti delle calciruditi indicano una provenienza da un ambiente neritico per la presenza di una frazione bioclastica data da radioli di echinidi, frammenti di briozoi e macroforaminiferi (*Nummulites* e *Lepidocyclina*). Sono inoltre presenti doloareniti grigie stratificate con base piana, laminate e gradate, banchi di brecce eterometriche litoclastiche con clasti di dimensione fino a qualche decimetro, con base per lo più erosiva su orizzonti argillitici deformati per carico geostatico.

Verso la parte alta del membro calcareo si osserva una riduzione degli spessori e della granulometria della componente calcarea, con graduale riduzione del rapporto calcare/pelite e passaggio a termini prevalentemente argillosi. Nel complesso, tali caratteristiche individuano una generale sequenza di tipo *thinning and fining upward*. L'aspetto macroscopico dell'affioramento è segnato dalla presenza di un *joint* sistematico e da faglie normali con piccolo rigetto. Stiloliti sindiagenetiche con picchi pronunciati caratterizzano alcune calcareniti; mentre piani stilolitici ortogonali ai giunti di stratificazione e al contatto tra i clasti nelle calciruditi, indicano regimi di stress post-diagenesi nei sedimenti. L'ambiente deposizionale è riferibile ad una scarpata carbonatica raccordata al bacino pelagico. Lo spessore di questo membro è di circa 300 m. **FYR_2** è in rapporto latero-verticale con **FYR** e **FYR_a**; il limite inferiore è stratigrafico con **FYR_1**, tettonico su **AV**, **TUT_b**, **CPA_a**, **ALV** e **FAE_b**. Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **CVT_{1a}**, **CVT_2**, **SAD_2**, **RVM_a**, **RVM_b**; tettonico con **ALV**. Per la ricorrenza, dal basso verso l'alto, di bioclasti di rudiste ed orbitoidi, alveoline e nummuliti, lepidocycline e miogypsine l'età è riferita all'intervallo Campaniano - Miocene inferiore *p.p.*

CAMPANIANO - MIOCENE INFERIORE p.p.

PROGETTO CARG

2.2.1.1.3. - litofacies calcareo-clastica (**FYR_a**)

I depositi della litofacies calcareo-clastica affiorano con buone esposizioni presso le località di Rocca San Felice, al Monte Gugliano (sud-est di Nusco) e al V.ne San Felice a nord-est di Castelnuovo di Conza.

I depositi di **FYR_a** sono costituiti da calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi, con geometria irregolare e diffuse fratture verticali. In particolare si rilevano *rudstone* in matrice di *packstone* e *grainstone* bio-litoclastici a molluschi, con stiloliti e tipica stratificazione ondulata lenticolare tipo *flaser* intersecata da sistemi di diaclasi subverticali; calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche; subordinatamente si intercalano strati calciruditici a frammenti di rudiste con stratificazione irregolare, *packstone grainstone* grigio-avana ad intraclasti e peloidi, a luoghi con macroforaminiferi tipo orbitoidi, frammenti di calcari di scogliera; si rinvengono inoltre calcareniti fini grigio-azzurrognole e subordinatamente calcari marnosi grigio-scuri molto compatti. I banchi di spessore metrico di calcari massicci e brecce calcaree mostrano amalgamazione erosiva interna e poggiano a luoghi con basi erosive su orizzonti argilloso-marnosi grigiastri. Nella parte alta sono maggiormente presenti intercalazioni di marne argillose ed argilliti rossastre e calcareniti con macroforaminiferi (principalmente alveoline e nummuliti). L'ambiente di deposizione è riferibile ad una scarpata continentale carbonatica al passaggio a bacino pelagico. Lo spessore non supera i 100 m. **FYR_a** si intercala a più altezze stratigrafiche ai depositi di **FYR**; il limite inferiore è tettonico con **AV** e **CPA_a**; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **UPB**, **SAD_2**, tettonico con **FMS**.

Tale litofacies si rinviene nell'unità del *Flysch Rosso* e, dato che non è stato possibile posizionare stratigraficamente i diversi intervalli affioranti, l'età che ne deriva rappresenta un *range* possibile di attribuzione cronostratigrafica coeva parzialmente a **FYR**. In Pescatore (1965a), in questo intervallo stratigrafico, sono segnalate microfaune a: *Globotruncana* sp., *Orbitoides media* D'Archiac, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck del Cretaceo superiore; in accordo con i dati provenienti dal Foglio limitrofo 433 - Ariano Irpino il tetto della litofacies può raggiungere il Burdigaliano.

CRETACICO SUPERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.1.2. - *flysch numidico* (**FYN**)

I depositi di questa formazione sub-affiorano in pochi luoghi, presso le Terme di San Teodoro ed a nord della località Macchia delle Mefite. Le scarse condizioni di esposizione non consentono di descrivere un chiaro ordine stratigrafico. Si

PROGETTO CARG

tratta di arenarie giallastre e grigiastre, quarzose con clasti di quarzo arrotondati e smerigliati e subordinatamente quarzoso-litiche con clasti di natura calcarea; le arenarie a granulometria da fine a grossolana, con matrice biancastra calcarea e cemento siliceo, sono per lo più massive e subordinatamente laminate. Localmente affiorano in grossi banchi passanti, nella parte bassa, ad intercalazioni di calcari marnosi e marne e, nella parte alta, ad argille siltose (Balenzano & Moresi, 1992). L'ambiente deposizionale è di bacino marino torbiditico. Lo spessore affiorante è di poche decine di metri. Il limite inferiore è stratigrafico concordante con **FYR** e **FYR_2**, tettonico con **FAE_b**. L'età è desunta da letteratura ed è riferibile al Miocene inferiore *p.p.* - medio *p.p.*
BURDIGALIANO p.p. - LANGHIANO

2.2.2. - *Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*

L'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* si correla alla *Unità del Fortore* (Dazzaro *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 2000, 2008; Di Nocera *et alii*, 2006; Buonanno *et alii*, 2007), istituita nell'area sannitico-dauna, dove occupa una posizione geometrica esterna dell'edificio tettonico. Le successioni che la compongono sono state riferite, da un punto di vista paleogeografico, ad un dominio di bacino esterno alla Piattaforma sud-appenninica, verosimilmente un depocentro assiale del Bacino lagonegrese - molisano. I terreni che la compongono hanno caratteri stratigrafici generali, alla scala regionale, affini alle Unità Sicilidi (D'Argenio *et alii*, 1973; 1975), ai terreni della Coltre Lucana (Selli, 1962) e al Complesso Sicilide di Ogniben, (1969) in Sicilia. Chiocchini (1969) ascrive alcune delle successioni calcareo-marnoso-arenacee dell'Irpinia ai terreni della "Formazione di Corleto Perticara" (Selli, 1962).

Le unità litostratigrafiche individuate entro l'*unità tettonica del Fortore - Groppa d'Anzi* sono, dal basso verso l'alto:

- *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**), correlabile alla formazione delle Argille Varicolori del Fortore (Pescatore *et alii*, 2000) di età Cretaceo superiore - Miocene inferiore *p.p.*;
- *formazione di Corleto Perticara* (**CPA**) composta da due litofacies: *la litofacies calcareo-marnosa* (**CPA_b**)*;* la *litofacies arenaceo-marnosa* (**CPA_a**); l'età complessiva è riferibile all'Eocene - Miocene inferiore *p.p.* L'unità litostratigrafica è correlabile alla "Formazione di Corleto Perticara" di Selli (1962);
- *Tufiti di Tusa* (**TUT**) correlabile ai tipi litostratigrafici della Formazione delle "Tufiti di Tusa" (Ogniben, 1969), la cui età è attribuita all' Oligocene superiore - Burdigaliano:
- *flysch numidico* (**FYN**) di età Burdigaliano superiore - Langhiano (Patacca

PROGETTO CARG

et alii, 1992a) riferibile al "flysch numidico" di Ogniben (1969).

L'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* rappresenta l'unità tettonica strutturalmente interposta tra l'*unità di Frigento - Monte Arioso* e l'unità più esterna, l'*Unità della Daunia*. Su tale livello strutturale poggiano discordanti i terreni sinorogenetici della *Formazione di Castelvetere* (**CVT**) di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore. Contatti tettonici correlati a retroscorrimenti portano i terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* sui terreni dell'*Unità Sicilide* (**FMS**).

2.2.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate *(***AV***)*

I terreni del *Gruppo delle Argille Variegate* sono molto diffusi nella porzione nord-est del Foglio e risiedono al nucleo della struttura plicativa di estensione chilometrica di Monte Mattine-Frigento-Paternopoli (cfr. V Cap.). I terreni afferenti ad **AV** sono costituiti in prevalenza da argille e argille marnose scure, scagliettate, in strati medi e spessi con intercalazioni di calcilutiti verdoline, grigie o nere ricche di vene spatiche di spessore variabile e non superiore ai 40 centimetri. Alle argille si intercalano calcareniti gradate, torbiditiche, con patine manganesifere o limonitiche e calciruditi grigie a nummulitidi, discocycline ed alveoline, in strati sottili e medi, calcareniti fini, calcilutiti radiolaritiche, marne brune o rossastre e rare arenarie arcosiche, queste ultime solo nella parte alta. L'ambiente deposizionale è di bacino marino con apporti torbiditici. Lo spessore è stimato in circa 200 m. La formazione, nella parte superiore, è eteropica con le due litofacies di **CPA**. Il limite inferiore stratigrafico non è in affioramento, il limite tettonico è con $\mathbf{FAE_b}$. Il limite superiore è stratigrafico con $\mathbf{TUT_b}$ e **FYN**, erosionale con discordanza angolare con **UPB**, $\mathbf{CVT_1}$, $\mathbf{CVT_2}$, $\mathbf{SAD_1}$, $\mathbf{SAD_2}$, $\mathbf{RVM_a}$ e $\mathbf{RVM_b}$, tettonico con i vari termini di **FYR**.

Le microbiofacies riscontrate indicano un'età Cretacico superiore per la presenza di *Lithastrinum septenarius* Forchheimer e *Eiffelithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen; la parte alta dell'unità può essere riferita al Paleogene - Miocene inferiore *p.p.* per la presenza nei calcari di macroforaminiferi, quali Alveolinae e nummuliti, e Discocyclinae.

CRETACICO SUPERIORE - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.2.2. - formazione di Corleto Perticara *(***CPA***)*

I terreni ascrivibili alla *formazione di Corleto Perticara* sono ampiamente distribuiti a nord dell'asta fluviale del Fiume Ofanto e a sud dell'abitato di Nusco. Si rinvengono associazioni litostratigrafiche prevalentemente pelitiche e più

PROGETTO CARG

raramente calcareo-marnose distinguibili in due litofacies: *litofacies calcareo-marnosa* **CPA$_b$** e *litofacies arenaceo-marnosa* (**CPA$_a$**). Le litofacies sono supposte in rapporti parzialmente eteropici se pur non visibili in affioramento. **CPA$_b$** passa gradualmente alla sedimentazione terrigena dapprima tufitica (**TUT$_b$**) e poi quarzarenitica (**FYN**), mentre su **CPA$_a$** poggia direttamente **FYN**; nel Foglio contiguo 433 "Ariano Irpino" si osserva il passaggio di **CPA$_a$** alla sedimentazione tufitica riferibile al membro basale Burdigaliano del flysch numidico (**FYN$_1$**).

Sulla base dei dati biostratigrafici riscontrati nel limitrofo Foglio 433 "Ariano Irpino" e in Di Nocera *et alii* (2006) l'età è riferibile all'Eocene - Miocene inferiore per la presenza di microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Praeorbulina* sp., microbiofacies a nannoplancton: *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud) Deflandre, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade) Bukry & Percival.
EOCENE - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.2.2.1 - litofacies calcareo-marnosa (**CPA$_b$**)

La litofacies calcareo-marnosa ha caratteristiche litostratigrafiche simili al *Flysch Galestrino* di Scandone (1967). La successione tipo affiora in località Monte Forcuso e nelle località Scorziello e Occhino a sud dell'abitato di Andretta. In tali aree è caratterizzata da alternanze di marne, calcisiltiti, calcari marnosi e calcilutiti silicizzate rossastre (radiolaritiche), violacee ed azzurrognole, calcilutiti con selce e con vene di calcite spatica, calciruditi e calcareniti torbiditiche con alveoline e nummuliti e frammenti di rudiste; rare sono le argille.

I litotipi più frequenti sono le marne e le calcilutiti silicifere in strati da alcuni centrimetri a pochi decimetri di spessore; seguono le calcisiltiti e i calcari marnosi di colore grigio-verde e debolmente siliciferi, a frattura prismatica; questi costituiscono strati di spessore variabile da 5 a 30 cm; le marne calcaree raggiungono anche la dimensione di banchi di colore bianco, giallognolo, verde e rosa pallido, con lamine sottili piano-parallele. All'interno di tale successione risultano intercalati banchi di calciruditi. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo. **CPA$_b$** nel Foglio contiguo n. 451 "Melfi", è stata inclusa nel *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**) e costituisce la litofacies **AV$_b$**. Lo spessore è di circa 400 m. **CPA$_b$** è parzialmente eteropica della parte alta di **AV** e passa superiormente a **TUT$_b$**. Limite inferiore tettonico con **FMS**; limite superiore erosivo con discordanza angolare con **UPB**, **CVT$_1$**, **CVT$_{1a}$**, **SAD$_1$** e **SAD$_2$**, tettonico con **FYR** e **FYR$_2$**. In considerazione del passaggio alla sedimentazione tufitica (**TUT$_b$**), si ritiene che la parte alta di questa litofacies sia riferibile

PROGETTO CARG

all'Oligocene superiore.
EOCENE - OLIGOCENE SUPERIORE p.p.

2.2.2.2.2. - litofacies arenaceo-marnosa (**CPA_a**)

La litofacies arenaceo-marnosa affiora prevalentemente nel settore centro-settentrionale del Foglio. La litofacies è costituita in prevalenza da alternanze di arenarie arcosiche, micacee, gradate, argille, argille marnose in sottilissimi strati e calcilutiti bianche, giallognole e marroncino chiaro con lamine piano-parallele e convolute, a frattura concoide, in taluni casi prismatica; si trovano inoltre marne calcaree in strati sottili e calcareniti fini. In particolare in corrispondenza di Case Nigro, lungo il Torrente Acqua Bianca, si rinvengono, oltre alle litologie descritte, calcari litoclastici e calcari cristallini biancastri, litareniti con quarzo ben cementate, calcari marnosi grigiastri, marne e marne calcaree grigio-chiare a frattura concoide con foraminiferi planctonici, a luoghi rossicce o alterate e a stratificazione per lo più contorta. Le arenarie lito-feldspatiche di colore grigio-scuro a grana medio-fine sono ricche in mica; si riconoscono gradazioni e laminazioni (sequenze T_{b-c}) e alla base si rinvengono strutture di fondo. Lo spessore degli strati è variabile, da decimetrico a metrico. Le arenarie divengono sempre più frequenti verso l'alto. L'ambiente di formazione è di bacino marino con apporti torbiditici. Lo spessore complessivo è di circa 600 m. **CPA_a** è in parziale eteropia con la parte sommitale di **AV** e passa verso l'alto a **FYN**; il limite inferiore è tettonico con **FAE_b**; il limite superiore erosivo con discordanza angolare con **RVM_a**, **RVM_b** e **CVT_2**, tettonico con **FYR_1** e **FYR_2**. In considerazione del passaggio alla sedimentazione silicoclastica numidica, si ritiene che tale unità possa raggiugere, per la parte alta, il Miocene inferiore *p.p.*
EOCENE - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.2.3. - Tufiti di Tusa - litofacies arenaceo-marnosa (**TUT_b**)

La successione affiora con una discreta estensione solo presso le Papaloia tra il V.ne Conforte e il V.ne Velieri, a nord-ovest dell'abitato di Andretta, a sud di Nusco. I terreni di questa formazione sono caratterizzati dalla prevalenza di arenarie arcosiche micacee, da fini a grossolane, stratificate, gradate e laminate, con sequenza T_{a-c} e T_{b-c}; esse sono alternate a marne laminate, silt e ad argille marnose sottilmente laminate. Verso l'alto sono più frequenti arenarie fini e siltose e arenarie arcosico-litiche grigiastre e verdi, a grana medio-fine, con granuli di quarzo, per lo più massive. L'ambiente di deposizione è di bacino marino pelagico caratterizzato da apporti torbiditici. Lo spessore massimo è di

PROGETTO CARG

alcune decine di metri (non supera i 40 m). Il limite inferiore è stratigrafico con **CPA_b** e **AV**. Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **CVT_{1a}**, tettonico con **FYR** e **FYR_2**.

La microbiofacies a nannoplancton permette l'attribuzione, per la parte bassa, all'Oligocene, per la presenza di: *Chiasmolithus* cf. *altus* Bukry & Percival, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler. & Wade) Bukry & Percival, *Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon, *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry & Bramlette, *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud) Deflandre, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre & Fert) Deflandre. La parte alta, in accordo con la letteratura, è riferibile al Miocene inferiore *p.p.*
OLIGOCENE SUPERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2.2.4. - flysch numidico (**FYN**)

La formazione è presente solo nella località Assunta a sud-est dell'abitato di Rocca San Felice; dove si osservano arenarie giallastre e grigiastre, quarzose da fini a grossolane con clasti di quarzo arrotondati (quarzo rubino) e smerigliati, in matrice giallastra siltosa e cemento siliceo. Le arenarie sono laminate e presentano strutture di fondo. Si rinvengono inoltre arenarie micacee giallastre che si alternano ad argille marnose, a marne siltose e più raramente a calcareniti. L'ambiente deposizionale è di bacino marino con apporti torbiditici. Lo spessore affiorante è di poche decine di metri. Il limite inferiore è stratigrafico con **AV** e **CPA_a**. L'età è desunta dalla letteratura (Patacca *et alii*, 1992a) ed è riferibile al Miocene inferiore *p.p.* - medio.
MIOCENE INFERIORE p.p. - MEDIO p.p.

2.2.3. - *Unità della Daunia*

L'unità della Daunia, al confine campano-apulo-molisano, è caratterizzata da una successione calcareo-clastica continua dall'Oligocene superiore al Tortoniano inferiore (Senatore, 1988; Pinto, 1993; Pescatore *et alii*, 1996b); su di essa poggia, in discordanza, una successione di mare basso di età Messiniano inferiore parte bassa, composta da associazioni litostratigrafiche conglomerato-arenacee e pelitico-siltitico-arenacee (Pescatore *et alii*, 1996b). In altri settori (Monti Frentani e ad est della Baronia) essa continua fino ai calcari evaporitici del Messiniano inferiore (Basso *et alii*, 2001). L'unità, in generale, si compone di alternanze cicliche di emipelagiti costituite da calcari e peliti di ambiente di transizione scarpata-bacino, prevalentemente torbiditico, con apporti alimentati

PROGETTO CARG

dai paleo-settori nord-orientali (Senatore, 1988; Pinto, 1993), verosimilmente riconducibili alla Piattaforma apula (Pescatore *et alii*, 1994, 1996b). L'unità è stata suddivisa in diverse formazioni; nell'area del Foglio affiora la formazione del *flysch del Faeto* (Crostella & Vezzani, 1964) del Miocene medio *p.p.* - superiore

2.2.3.1. - flysch di Faeto *(***FAE***)*

Nell'area del Foglio, i terreni dell'Unità della Daunia sono rappresentati dal *flysch di Faeto* (**FAE**), con la *litofacies calcareo-marnosa* (**FAE**$_b$). Essi sono sottoposti tettonicamente alle unità più interne ma sono anche al tetto dei terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*. Le aree di affioramento, in finestra tettonica, si trovano in corrispondenza del corso torrentizio del Vallone dei Bagni, tra gli abitati di Villamaina e Rocca San Felice. In località La Toppa, nell'estremo angolo nord-est del Foglio, **FAE**$_b$ si ritrova nel tetto di un *thrust* fuori sequenza che genera la sovrapposizione ai terreni **AV** dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*, con rapporto di "giovane su antico" (cfr. Capitolo V). I terreni del *flysch di Faeto* affioranti in finestra tettonica formano una struttura complessa derivante da un piegamento a grande scala associato ad un piano di taglio cieco. Lo spessore complessivo di **FAE** è di circa 600 m. I dati di letteratura consentono di riferire l'età della parte bassa al Miocene inferiore *p.p.* e per la parte alta al Messiniano inferiore (Basso *et alii*, 2002)
MIOCENE MEDIO p.p. - SUPERIORE

2.2.3.1.1. - litofacies calcareo-marnosa (**FAE**$_b$)

La successione è costituita da calcareniti biancastre e grigio-avana gradate e laminate, ricche di briozoi, radioli di echinidi, alghe e più raramente nummuliti ed alveoline rimaneggiate; le calcareniti torbiditiche presentano laminazioni (intervalli T_{a-c}, T_{b-c}); alla base dello strato sono evidenti strutture da corrente quali *flute cast*, *grow cast* e *tool cast*. Le calcareniti passano ritmicamente a calcilutiti e marne bianche calcaree intensamente bioturbate con icnofacies del tipo *Zoophycos*, macro-forme (ostreidi, *Pecten*, ecc.) e piste di limivori. Si intercalano inoltre calciruditi e brecciole calcaree con bioclasti tra i quali resti di lamellibranchi; marne bianche farinose e marne calcaree. La stratificazione risulta intensamente fratturata con clivaggio spaziato e discreto con interasse variabile da 0.5 a 2 cm, diaclasi sistematici e coniugati con interasse variabile da 10 a 30 cm. L'ambiente di deposizione è di rampa carbonatica con apporti torbiditici. **FAE**$_b$ affiora in due località: in corrispondenza de La Toppa, estremo nord-est del

PROGETTO CARG

Foglio e presso Macchia Mefite ad est dell'abitato di Villamaina, lungo il V.ne dei Bagni. Lo spessore è di circa 100 m. Il limite inferiore è tettonico con **AV**; il limite superiore erosivo con discordanza angolare con $\mathbf{RVM_b}$, tettonico con $\mathbf{FYR_2}$, **FYN**, **AV** e $\mathbf{CPA_a}$.

In Senatore (1988) questi terreni sono riferiti ad un'età non più antica del Serravalliano.

MIOCENE MEDIO p.p. - SUPERIORE?

3. - UNITÀ SIN- POST-OROGENICHE DISCORDANTI DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE

I depositi sin- post-orogenici prevalentemente silicoclastici di età compresa tra il Serravalliano medio e il Messiniano inferiore poggiano in discordanza sui terreni dell'*Unità Sicilide*, dell'*Unità della Piattaforma appenninica*, dell'*Unità di Frigento - Monte Arioso* e dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*. Si tratta dei terreni dell'*unità di Pietra Boiara* (**UPB**) di età Serravalliano medio - superiore? e della *Formazione di Castelvetere* (**CVT**) di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (Patacca *et alii*, 1990). Tali successioni sono riferibili a depocentri di tipo *wedge-top* e sono ascrivibili localmente alla successione del Flysch di Castelvetere del "Bacino Irpino" (Pescatore, 1978; Pescatore *et alii*, 1971) o al supersintema dell'Irpinia (Di Nocera *et alii*, 2006); i terreni di età Serravalliano medio - superiore? suturano i contatti tettonici tra l'*Unità Sicilide* e l'*Unità di Frigento - Monte Arioso;* i terreni di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore suturano i contatti tettonici tra l'*Unità di Frigento - Monte Arioso* e l'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* ma anche tra questi ultimi e quelli dell'*Unità Sicilide*. L'*unità di Pietra Boiara* (**UPB**) e la *Formazione di Castelvetere* (**CVT**) hanno il carattere di *wild-flysch,* evidenziato anche da cospicui depositi di varie dimensioni di olistoliti carbonatici (**ol**) e olistostromi (**os**) composti in prevalenza da blocchi afferenti ai terreni dell'*Unità Sicilide* e della *Piattaforma carbonatica appenninica*. Nel complesso **ol** e **os** testimoniano la presenza di un substrato che doveva essere costituito dal relitto di uno *slope-apron* carbonatico e da terreni dell'*Unità Sicilide* che nelle porzioni marginali costituivano anche i bordi del bacino sedimentario e alimentavano nel tempo lo sviluppo di frane orogenetiche (Pescatore *et alii*, 1971; Pescatore, 1978; Carrara & Serva, 1982; Critelli & Le Pera, 1995b).

Le unità del miocene medio - superiore individuano nel complesso differenti stadi di crescita di un sistema torbiditico; l'insieme delle caratteristiche deposizionali sono da collegarsi all'effetto dell'acme della tettonica che ha prodotto cambiamenti della fisiografia del bacino e variazione della natura geologica delle aree di alimentazione. Studi di carattere petrografico (Critelli &

PROGETTO CARG

Le Pera, 1995a) indicano, per le arenarie di **UPB**, composizioni quarzoso-litiche con presenza di minerali femici; per le arenarie di **CVT** composizioni quarzoso-feldspatiche derivanti da rocce crostali plutoniche e metamorfiche, che evolvono verso l'alto ad arenarie caratterizzate da un aumento del 15% di detrito di origine sedimentaria e detrito silicoclastico derivante da rocce ofiolitifere, serpentine e radiolariti.

3.1 - unità di Pietra Boiara (**UPB**) (*cfr.* arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba - Foglio n. 451 "Melfi")

L'*unità di Pietra Boiara* affiora nel settore sud-orientale nei dintorni di Pietra Boiara e di Castenuovo di Conza ed in una limitata area nel settore nord-occidentale a nord di Andretta. **UPB** costituisce la successione silicoclastica sinorogena discordante piu antica, di età Serravalliano medio - superiore? Essa cronostratigraficamente è in parte equiparabile ai termini basali del Flysch di Vallimala (**APV** del Foglio n° 467 Salerno, Pappone *et alii*, 2009) del Langhiano - Tortoniano ed è analoga alle Arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba (**ACP** del Foglio n°451 Melfi) del Serravalliano medio - superiore. Nelle settore sud-orientale **UPB** è composta da strati e banchi di arenarie grigio-avana medio-grossolane quarzoso-litiche con minerali femici, tessituralmente immature, intercalate a orizzonti carbonatici, in genere discontinui, costituiti da calciruditi ad alveoline e nummuliti e calcari marnosi; si intercalano inoltre conglomerati granulari con ciottoli dispersi in scarsa matrice argillosa, prodotti da *debris flow.* Presso la località di Pietra Boiara, affiorano conglomerati di colore marrone chiaro, eterometrici, poligenici, ricchi in clasti di calcari marnosi tipo "pietra paesina" immersi in matrice arenacea, in taluni luoghi argillosa, con base erosiva; gli strati sono di medio spessore e rappresentano il prodotto di processi di trasporto in massa, tipo *debris flow*. Ai conglomerati si alternano arenarie a grana media e grossa, con clasti di colore marrone scuro, in strati sottili e medi, gradate, con *sorting* moderato. Il rapporto arenaria/pelite risulta da moderato ad alto. Nella parte medio-alta degli strati areanacei si rinvengono laminazioni piano-parallela e/o ondulate (intervalli T_{a-b}, T_{b-c}); sono inoltre presenti fluidificazione e controimpronte da corrente; gli strati risultano spesso amalgamati. La successione presenta caratteri regressivi con un aumento degli spessori e della granulometria verso l'alto che individua una generale sequenza di tipo *coarsening and thickening upward*. A tutte le altezze, e soprattutto associati alle facies grossolane, si rilevano olistoliti (**ol**) di diversa grandezza, di natura calcarea, le cui litofacies sono riferibili ad ambienti di piattaforma lagunare e/o di transizione a scarpata. Tali olistoliti sono soprattutto concentrati nella zona di Pietra Boiara. In località Bosco Difesa di Caposele (a sud-est del Monte Oppido), affiora un ammasso caotico di

PROGETTO CARG

argille grigie e rosse con elementi di arenarie arcosiche di colore grigio chiaro e giallognolo, alla cui base si rinvengono tracce di erosione, interpretato come olistrostroma (**os**). Nel complesso l'unità rappresenta uno stadio di crescita di un sistema torbiditico, costituito in prevalenza da elementi deposizionali primari quali superfici erosionali sottomarine drappeggiate da facies caotiche ad olistoliti ed olistostromi, nonchè corpi canalizzati. Lo spessore è di circa 300 m. Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **ALV**, **FMS**, **CBI_a**, **RDT**, **CRQ**, **FYR**, **FYR_a**, **AV** e **CPA_b**, tettonico con **FMS**; limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **CVT_{1a}**, tettonico con **CBI_a** e **FMS**.

Microbiofacies a nannofossili: *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner; *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette) Loeblich & Tappan; *Cyclicargolithus abisectus* (Mueller) Wise; *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; *Coccolithus miopelagicus* Bukry; *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; *Geminilithella rotula* (Kamptner) Backman; *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre*; Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel; *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette; *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner) Bramlette & Wilcoxon. Microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globigerina sp., Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Turborotalita quinqueloba* (Natland) *Globigerinoides* sp., *Globorotalia* sp., *Orbulina* sp. L'età è non più antica del Serravalliano medio. Questi dati sono in accordo con le associazioni a foraminiferi planctonici riscontrate nel Foglio n. 451 "Melfi", per l'unità ACP. *SERRAVALLIANO MEDIO - SUPERIORE?*

3.2. - Formazione di Castelvetere (**CVT**)

Tale formazione è ben esposta soprattutto alla base dei versanti carbonatici dei gruppi montuosi Terminio Tuoro-Cervialto e Monte Marzano. Lungo la valle del Fiume Calore, si trovano le migliori esposizioni. Nella valle del Fiume Ofanto la successione è ampiamente distribuita tra gli abitati di Lioni e la località Oppido di Lioni, in corrispondenza del V.ne Varaitillo. La *Formazione di Castelvetere* è stata suddivisa in due membri dal basso verso l'alto: rispettivamente il *membro arenaceo-conglomeratico* (**CVT_1**) a cui si intercala una *litofacies arenaceo-argilloso-conglomeratica* (**CVT_{1a}**) ed il *membro siltoso-argilloso-marnoso* (**CVT_2**). **CVT_1** e **CVT_{1a}** corrispondono ad uno stadio di crescita di un sistema deposizionale composto in prevalenza da facies canalizzate e relative ad un depocentro posto su un substrato in deformazione e strutturazione. **CVT_2** è espressione invece di uno stadio di crescita di un sistema torbiditico formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *overbank* relativi ad una fase di *widening* del sistema deposizionale. Il passaggio tra i due membri, osservabile nel

PROGETTO CARG

Foglio contiguo n. 449 "Avellino", è brusco ed è marcato inoltre, nella porzione superiore di **CVT_1**, dalla presenza di un olistrostroma (**os**); tali caratteristiche stratigrafiche evidenziano che l'evoluzione della successione è fortemente controllata dalla tettonica ed in particolare potrebbero testimoniare l'avanzamento dei *thrust* interni (*syn-thrust accomodation*) dell'*Unità Sicilide.*

3.2.1. - *membro arenaceo-conglomeratico* (**CVT_1**)

Il **CVT_1** è costituito in prevalenza da associazioni di litofacies arenaceo-conglomeratiche cui si intercalano, a diverse altezze stratigrafiche, livelli caotici che costituiscono olistostromi (**os**) ed olistoliti (**ol**). Nella valle del Fiume Calore, in corrispondenza dell'abitato di Ponte Romito, tale membro è caratterizzato da arenarie a grana media, tessituralmente immature, quarzoso-feldspatiche con minerali femici e, subordinatamente, con frammenti litici di colore grigio-ferro, massive o laminate nella parte alta (intervalli T_{b-c}), in taluni casi associate ad arenarie granulari e ciottolose. Si trovano inoltre conglomerati fini massivi e fratturati, tessituralmente immaturi, con clasti eterometrici di natura quarzoso-feldspatica e subordinatamente intercalazioni di blocchi carbonatici di spessore metrico. Nella valle del Fiume Calore e presso l'abitato di Montemarano la parte basale di **CVT_1** si compone di arenarie grigio-avana, quarzoso-litiche con minerali femici, medio-grossolane con granuli (clasti con diametro compreso tra 2 e 5 mm) e tessituralmente immature, da massive a straterellate, intercalate a orizzonti carbonatici in genere discontinui. A luoghi le arenarie sono massive o mal gradate, ciottolose con frequenti fenomeni di amalgamazioni; talora si presentano con laminazione piano-ondulata nella parte alta. Subordinatamente si osservano interstrati sottili di peliti e siltiti laminate. Le arenarie si alternano a microconglomerati granulari, associati a conglomerati con ciottoli dispersi e subordinata matrice argillosa, legati a flussi gravitativi tipo *debris flow* e *hyperconcentrated flow*. I ciottoli hanno natura carbonatica o marnoso-calcarea. Si osserva in genere un clivaggio di frattura zonato, associato a sistemi di fratture coniugate. Presso l'abitato di Cassano Irpino affiorano arenarie quarzoso-feldspatiche con frammenti litici che presentano una tipica associazione di facies caratterizzata nel complesso da una stratificazione multipla per amalgamazione, mentre nella porzione superiore prevalgono laminazioni da ondulata a sigmoidale, per lo più prodotte da correnti trattive. In particolare si osservano alla base conglomerati granulari massivi o gradati (diametro medio dei clasti inferiore a 0,5 cm), subordinatamente con piccoli ciottoli, in taluni luoghi, con tappeti di trazione nella parte alta, passanti verso l'alto ad arenarie massive mostranti al tetto una laminazione, alla mesoscala, da piana a sigmoidale. Intervalli interamente o parzialmente analoghi a quelli descritti si ripetono verso l'alto.

PROGETTO CARG

Si tratta di flussi gravitativi di sedimento, amalgamati con *scour* e drappeggiati da veli pelitici. Tipici caratteri mesostrutturali sono i sistemi di *joints*. Un intervallo stratigrafico ben esposto è in località S. Eustachio presso Castelfranci; esso mostra evidenti analogie con quello di Cassano Irpino; qui però sono più comuni arenarie ciottolose con ciottoli dispersi o organizzati in nuvole, a luoghi caratterizzate da laminazione piana. Sono anche comuni facies conglomeratiche a grossi ciottoli geneticamente legate a *debris flow* che poggiano, con contatto erosivo, su conglomerati granulari e/o arenarie massive, a volte con presenza di *clay chips*. I ciottoli, per lo più arrotondati e poligenici, sono rappresentati da *rudstone* e *grainstone* grigio-avana, marne calcaree biancastre e granitoidi, quarziti ed areniti di grossa taglia. A luoghi si osservano sistemi di fratture beanti che si intersecano ad alto angolo e sono riempite da cemento calcitico. A luoghi le litofacies arenaceo-conglomeratiche passano, verso l'alto, a strati arenaceo-pelitici medio-spessi con sequenze di Bouma (1979) tronche alla base. Gli interstrati pelitico-arenacei divengono frequenti, verso l'alto, al passaggio al membro superiore, come osservabile presso Vallone Falco.

La successione descritta è caratterizzata da abbondanza di detrito carbonatico presente sia come frazione litica in percentuale minore entro le associazioni di facies microconglomeratiche (osservabili nelle successioni di Ponte Romito, Cassano Irpino, S. Eustachio, T. Argone), sia come olistoliti (**ol**) di varie dimensioni, con spessori da metrici a decametrici, in alcuni casi cartografabili; la maggior parte degli olistoliti carbonatici sono riferibili ad originari ambienti deposizionali di piattaforma carbonatica peritidale. Sono ben visibili gli olistoliti presenti poco a est dell'abitato di Montemarano, costituiti in prevalenza da calcilutiti grigio-chiare con frammenti di gasteropodi, *mud-wackestone* grigio-avana e *packstone* intraclastici e bioclastici con frammenti di molluschi. Entro la successione sono stati individuati e cartografati anche livelli olistostromici (**os**), tra i quali quello che presenta il maggiore spessore è in località Strada a sud-ovest di Castelfranci. L'olistrostroma si compone di argilliti policrome rosse e verdognole, argille grigio-scure in cui sono inglobati calcari brunastri e calcari marnosi a frattura concoide, areniti grigio ferro a grana fine, massive o con laminazione piana. La struttura è caotica, in taluni luoghi brecciata per la presenza di argille scagliose e pieghettate, con associati brandelli e blocchi di strati; in generale si osserva una chiusura a *pinch-out* dei livelli olistostromici; subordinatamente si osservano livelli arenacei medio-grossolani gradati e laminati. In corrispondenza del V.ne Fiatano, a sud-est dell'abitato di Castelfranci l'unità presenta livelli a olistoliti (**ol**) e olistostromi (**os**) analoghi a quelli individuati entro la successione di località Strada, tra i quali spicca quello affiorante in corrispondenza del V.ne Faitano. L'olistrostroma si compone di peliti ed argilliti grigio-scure scagliose, a luoghi con sfumature rossastre e verdognole con lucentezza sericea, inglobanti in facies caotica brecce a blocchi carbonatici e *mudstone* grigio-avana, calcari marnosi alterati,

PROGETTO CARG

verdognoli, calcareniti ed arenarie sottilmente laminate e microconglomerati. **CVT_1** rappresenta uno stadio di crescita di un sistema torbiditico caratterizzato in prevalenza da canali e da sistemi canali-lobi il cui depocentro è posto su un substrato in deformazione e strutturazione. Lo spessore stimato è di circa 200 m. Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **ALV**, **CRQ, CLU, AV** e **CPA_b**.

Microbiofacies a foraminiferi planctonici *Globorotalia* ex *gr. menardii* (Parker, Jones, & Brady) e *Orbulina* sp. Microbiofacies a nannoplancton: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Amaurolithus* cf. *primus* (Bukry & Percival) Gartner & Bukry, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner, *Discoaster icarus* Stradner, *Discoaster pentaradiatus* (Tan) Bramlette & Riedel, *Discoaster* cf. *surculus* Martini & Bramlette, *Discoaster berggrenii* Bukry, *Catinaster coalitus* Martini & Bramlette e *Discoaster brouweri* Tan emend. Bramlette & Riedel.
TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3.2.1.1. - litofacies arenaceo-argilloso-conglomeratica (**CVT_{1a}**)

La litofacies si compone di arenarie arcosico-litiche e quarzoso-feldspatiche con minerali femici e subordinatamente con frammenti litici a grana media e grossolana, di colore grigio-ferro o grigio avana al taglio fresco e grigio-azzurrognolo o giallastro-arancio quando alterate e con medio-basso grado di selezione dei clasti, tessituralmente immature. Esse si presentano massive o laminate nella parte alta, con laminazioni piane parallelele ed oblique. Si trovano anche arenarie granulari e ciottolose e più raramente arenarie con ciottoli dispersi o con nuvole ciottolose. Si intercalano talora conglomerati matrice-sostenuti, con grossi ciottoli e clasti pelitici; i ciottoli sono sub-arrotondati sono costituiti da marne calcaree biancastre, rocce granitoidi, quarziti ed areniti, con tessitura *rudstone* e *grainstone.* In subordine sono presenti intercalazioni di blocchi carbonatici di spessore metrico non cartografabili e un olistolite (**ol**) di rocce carbonatiche di alcune migliaia di metri cubi. Nel complesso la stratificazione è poco visibile per estesi fenomeni di amalgamazione. I depositi descritti sono derivati in prevalenza da flussi gravitativi di sedimento ad alta concentrazione. In un'ampia fascia che corrisponde ai rami nord-ovest e sud-est delle aste fluviali del Calore e dell'Ofanto, le arenarie sopra descritte si intercalano a peliti e marne argillose a frattura concoide medio-spesse, brunastre e grigio-azzurre, argille siltose biancastre ed arenarie fini marroni, in taluni luoghi finemente laminate (sequenze T_{b-e}) tipiche di flussi di correnti diluite; si rinvengono inoltre intercalazioni di strati lenticolari di calciruditi e calcareniti grigiastre lito-bioclastiche. I livelli pelitici e marnosi si rinvengono anche a sud dell'abitato di

PROGETTO CARG

Nusco, lungo il Torrente Gargone fino alla stazione di Nusco dove si ritrovano rari aggregati di microcristalli di gesso selenitico. La porzione più grossolana di questa litofacies si ritrova in corrispondenza del T. Cargone dove le litofacies osservate presentano notevoli analogie con la successione di S. Eustachio riferibile a **CVT_1**. Si ritrovano infatti facies conglomeratiche a grossi ciottoli e blocchi, in matrice sabbiosa, talora argillosa; tali facies sono prodotte da *debris flow* coesivi e non coesivi. Sono evidenti fenomeni di amalgamazione e la base degli strati in genere è erosiva; verso l'alto si rinvengono stratificazioni piane e talora culminanti con sequenze di T_{c-e}; nel complesso queste facies costituiscono prodotti in prevalenza da flussi torbiditici ad alta densità e flussi granulari caratterizzanti uno stadio di crescita costituito da canali e da sistemi canali-lobi. Altri affioramenti sono osservabili nella Valle dell'Ofanto in corrispondenza del V.ne Varaitillo e ad ovest di Teora. L'ambiente di deposizione è di bacino marino pelagico indicativo di uno stadio di crescita torbiditico costituito in prevalenza da canali e da sistemi canali-lobi. I terreni di **CVT_{1a}** sono in rapporto latero-verticale con **CVT_1**; il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **UPB**, **ALV**, **FMS**, **RDT**, e con diversi termini dei terreni di **FYR**, **AV**, **CPA_b**; Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **SAD_2** e **RVM_a**. Lo spessore stimato è di circa 200 m.

Microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globorotalia* ex gr. *menardii* (Parker, Jones & Brady) e *Orbulina sp*. Microbiofacies a nannoplancton: *Amaurolithus* cf. *primus* (Bukry & Percival) Gartner & Bukry, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner, *Discoaster icarus* Stradner, *Discoaster pentaradiatus* Tan emend. Bramlette & Riedel, *Discoaster* cf. *surculus* Martini & Bramlette, *Discoaster berggrenii* Bukry, *Catinaster coalitus* Martini & Bramlette e *Discoaster brouweri* Tan emend. Bramlette & Riedel.
TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3.2.2. - *membro siltoso-argilloso-marnoso* (**CVT_2**)

Il membro superiore è costituito in prevalenza da argille con intercalate marne ed arenarie quarzoso-feldspatiche, quarzoso-litiche e micacee e talora livelli calcarenitici. La successione è ben osservabile in corrispondenza degli affluenti di destra del Fiume Calore, il Vallone della Volpe e il Vallone Ferrara, ad est di Paternopoli e in località Varricella tra gli abitati di Sant'Angelo dei Lombardi e di Lioni. In particolare **CVT_2** è costituito da peliti e marne argillose medio-spesse alternate ad arenarie fini marroni e giallastre, in taluni luoghi finemente laminate (sequenze T_{b-e}); si intercalano arenarie grigio-avana, a grana medio-grossolana in matrice, in alcuni casi abbondante, di natura calcarea, massive e talora laminate; sono presenti inoltre intercalazioni di strati lenticolari di calciruditi e calcareniti grigiastre lito-bioclastiche alternate ad argille ed argille marnose grigio scure,

PROGETTO CARG

marne siltose grigiastre e arenarie siltose. Nella parte alta sono più frequenti strati calcarenitici biancastri finemente laminati, marne calcaree compatte, gessareniti grigio-azzurrognole tenere e poco cementate, in banchi, con rare intercalazioni di sottili strati di arenarie fini e silt di colore grigio chiaro e marrone chiaro. **CVT$_2$** è espressione di uno stadio di crescita di un sistema torbiditico formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *overbank* relativi ad una fase di *widening* del sistema deposizionale. Lo spessore di questo intervallo stratigrafico è di almeno 200 m. Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **FYR$_2$** e **AV**; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **SAD$_2$** e **RVM$_b$**. I campioni, generalmente sterili, sono riferiti al Messiniano inferiore nel Foglio contiguo n. 449 "Avellino", per la presenza di Microbiofacies a nannofossili: *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival) Gartner & Bukry, *Discoaster icarus* Stradner.
MESSINIANO INFERIORE

4. - UNITÀ SIN- POSTOROGENICHE DEL PLIOCENE INFERIORE - SUPERIORE

I depositi pliocenici dei bacini intra-appenninici campano-lucani sono tradizionalmente riferiti alla "Unità di Ariano" (Ippolito *et alii*, 1973; Pescatore & Ortolani, 1973; Cocco *et alii*, 1974; Ippolito *et alii*, 1974; D'argenio *et alii*, 1975). Essi occupano prevalentemente la parte centrale e settentrionale dell'area del Foglio, nelle valli dei fiumi Ufita e Ofanto. Il substrato su cui tali depositi poggiano in discordanza è costituito da: depositi alto-miocenici (**CVT**); terreni appartenenti alle unità di Frigento - Monte Arioso (**FYR**, **FYR$_1$**, **FYR$_2$**), Fortore - Groppa d'Anzi (**AV**, **CPA$_b$**) e Daunia (**FAE$_b$**). Le unità plioceniche affioranti sono state inserite all'interno dell'unità sintematica di ordine gerarchico superiore: il *supersintema di Ariano Irpino* (**AR**) sviluppato in un intervallo temporale compreso tra il Pliocene inferiore *p.p.* e il Pliocene superiore *p.p.*

4.1. - supersintema di Ariano Irpino (**AR**)

La successione comprende sedimenti clastici di delta-conoide grossolano che passa lateralmente e verso l'alto a sedimenti marino-deltizi e lagunari. Nell'area del Foglio **AR** è suddiviso nei sintemi di Andretta (**SAD**) e di Ruvo del Monte (**RVM**) del Pliocene inferiore *p.p.* e Pliocene superiore *p.p.* (Fig. 12). Il *sintema di Andretta* (**SAD**) è stato suddiviso in due subsintemi: il *subsintema di Monte Airola* (**SAD$_1$**), prevalentemente conglomeratico e il *subsintema di Vallicella* (**SAD$_2$**), rappresentato in prevalenza da argille siltose ed arenarie. Il *sintema di Ruvo*

PROGETTO CARG

del Monte (**RVM**) è rappresentato dalla *litofacies arenaceo sabbiosa* (**RVM$_a$**) e dalla litofacies *conglomeratico-sabbiosa* (**RVM$_b$**). Il *supersintema di Ariano Irpino* è delimitato da superfici di discordanza: quella inferiore è modellata sui terreni alto-miocenici (**CVT**), sui diversi termini dei terreni delle unità tettoniche di Frigento - Monte Arioso (**FYR**), del Fortore - Groppa d'Anzi (**AV**, **CPA$_b$**) e della Daunia (**FAE$_b$**); quella superiore è erosionale ed è coperta dai diversi terreni del Pleistocene medio *p.p.* afferenti ai sintemi di Conza della Campania (**CZC**) e di Lioni (**LIO**). La discontinuità che delimita **RVM** e **SAD** è individuata da una superficie netta che separa successioni leggermente in discordanza, a forte contrasto litologico e riconducibili ad ambienti non contigui.
PLIOCENE INFERIORE p.p. - SUPERIORE p.p.

4.1.1. - *sintema di Andretta* (**SAD**)

Il *sintema di Andretta* è costituito da depositi conglomeratici e sabbiosi di ambiente continentale di fan-delta che passano, verso l'alto a sabbie marine e argille lagunari. L'unità è suddivisa nel subsintema di Monte Airola (**SAD$_1$**) e di Vallicella (**SAD$_2$**), **in rapporto latero-verticale**. Nel complesso questi depositi sono rappresentativi di una successione silicoclastica regressiva. Lo spessore totale del sintema è valutabile intorno ai 150 m. Le associazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei consentono di attribuire il sintema all'intervallo pliocenico riferibile alla biozona MPl4a e MNN14-15/MNN16a partim (CN11b-CN12a partim) (*sensu* Rio *et alii*, 1990, 1994). Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici, nel Foglio n. 451 "Melfi", le datazioni riferite al subsintema **SAD$_2$**, riferiscono l'unità al limite della zona MPl3/MPl4a per la presenza concomitante di *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez e *Globorotalia punticulata* (Deshayes).
PLIOCENE INFERIORE p.p.

4.1.1.1. - subsintema di Monte Airola (**SAD$_1$**)

I depositi di questa unità affiorano esclusivamente nei pressi dell'abitato di Andretta. Si tratta in prevalenza di conglomerati poligenici ed eterometrici a matrice ruditica e microconglomeratica arrossata. I corpi conglomeratici sono a geometria fortemente irregolare e lenticolare. Sono presenti talora intercalazioni di lenti di arenarie, sabbie e silt marnoso (visibili in località Martino). Le arenarie, a grana media, presentano frequenti strutture trattive a laminazione incrociata e *ripples*; si rinvengono abbondanti frammenti di gusci e valve di ostreidi e pettinidi. Più rare sono le intercalazioni di argille sabbiose con frustoli vegetali. L'ambiente

PROGETTO CARG

deposizionale è di spiaggia sommersa-piana deltizia fino a continentale di conoide alluvionale. Lo spessore è di circa 100 m. Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **CPA$_b$** e **AV**; il limite superiore corrisponde alla superficie topografica. **SAD$_1$** si correla alla omonima unità del Foglio "Melfi" n. 451 ed al membro dei conglomerati e sabbie di San Sossio Baronia (BNA$_{1a}$) del Foglio "Ariano Irpino n. 433.

Sono state individuate associazioni microfaunistiche con *Globorotalia puncticulata* Deshayes indicative del Pliocene inferiore - biozone MPl4a e MNN14-15/MNN16a partim (CN11b-CN12a partim) (*sensu* Rio *et alii*, 1990, 1994).

PLIOCENE INFERIORE p.p.

4.1.1.2. - subsintema di Vallicella (**SAD$_2$**)

I depositi del subsintema di Vallicella sono molto diffusi in sinistra orografica del Fiume Ofanto, entro le valli del Fiume Ufita e del Torrente Fredane. La distribuzione dei depositi corrisponde alle porzioni più depresse dell'ampia struttura sinforme ad orientazione appenninica (ONO-ESE) (cfr. Cap. V). Ottimi affioramenti di questa unità si ritrovano lungo la strada che dall'Ofanto risale verso Andretta, a partire dalla località Liardi, nei dintorni di Morra de Sanctis, sui versanti in sinistra orografica del Fiume Ofanto, poco prima di raggiungere la Diga di Conza. La successione risulta costituita in prevalenza da argille siltoso-marnose di colore giallastro, molto bioturbate, con spoglie di molluschi alle quali si intercalano o passano lateralmente, sabbie a grana molto fine, laminate o mal stratificate e, soprattutto nella parte bassa, a litoareniti a grana fine, torbiditiche, di colore avana chiaro. Nell'insieme, i caratteri deposizionali indicano un ambiente deposizionale di spiaggia sommersa con azione di trazione del moto ondoso che passa ad ambiente di prevalente decantazione di pro-delta. Nel complesso lo spessore non supera i 150 m. **SAD$_2$** si correla in parte al membro pelitico arenaceo del Fiume Miscano (BNA$_2$) del Foglio n. 433 "Ariano Irpino" e alla omonima unità del Foglio n. 451 "Melfi". Si intercala una litofacies delle sabbie e silt argillosi (**SAD$_{2a}$**). Il limite inferiore è erosivo con discordanza con **AV**, **CPA$_b$**, **FYR$_1$**, **FYR$_2$**, **ALV** e **CVT$_1$**. A sud di Conza della Campania **SAD$_2$** sutura la sovrapposizione tettonica di **FYR$_2$** su **ALV**. Il contatto basale è visibile in località Serroni, sui depositi meso-cenozoici dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* ed in particolare sul fianco interno dell'anticlinale Monte Mattine - Frigento. Il limite superiore è discordante con **RVM$_a$**, **RVM$_b$**, **LIO$_{1e2}$** e **LIO$_{2b}$**. Il passaggio superiore a **RVM$_a$** e **RVM$_b$** è visibile solo localmente a Serro Renna.

In località San Vito è stata individuata una sezione di campionamento a scopo biostratigrafico di spessore stimato intorno ai 150 m. La campionatura

PROGETTO CARG

ai fini biostratigrafici ha consentito una datazione non più antica del Pliocene inferiore. In particolare, le analisi hanno evidenziato associazioni a foraminiferi planctonici con *Globorotalia puncticulata* Deshayes, mentre quelle a foraminiferi bentonici sono caratterizzate dalla presenza di *Lenticulina curvisepta* (Seguenza), *Lenticulina stellata* (Seguenza), *Lenticulina vortex* (Fichtel & Moll), *Nodosaria pentecostata* (Costa) *Plectofrondicularia striata* (D'Orbigny), *Stilostomella adolphina* (D'Orbigny), *Anomalinoides helicinus* (Costa) (biozona MPL4a).
PLIOCENE INFERIORE p.p.

4.1.1.2.1. - litofacies dei conglomerati, delle sabbie e silt argillosi (**SAD_{2a}**)

La litofacies è esposta negli impluvi presenti a nord di Paternopoli; essa si compone di sabbie giallognole, in strati anche amalgamati con intercalazioni di strati siltoso-argillosi e più raramente di arenarie e conglomerati ben cementati; sono anche presenti in taluni luoghi marne argillose di colore grigio-azzurro o, quando alterate, di colore giallognolo. Verso l'alto l'aumento graduale delle intercalazioni di arenarie e del loro spessore rende riconoscibile una stratificazione, altrimenti poco definibile. All'interno delle arenarie a grana medio-fine, di colore giallastro e in strati prevalentemente sottili a base netta, è presente la gradazione granulometrica e a luoghi la laminazione piano-parallela e/o ondulata. Sono piuttosto diffuse le tracce di bioturbazione, i noduli calcarei e i frammenti vegetali. L'ambiente è di spiaggia sommersa con episodi di continentalità fino a fronte deltizia. Tale litofacies si correla ai depositi omonimi del Foglio n. 451 "Melfi" e a parte di BNA_{1b} del membro dei conglomerati e delle sabbie di S. Sossio Baronia BNA_1 del Foglio n. 433 Ariano Irpino.
PLIOCENE INFERIORE p.p.

4.1.2. - *sintema di Ruvo del Monte* (**RVM**)

Il sintema è costituito da sedimenti silicoclastici conglomeratici e sabbiosi, suddiviso in due litofacies in rapporto eteropico: *litofacies arenaceo-sabbiosa* (**RVM_a**) e *litofacies conglomeratico-sabbiosa* (**RVM_b**). I caratteri delle facies arenaceo sabbiosa e conglomeratico sabbiosa del *sintema di Ruvo del Monte* consentono di attribuire tale unità ad un sistema di *fan-delta* (tipo *Gilbert*) associato, verso l'alto, ad una porzione subaerea dello stesso sistema riconducibile a facies di conoide sviluppato quindi fino ad un dominio verosimilmente continentale (Ciarcia & Torre, 1996). A conferma della fase di continentalità con depositi associati di tipo palustre vi sono livelli argillosi, lenti torbose e i travertini fitoclastici intercalati a **RVM_b**, non cartografabili per lo spessore

PROGETTO CARG

ridotto. Nel complesso lo spessore in affioramento non supera i 200 m; dai dati dei pozzi per la ricerca di idrocarburi (sondaggi AGIP denominati "S. Angelo dei Lombardi" 3 - 4 - 11) lo spessore complessivo è valutabile di circa 400 m. **RVM** è in contatto netto e leggermente discordante sul *subsintema di Vallicella* (**SAD$_2$**), evidenziando probabilmente un effetto locale della tettonica che deve aver disattivato il precedente sistema deposizionale (**SAD**), portandolo in erosione prima della nuova deposizione, come si può dedurre nella località posta a sud-ovest dell'abitato di Morra de Sanctis, tra l'abitato di Cairano e Calitri dove è osservabile il limite basale discordante sui depositi del Pliocene inferiore; **RVM** si ritrova in contatto fortemente erosivo con discordanza angolare sui terreni di **CVT**, sui terreni del substrato meso-cenozoico dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* e dell'*Unità di Frigento - Monte Arioso* e su quelli dell'*Unità della Daunia*.

I campioni prelevati ai fini biostratigrafici spesso sono risultati sterili; solo quelli prelevati tra l'abitato di Cairano e di Calitri hanno permesso di attribuire una parte della successione al Pliocene medio (zona MPl4b - MPl5a), per la presenza di *Globorotalia bononiensis* Dondi e *Gt. crassaformis* (Galloway & Wissler). Dati di dettaglio provengono dalle ricerche biostratigrafiche di questo sintema nel Foglio "Melfi" n° 451, dove **RVM** abbraccia un intervallo cronologico compreso tra il Pliocene inferiore *p.p.* e il Pliocene superiore *p.p.* (nannofossili calcarei biozone MNN16a, MNN16b/17; foraminiferi planctonici zona MPl4a alla base e zona MPl5b a tetto secondo lo schema di Cita (1975).

PLIOCENE INFERIORE p.p. - SUPERIORE p.p.

4.1.2.1. - litofacies arenaceo sabbiosa (**RVM$_a$**)

Questa litofacies risulta costituita da arenarie fini, sabbie, sabbie argillose e silt gialli stratificati; subordinatamente arenarie avana medio-grosse stratificate; le arenarie con cemento calcareo si presentano generalmente in strati medi, irregolari e lenticolari con terminazioni entro una decina di metri; nelle arenarie, talora, è visibile una gradazione diretta. Nella parte bassa sono frequenti intercalazioni di argille, marne siltose, marne sabbiose grigie o verdastre in lenti; calcareniti grigie organogene in strati da sottili a spessi, con buona continuità laterale; subordinatamente, lenti conglomeratiche che divengono più frequenti verso l'alto. Nei livelli sabbiosi si rinvengono frammenti di molluschi; le strutture sedimentarie variano da laminazione obliqua a piccola scala (*ripples*) a laminazione piano-parallela e/o inclinata, frequenti le troncature di *ripples*; occasionalmente si rinviene una stratificazione gibbosa (tipo *hummocky*). Si rinvengono tracce di bioturbazioni più diffuse nella parte bassa della litofacies e che diminuiscono verso l'alto. Concrezioni calcaree caratterizzano a luoghi gli strati sabbiosi. Tra i macrofossili, abbondanti i resti di grossi lamellibranchi

PROGETTO CARG

(*Pecten*, *Ostrea*), sia in gusci interi che in frammenti. **RVM$_a$** si correla alla omonima litofacies del Foglio "Melfi" n. 451 e al membro **STF$_2$** della formazione di Sferracavallo del Foglio Ariano Irpino n. 433. Gli affioramenti più estesi sono stati osservati ad est di Lioni, ed in particolare alla destra del Fiume Ofanto, sul piccolo rilievo della Civita e in località San Vito, ad ovest di Morra de Sanctis. La località Civita consente di analizzare esposizioni non continue ma piuttosto diffuse dei caratteri stratigrafici di questa litofacies che poggiano sul membro calcareo del *Flysch Rosso.* In corrispondenza del versante a nord della località San Vito si osserva, nella porzione più bassa, la presenza di alternanze di sabbie medio-fini e di argille sabbiose. Le prime, con base netta e all'interno laminazione concava-convessa, le seconde con lenti sabbiose o siltose debolmente laminate e con diffusa bioturbazione. Su queste alternanze, con un passaggio erosivo debolmente arrossato e caratterizzato dalla presenza di frammenti di valve di lamellibranchi, si trovano depositi grossolani, poco selezionati ai quali segue un'alternanza di sabbie medio-grossolane, con una laminazione irregolare e con sporadici frammenti di valve di lamellibranchi in strati medi e spessi con geometrie prevalentemente lentiformi, e sabbie relativamente più fini di colore giallo-verdastro, gradate. Tale tratto della successione, essenzialmente sabbiosa, con sporadici elementi più grossolani, potente meno di una decina di metri, viene quindi interrotto da un corpo conglomeratico costituito da tre strati medio-spessi ciottolosi, di cui quello inferiore mostra una chiara embriciatura verso sud-ovest. L'ambiente deposizionale varia da circalitorale esterno, di fronte deltizio, a spiaggia sommersa. Spessore di circa 70 m. Il limite inferiore è stratigrafico discordante su **AV**, **TUT$_b$**, **FYR$_1$**, **FYR$_2$**, **ALV**, **SAD$_2$**, **CVT$_1$** e **CVT$_2$**. Il limite superiore è stratigrafico discordante con **CZC$_2$**.
PLIOCENE INFERIORE p.p. - SUPERIORE p.p.

4.1.2.2. - litofacies conglomeratico-sabbiosa (**RVM$_b$**)

La litofacies conglomeratico-sabbiosa è costituita prevalentemente da conglomerati poligenici con clasti di arenarie a grana media e fine di colore giallastro, calcareniti biancastre e calcilutiti nocciola o marrone scuro, a luoghi tipo "pietra paesina", immersi in matrice arenacea con inclusi frustoli carboniosi. Il grado di arrotondamento dei clasti è sempre elevato con forme prevalentemente sferoidali e subordinatamente discoidali. Gli elementi angolosi presenti derivano essenzialmente dalla rottura di ciottoli. Normalmente essi risultano mal selezionati e solo localmente sono ben embriciati. Le dimensioni dei clasti variano da 30 cm di diametro, più frequenti nella parte inferiore, ai 15 cm. Nella porzione terminale, riferibile agli affioramenti di Morra de Sanctis, si ritrovano clasti che raggiungono i 50 cm. I conglomerati mostrano un'intelaiatura

PROGETTO CARG

prevalentemente clasto-sostenuta. In qualche caso è stata osservata nella matrice una componente bioclastica. I corpi conglomeratici sono a geometria irregolare e spessi fino a 5 metri e presentano intercalazioni poco frequenti di lenti sabbioso-siltose. I corpi più grossolani hanno una base marcatamente erosiva. Internamente ad essi si osserva una stratificazione obliqua ad alto angolo, passante verso l'alto ad una stratificazione orizzontale; tali caratteri definiscono una geometria progradazionale a grande scala con foreset immergenti in un arco compreso tra nord-est e sud. Lo sviluppo di questo sistema, con tali direzioni, è confermato dagli assi dei canali e dall'embriciatura dei ciottoli. Il rapporto tra i *foreset* e i depositi sottostanti della litofacies sabbiosa è di tipo *downlap*. Le sabbie associate a questa litofacies variano granulometricamente da medie a grossolane, si presentano in strati da medi a molto spessi, mal distinti e con intercalazioni di ciottoli in lenti e strati cuneiformi. Gli strati continui e ben cementati mostrano all'interno lamine inclinate con angoli discreti (circa 25°) e talora risultano massivi. Localmente, ed in particolare in località Morra de Sanctis, intercalate ai depositi conglomeratici sommitali, sono state osservate lenti torbose; entro tale intervallo stratigrafico sono intercalate due lenti di travertino fitoclastico (in località C. Del Priore tra gli abitati di Sant'aAngelo dei Lombardi e di Morra de Sanctis); entrambi i depositi non sono cartografabili per l'esiguo spessore. $\mathbf{RVM_b}$ evidenzia una deposizione clastica in ambiente marino, riconducibile ad un apparato deposizionale tipo *fan-delta* (tipo *Gilbert*) che, nella porzione terminale, passa a condizioni di continentalità. Lo spessore della litofacies può raggiungere i 120 m. $\mathbf{RVM_b}$ si correla alla omonima litofacies del Foglio "Melfi" n. 451 ed alla porzione clastica grossolana (conglomerati e arenarie) del membro delle Areniti di Costa S. Paolo (STF_3) del Foglio "Ariano Irpino" n. 433. Il limite inferiore è stratigrafico discordante su **AV**, $\mathbf{CPA_a}$, $\mathbf{FYR_2}$, $\mathbf{FYR_a}$, $\mathbf{FAE_b}$ e $\mathbf{SAD_2}$. A nord-est dell'abitato di Torella dei Lombardi $\mathbf{RVM_b}$ sutura la sovrapposizione tettonica di **AV** su $\mathbf{FAE_b}$. Il limite superiore è coincidente con la superficie topografica.
PLIOCENE INFERIORE p.p. - SUPERIORE p.p.

5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

5.1. - Unità distinte in base al bacino di pertinenza

5.1.1. - *Bacino del Fiume Ofanto*

Nel Bacino dell'alta valle del Fiume Ofanto sono state distinte due sintemi che caratterizzano la stretta interazione erosivo/deposizionale prodotta nel corso

PROGETTO CARG

dell'evoluzione retrogressiva del Fiume Ofanto innescata da processi tettono-climatici. La prima unità, formata dal *sintema di Lioni* (**LIO**), si sviluppa dal Pleistocene medio *p.p.* al Pleistocene superiore *p.p.* ed è parzialmente coeva con i depositi appartenenti al *sintema di Conza della Campania*, assegnato al Pleistocene medio *p.p.* - Olocene *p.p.* (Fig. 13). La presenza di tali unità sintematiche si spiega con l'esistenza di una soglia morfologica nell'area compresa tra S. Vito a nord e C. Castellano a sud, attualmente incisa dal Fiume Ofanto, che separava l'area di Lioni dal settore più orientale.

5.1.1.1. - sintema di Lioni (**LIO**)

L'unità affiora nei dintorni dell'abitato di Lioni, nella porzione centrale del Foglio, ed è parzialmente incisa dall'alto corso del Fiume Ofanto e dai suoi tributari. E' formata, dal basso verso l'alto, dai subsintemi di Ponterotto ($\mathbf{LIO_{1e2}}$) e di Casa Garofalo ($\mathbf{LIO_{2b}}$) entrambi di ambiente alluvionale, ma in facies fluvio-lacustre l'unità inferiore e conglomeratica quella superiore. La discontinuità di letto è di natura erosionale ed è modellata su depositi del substrato pre-quaternario, mentre quella di tetto corrisponde alla superficie topografica ed è localmente coperta da $\mathbf{CZC_3}$, $\mathbf{b_2}$, **b**, **a**. Lo spessore massimo stimato è di 110 m circa.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.1.1.1. - subsintema di Ponterotto ($\mathbf{LIO_{1e2}}$)

E' formato da depositi fluvio-lacustri affioranti sia nella Piana di Lioni che nel tratto compreso tra Campo Lungo-Ponterotto e Piano di Oppido. I depositi sono rappresentati in prevalenza da silt e marne siltoso-argillose, argille diatomitiche siltose (tipo laminiti), sabbie argillose grigio-scure frammiste a materiali piroclastici minuti, incoerenti e terrosi di colore giallo; sono presenti intercalazioni di lenti di piroclastiti sciolte di colore marrone-vinaccia; sabbie e limi; ghiaie calcaree fluviali e pietrisco in nuvole sciolte entro una matrice sabbioso-piroclastica; limi argillosi verdi ricchi in livelli carboniosi (località Seccatizzo); la litofacies è quella tipica dei depositi lacustri. Il limite inconforme inferiore è modellato sui depositi di $\mathbf{FYR_2}$, $\mathbf{CPA_b}$, $\mathbf{SAD_2}$, $\mathbf{CVT_1}$ e **ALV**; il limite superiore è erosivo ed è ricoperto dai depositi di $\mathbf{LIO_{2b}}$. Lo spessore raggiunge circa 50 m.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. – PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

PROGETTO CARG

5.1.1.1.2. - subsintema di Casa Garofalo (**LIO_{2b}**)

Il deposito, distribuito a partire da 600 m circa di quota tra le località Casa Garofalo e Casa Nittoli e terrazzato a diverse altezze è formato da conglomerati eterometrici ed eterogenei a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa in strati e lenti più o meno cementati, raramente sono presenti embriciature nei ciottoli; sono presenti clasti di natura calcarea alternati a sabbie con diverso grado di alterazione. Tale alterazione si osserva a monte del cimitero di Lioni dove affiorano conglomerati ad elementi calcarei alternati a sabbie. L'unità è costituita da un deposito fluviale in facies di canale che aggradava un antico fondovalle alluvionale il cui paleolivello di base era più alto di circa 100 m rispetto a quello attuale rappresentato dal fondovalle del Fiume Ofanto. Il limite inferiore è modellato sui depositi pre-quaternari di **FYR_2**, **FYR_1**, **CPA_b**, **SAD_2**, **CVT_1** e sulle argille lacustri di **LIO_{1e2}**, quello superiore coincide con la superficie topografica. Lo spessore si aggira intorno a 60 m.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.1.2. - sintema di Conza della Campania (**CZC**)

I depositi dell'unità rappresentano i vari ordini di terrazzi fluviali distribuiti sia in destra che in sinistra orografica del Fiume Ofanto, ampiamente diffusi anche nel vicino Foglio 451 Melfi. Il sinstema è formato dai subsintemi di S. Andrea di Conza (**CZC_1**), non presente nel Foglio, di Caperroni (**CZC_2**) e del Torrente Sarda (**CZC_3**). I depositi di **CZC_2** e di **CZC_3** affiorano ai margini orientali del Foglio e formano diversi ordini di terrazzi fluviali del Fiume Ofanto. I depositi terrazzati di **CZC_3** sono correlabili in senso morfostratigrafico a quelli dei terrazzi di UIN del contiguo Foglio 451 Melfi la cui età è stata attribuita al Pleistocene superiore p.p. (40.7±8.4 ka in Buettner et alii, 2003). La discontinuità di letto è di natura erosionale ed è modellata su depositi del substrato pre-quaternario e su **LIO**, mentre quella di tetto corrisponde alla superficie topografica dei terrazzi fluviali ed è localmente coperta da **b_2**, **b**, **e_2**. Lo spessore massimo stimato è di 30 m circa.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. - OLOCENE p.p.

5.1.1.2.1. - subsintema di Caperroni (**CZC_2**)

La successione è formata da un'alternanza di ghiaie e sabbie eterometriche ed eterogenee in matrice sabbioso-siltosa, con caratteristica embriciatura e strutture da ostacolo e da sabbie siltose e limi argillosi in lenti debolmente

PROGETTO CARG

coesive. I depositi sono presenti in destra orografica del torrente Sarda (tributario del Fiume Ofanto) e sono disposti in terrazzi sospesi a quote variabili tra 500 e 530 m s.l.m. Lo spessore è di circa 20 m. Altri depositi, associabili a questa unità, sono stati riconosciuti in altre aree, tuttavia la loro estensione limitata e il loro spessore ridotto non ne hanno consentito la rappresentazione cartografica. Il limite inferiore è modellato su **RVM**$_a$, **RVM**$_b$; il limite superiore coincide con la superficie topografica.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.1.2.2. - subsintema del Torrente Sarda (**CZC**$_3$)

I depositi di questa unità sono distribuiti in corrispondenza dell'asta fluviale del Fiume Ofanto e ricadono in un areale molto ampio, che va da Case Lemmo fino a Conza della Campania. Si rinvengono sospesi e terrazzati di qualche metro rispetto all'attuale area golenale del Torrente Sarda, un tributario di sinistra del Fiume Ofanto. La successione è formata da un'alternanza di ghiaie, limi e sabbie di colore giallo pallido, limi argillosi grigio chiari e limi brunastri, con rare intercalazioni di sabbie chiare calcaree e ghiaie; le ghiaie in nuvole o letti sono eterogenee ed incoerenti, solo a luoghi risultano debolmente cementate e ricche in matrice fino a paraconglomerati; sono presenti argille siltose diatomitiche in strati da sottili a medi. Una chiara esposizione di questi ultimi depositi è quella in prossimità del Km 7 della S.S. 7. Lo spessore è variabile e stimato con un valore massimo di 10 m. Il limite inferiore è modellato sui depositi pre-quaternari di **RVM**$_a$, **RVM**$_b$, **SAD**$_1$, **SAD**$_2$, quello superiore coincide con la superficie topografica ed è localmente ricoperto da **b**$_2$.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p.

5.1.2. - *Bacino del Fiume Calore*

5.1.2.1. - sintema di Montella (**VMN**)

L'unità affiora nell'area sud-occidentale del Foglio ed è circoscritta all'area di fondovalle della conca intermontana di Montella drenata dal Torrente Lacinolo, un affluente di basso rango gerarchico dell'alto tratto del Fiume Calore, e dallo stesso Fiume Calore. Un restringimento della valle fluviale nel tratto compreso tra gli abitati di Cassano Irpino a sud e Ponterotto a nord, delimita l'areale della conca di Montella. I depositi del riempimento clastico della conca sono incisi dalla rete drenante per oltre 20 m, testimoniando un approfondimento verticale del

PROGETTO CARG

livello di base dell'erosione e la sua conseguente cattura per erosione regressiva ad opera del Fiume Calore. Il riempimento clastico della depressione è alimentato nella parte alta da un ampio apparato di conoide che si sviluppa in direzione O-E a partire dall'abitato di Montella. Nel tratto pianeggiante della conca sono ampiamente distribuiti sia depositi alluvionali che sedimenti lacustri come ad esempio alla confluenza di due affluenti del Fiume Calore, i torrenti Caliendo e Sava. Lungo il corso effimero del torrente Caliendo, in corrispondenza di uno scavo temporaneo (trincea effettuata per la messa in opera del gasdotto) sono affiorati limi grigi, limi sabbiosi rossastri e limi argillificati intercalati a lenti o a strati detritici calcarei con matrice terrosa e piroclastica. Più diffusamente nella piana affiorano, in modo discontinuo, argille e sabbie argillose di colore grigio scuro ben stratificate con intercalazioni di limi sottilmente stratificati, sabbie e ghiaie a matrice limosa umificata e livelli di piroclastiti. Lo spessore più elevato di questa successione, pari a circa 90 m, è stato riconosciuto in un sondaggio realizzato in località San Francesco a Folloni. Il sintema è suddiviso nei subsintemi di Sorbo (**VMN_1**), di Case Marinari (**VMN_2**) e di Folloni (**VMN_3**). Nell'area del Foglio, la discontinuità di letto è di natura erosionale ed è modellata sui depositi del substrato pre-quaternario e di **a_3**; tale discontinuità è stata riconosciuta anche in un sondaggio geognostico alla profondità di circa 8 m rispetto al piano campagna e corrisponde ad un orizzonte pedologico. La discontinuità a tetto corrisponde alla superficie topografica dei terrazzi fluviali ed è localmente coperta da **b_2**. Lo spessore massimo stimato può raggiungere i 90 m circa.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.2.1.1. - subsintema di Sorbo (**VMN_{1a3}**)

I terreni di questa unità formano la superficie relitta di un ampio conoide di deiezione (antico *glacis* deposizionale) posto sul versante carbonatico ad un'altezza compresa tra 570 e 660 m di quota s.l.m., e sospeso a circa 100 m sopra la quota media dell'alveo del Fiume Calore (conoide di Sorbitello - S. Maria presso l'abitato di Montella). La successione è formata da conglomerati e brecce, cementati, eterometrici fino alle dimensioni di blocchi, in strati e banchi, ad elementi quasi esclusivamente calcarei, con matrice sabbioso-limosa di origine calcarea e con cemento calcareo, carsificati; terre rosse. Il limite inferiore è modellato sui depositi pre-quaternari del bedrock carbonatico, quello superiore coincide con la superficie topografica. Lo spessore è stimato in circa 30 m.
PLEISTOCENE MEDIO p.p.

PROGETTO CARG

5.1.2.1.2. - subsintema di Case Marinari (**VMN_{2b}**)

L'unità affiora nei pressi di Case Marinari, in prossimità del torrente Lacinolo. E' costituita da un'alternanza di conglomerati e ghiaie debolmente stratificate e a supporto di matrice sabbioso-limosa, con clasti a composizione prevalentemente calcarea e/o terrosa; l'ambiente deposizionale è di conoide alluvionale prossimale in facies da *debris flow*; lo spessore supera i 20 metri in sondaggio; il deposito passa lateralmente a sabbie e sabbie limose di colore marrone scuro o vinaccia debolmente laminate con intercalazioni di livelli sabbiosi medio-grossolani di colore giallo e rare lenti di brecciole calcaree, di ambiente lacustre (**VMN_{2e}**). La discontinuità di letto è modellata sui depositi **ALV** e **FMS**, quella di tetto coincide con la superficie topografica ed è localmente ricoperta da **b_2**. Lo spessore in affioramento raggiunge i 3 metri circa.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.2.1.3. - subsintema di Folloni (**VMN_{3b}**)

I depositi del subsintema sono presenti nel tratto pianeggiante della conca nel settore compreso tra San Francesco e Montella. La successione è formata da un'alternanza di ghiaia, sabbia e limo in assetto massivo o stratoide, con clasti di natura poligenica a supporto di matrice sabbioso-limosa di colore marrone o grigio chiaro. L'ambiente di sedimentazione è di piana di esondazione e lo spessore del deposito raggiunge circa 30 metri in sondaggio. La discontinuità di letto corrisponde ai depositi del substrato pre-quaternario, quella di tetto coincide con la superficie topografica.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.1.2.2. - sintema del Fiume Calore (**SFL**)

L'unità comprende tutti i depositi terrazzati presenti nella valle del Fiume Calore ed è costituita dai subsintemi più antichi di Castello del Lago (SFL_1), di Capodimonte (SFL_2), di Benevento (SFL_3), non presenti nel Foglio ma ampiamente diffusi nei contigui Fogli n. 449 "Avellino", n. 432 "Benevento" e n. 433 "Ariano Irpino", e da quello più recente dell'Ufita (**SFL_4**). I depositi di **SFL_4** formano i terrazzi fluviali più recenti dei Fiumi Calore, nel settore occidentale del Foglio, e Ufita in quello settentrionale. I depositi terrazzati del Fiume Calore sono distribuiti fino al restringimento della valle fluviale nel tratto compreso tra gli abitati di Ponterotto a nord e Cassano Irpino a sud. Oltre tale soglia morfologica affiorano i depositi alluvionali più antichi appartenenti al sintema di Montella (**VMN**). La discontinuità di letto è di natura erosionale ed è modellata su depositi

PROGETTO CARG

del substrato pre-quaternario, mentre quella di tetto corrisponde alla superficie topografica dei terrazzi fluviali ed è localmente coperta da $\mathbf{b_2}$.
PLEISTOCENE MEDIO - OLOCENE p.p.

5.1.2.2.1. - subsintema dell'Ufita (**SFL_4**)

I depositi di questa unità sono distribuiti lungo l'asta fluviale del Fiume Calore a partire dall'area di Ponterotto-Cassano Irpino in direzione nord. La successione è formata da ghiaie calcaree, sabbie e sabbie limose ad elementi calcarei con matrice terrosa composta da piroclastite rimaneggiata; limi grigi, limi sabbiosi rossastri e limi argillificati intercalati a lenti o livelli detritici calcarei con matrice terrosa di natura cineritica; argille e sabbie argillose di colore grigio scuro ben stratificate con intercalazioni di limi sottilmente stratificati, sabbie e ghiaie con matrice limosa umificata; rari livelli di limi a composizione cineritica; rappresenta nell'insieme un deposito alluvionale variabile da ambienti di canale a piana di esondazione, con terrazzi fluviali compresi tra 5 - 10 m di quota al di sopra dell'alveo attuale. Lo spessore è stimato in circa 3 m.
OLOCENE p.p.

5.1.3. - *Bacino di Piano Laceno*

5.1.3.1. - unità di Piano Laceno (**UPA**)

L'unità è localizzata nella conca tettono-carsica di Piano Laceno, nel settore meridionale del Foglio e all'interno del massiccio carbonatico de il Montagnone. La successione è formata da un'alternanza di limi e sabbie di colore scuro con elementi ciottolosi di natura calcarea dispersi in letti o in nuvole; sono presenti lenti di microbrecce non cementate, con matrice fangosa grigio scuro e/o terrosa rossa; piroclastiti rimaneggiate di colore grigio chiaro e marrone chiaro; lo spessore del deposito raggiunge circa 40 m in sondaggio; l'ambiente di sedimentazione è di tipo lacustre e palustre (**UPA_e**); lateralmente si passa a depositi colluviali formati da clasti calcarei e silicei immersi in matrice limoso-argillosa, con spessori non superiori a 1 metro (**UPA_{b2}**). In tutta la fascia che comprende la zona pedemontana del bacino, i depositi di **UPA_{b2}** passano lateralmente a detrito di falda composto da brecce calcaree sciolte in assetto massivo e immerse in matrice sabbioso-limosa di colore bruno con cineriti rimaneggiate (**UPA_{a3}**); lo spessore del detrito varia da pochi metri ad un massimo di 20 m circa. La superficie di appoggio basale dell'unità è modellata su **CRQ** e **RDT**, mentre la superficie di tetto coincide con

PROGETTO CARG

la superficie topografica. Lo spessore dell'unità, determinato congiuntamente in affioramento e da sondaggi, raggiunge i 40 m circa.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - ATTUALE.

5.2. - Unità non distinte in base al bacino di pertinenza

5.2.1. - *Unità completamente formate - vulcaniche e sedimentarie*

5.2.1.1. - Detrito di falda (**a_3**)

Nell'intera area del Foglio sono presenti grandi corpi detritici stratificati o in assetto massivo posti in corrispondenza delle fasce pedemontane dei rilievi calcareo-dolomitici e all'interno di aree morfologicamente depresse, sede talora di conche endoreiche. La successione è formata da detrito calcareo a geometria irregolare, a luoghi cementato e carsificato, in matrice limoso-terrosa; il deposito stratificato è formato da una alternanza di brecce eterometriche, sabbie e sabbie limose argillificate e/o brecce ad elementi calcarei e calcareo-dolomitici. I clasti eterometrici sono immersi in matrice calcarea che verso l'alto passa ad una matrice a composizione piroclastica. In alcune aree, gli elementi calcarei di diversa pezzatura costituiscono depositi incoerenti dilavati, presenti soprattutto nella parte sommitale dei corpi. Nell'area compresa tra Bagnoli Irpino e Lagrape, ai piedi del Monte Calciogliano, affiorano conoidi detritiche coalescenti costituite da brecce a cemento micritico stratificate, parzialmente cementate e carsificate. Le brecce risultano ruotate contromonte di circa 30° lungo piani di faglia ad andamento appenninico. Coni e falde detritiche si riconoscono ai piedi del versante nord del Monte Vallicelle, nei pressi dell'abitato di Caposele, al Piano Sazzano e nella Valle delle Brecce ai piedi del Monte Calvello, mentre ampie falde detritiche caratterizzano i versanti settentrionali del Monte Iuremito, del Monte Castelpagano, della Martina e del Monte Oppido. In affioramento lo spessore del deposito varia tra 2 e 40 m circa.
PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.2.1.2. - Deposito di frana antica (**a_{1b}**)

I terreni dell'unità sono largamente diffusi lungo i versanti strutturati nelle successioni flyschoidi a componente pelitica come ad esempio i terreni dell'Unità Sicilide, dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi* e quelli della litofacies pelitica

PROGETTO CARG

del sintema di Andretta. I depositi sono per la maggior parte erosi e/o reincisi e non evidenziano segni di ripresa del cinematismo mostrando talora la presenza di copertura vegetazionale anche arborea. Il deposito è costituito da accumuli di elementi litoidi eterometrici in assetto caotico, immersi in una matrice argilloso-marnosa e sabbiosa; il pezzame litoide è formato da calcilutiti, calcareniti ed arenarie. Lo spessore del deposito è variabile da pochi metri fino a circa 20 m (frana di Buoninventre).
PLEISTOCENE MEDIO? p.p.- PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

5.2.1.3. - Travertino (**f_1**)

Deposito calcareo costituito da una roccia a struttura vacuolare, fitoclastico, in strati o banchi di colore bianco latte, in parte degradato ed alterato. Rari affioramenti sono stati osservati in corrispondenza dell'abitato di Lioni.
PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p* - OLOCENE *p.p.*

5.2.1.4. - Deposito alluvionale terrazzato (**b_{n1}**)

Ghiaia poligenica ed eterometrica in banchi e strati a matrice sabbioso-limosa addensata o pedogenizzata, alternata a lenti decimetriche di sabbia limosa e limo argillificato; il deposito è individuato in corrispondenza del Piano Casolare al limite meridionale del Foglio, tra gli abitati di Santomenna e Materdomini, appare ricoperto da vegetazione arborea e raggiunge fino 15 m sul letto fluviale attuale. La facies deposizionale è quella fluviale con i depositi alluvionali attualmente incisi e/o terrazzati. Lo spessore è variabile ma non supera i 15 m.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p.

5.2.1.5. - unità di Piano delle Selve (**PNV**)

Limitatamente al settore orientale del Foglio affiorano depositi piroclastici da caduta, in giacitura primaria conforme alla superficie topografica preesistente. Sono costituiti da ceneri e lapilli pomicei; le ceneri sono di colore variabile dal giallo ocra chiaro al bruno e al rossiccio; alcuni livelli risultano parzialmente pedogenizzati. Il deposito deriva principalmente dal *fall-out* delle eruzioni pliniane del centro eruttivo del Somma-Vesuvio (piroclastiti di Mercato, Avellino e Pollena del Foglio n. 448 "Ercolano"), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (lave e piroclastiti del Vesuvio del Foglio n. 448 "Ercolano"). In subordine sono presenti depositi, con diverso grado di alterazione nella parte più superficiale,

PROGETTO CARG

detritico-colluviali-sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a composizione vulcanica e con livelli contenenti clasti carbonatici. La superficie d'appoggio basale è al contatto con tutte le unità pre-quaternarie. I depositi dell'unità sono ricoperti da **a** e non raggiungono il metro di spessore.
OLOCENE

5.2.2. - *Unità in formazione*

5.2.2.1. - Deposito di versante (**a**)

Il deposito è distribuito in forma di falde detritiche a composizione prevalentemente calcarea sui versanti carbonatici dei Monti Picentini e del Monte Marzano. Depositi più sottili, sabbiosi con ciottoli sparsi costituiscono le esigue fasce detritiche dei rilievi collinari la cui ossatura è data da successioni multistratificate prevalentemente arenaceo-conglomeratiche e arenaceo-pelitiche. La porzione superficiale di tali corpi è talora interessata da fenomeni di soliflussione in associazione con i depositi di $\mathbf{b_2}$. Il deposito è formato da brecce calcaree eterometriche e non cementate, massive e/o stratoidi con matrice calcareo-detritica, arenacea e/o piroclastica; sabbie a matrice limosa alterata contenente clasti isolati di arenarie e di calcari che localmente raggiungono dimensioni di alcuni metri cubi. Sui versanti carbonatici poggiano brecce di pendio con struttura *open work* formate da clasti eterometrici di natura calcarea immersi in matrice calcareo-detritica ed arenacea, con spessore variabile da poche decine di centimetri ad alcuni metri. Lungo il versante orientale di Monte Caselle e T.po S. Giacomo (sud di Montemarano), è presente un'ampia fascia di detrito di versante a grossi blocchi di calcilutiti grigio-avana provenienti dagli olistoliti dell'*unità di Pietra Boiara* (**UPB**). Lo spessore complessivo del deposito varia da 40 cm fino a 4 m.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. – ATTUALE

5.2.2.2. - Coltre eluvio-colluviale ($\mathbf{b_2}$)

L'unità è ampiamente distribuita in tutta l'area del Foglio e forma coperture molto ampie che talora raggiungono diversi km^2, come nei settori in sinistra idrografica del Fiume Ofanto o in destra idrografica del Fiume Calore, con spessori che superano i due metri. È composta da un deposito clastico formato da elementi isolati di natura calcarea e silicea immersi in matrice limoso-argillosa, talora di natura cineritica; localmente sono presenti prodotti piroclastici, paleosuoli e terre

PROGETTO CARG

rosse in giacitura primaria e/o risedimentati, non cartografabili separatamente. La frazione piroclastica rimaneggiata è molto diffusa sui rilievi carbonatici con spessori variabili, che quasi mai superano i due metri. A luoghi la piroclastite è presente in giacitura primaria con i seguenti prodotti: i) intervallo inferiore costituito da ceneri con rari inclusi di scorie e pomici; ii) intervallo intermedio formato da pomici bianche a gradazione inversa e con spigoli vivi, organizzate secondo due livelli di colore bianco e verde, nei quali non è presente matrice; iii) intervallo superiore costituito da clasti di pomici inclusi in una matrice limosa pedogenizzata. Il deposito piroclastico è da riferire al *fall-out* della eruzione del Somma-Vesuvio che in letteratura corrisponde al ventaglio di distribuzione della Formazione di Avellino (Lirer & Pescatore, 1968; Lirer *et alii*, 1973) datata a circa 3400 anni B.P. I prodotti piroclastici conservano buona distribuzione areale in corrispondenza dell'area boschiva dei Monti Picentini, ma purtroppo il loro esiguo spessore non ne ha consentito la rappresentazione cartografica. La maggior parte del deposito di $\mathbf{b_2}$ è formato da una copertura alterata di colore scuro di tipo eluviale e/o colluviale che varia in funzione della morfologia dei luoghi e della natura della roccia madre. Sulle unità con prevalenza di interstrati argillosi il deposito è di colore brunastro e poco spesso, si rinviene inoltre come deposito relitto sulle cime delle colline argillose; sui depositi flyschoidi la coltre eluviale è frammentata ed è più spessa soprattutto quando si sviluppa su rocce incoerenti quali arenarie poco cementate. Lo spessore raggiunge i 2 m circa nelle aree subpianeggianti e in corrispondenza delle depressioni tettono-carsiche presenti nei rilievi carbonatici. *OLOCENE p.p - ATTUALE*

5.2.2.3. - Deposito alluvionale (**b**)

Si tratta di un'alternanza di ghiaie poligeniche ed eterometriche in banchi e strati a matrice sabbioso-limosa, alternati a lenti e strati decimetrici di sabbie limose e limi argillificati; sabbie e ghiaie di golena; rappresenta il deposito della piana di esondazione attuale dei corsi d'acqua. Questi depositi formano superfici pianeggianti o sub-pianeggianti in corrispondenza dei fondovalle e superfici semiconiche con basso gradiente di pendio in corrispondenza delle aree pedemontane. Si trovano inoltre incastrati morfologicamente nei depositi alluvionali più antichi delle principali aste fluviali. Lo spessore varia da 2 a 5 m. *ATTUALE*

5.2.2.4. - Deposito di frana ($\mathbf{a_{1a}}$)

Il deposito è costituito da masse argillose o argilloso-marnose destrutturate

PROGETTO CARG

con frammenti litoidi o blocchi di calcilutiti, calcareniti ed arenarie, appartenenti a terreni originariamente stratificati con prevalenti intercalazioni di argille. Lo spessore è variabile da pochi metri fino a circa 5 m. Tale deposito viene originato dalla mobilitazione di masse prevalentemente argillose per lo più sottoconsolidate e prive di struttura. I corpi sono composti inoltre da frammenti di roccia litoide di varia cubatura sia di natura calcarea (marne, calcilutiti e calcareniti), che silicoclastica (areniti, conglomerati e loro costituenti singoli). In corrispondenza di versanti prevalentemente argillosi formati a spese di unità litostratigrafiche a forte componente pelitica la natura del cumulo risulta costituita dagli stessi litotipi del substrato. Laddove il substrato presenta una composizione più variabile il deposito di frana appare litologicamente diverso, come ad esempio in località Vallone degli Orsi.
ATTUALE

5.2.2.5. - Deposito lacustre (**e_2**)

Limi e sabbie con elementi ciottolosi in nuvole o letti e con intercalazioni di lenti di ghiaie poligeniche ed eterometriche a supporto di matrice sabbioso-limosa; livelli di sabbie limose di colore scuro con frustoli vegetali (invaso di Conza della Campania). Lo spessore si aggira intorno ai dieci metri.
ATTUALE

5.2.2.6. - Deposito antropico (**h**)

Terreni di risulta derivati sia dall'escavazione di gallerie sia da opere di sbancamento sui versanti; si compongono di frammenti litoidi talora inglobati in matrice argilloso-sabbiosa o terroso-detritica decompattata. Questi terreni si ritrovano in adiacenza o in prossimità delle opere stradali e delle opere idrauliche e spesso sono composti da litotipi estranei alle rocce del luogo.
ATTUALE

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - TETTONICA E MORFOTETTONICA

1. - CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI A SCALA REGIONALE

In Italia meridionale vengono riconosciuti, sin dagli anni sessanta, corpi sedimentari con limite basale non conforme e contatti tettonici per sovrascorrimento tra le successioni carbonatiche e quelle di mare profondo. Ancora prima, più autori avevano segnalato rapporti "anomali" tra i terreni dei diversi domini di sedimentazione (Limanowski, 1913; Grzybowski, 1921; Quitzow, 1935; Anelli, 1939), poi interpretati come prodotti da tettonica tangenziale, in contrapposizione all'idea fissista di De Lorenzo (1904). I primi modelli evolutivi basati sui concetti della tettonica a zolle proposti per l'Appennino meridionale si devono a Haccard *et alii* (1972), Amodio Morelli *et alii* (1976), Grandjacquet & Mascle (1978) e Pescatore (1978). Il primo richiamo ai concetti dell'alloctonia delle unità per quanto concerne l'area del Foglio, si deve invece a Zanzucchi (1959), a proposito della sovrapposizione dei terreni della serie lucana, il "Flysch di Pescopagano", alle molasse mioceniche, a Pescatore (1965b) e a Turco (1976) e successivamente a Pappone & Ferranti (1995) per la finestra tettonica di Campagna nei Monti Picentini a sud del Foglio, che rivela l'accavallamento della serie calcareo-dolomitica sulla *serie calcareo-silico-marnosa* (Scandone, 1967).

I lavori a carattere regionale più recenti, frutto dell'integrazione delle conoscenze di superficie e di sottosuolo (pozzi per la ricerca petrolifera e profili sismici), documentano e confermano la presenza di sovrapposizioni tettoniche regionali (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii*, 1988). Le successioni meso-cenozoiche dell'Appennino meridionale sono incluse in unità tettoniche che

prendono il nome di "complessi" (Ogniben, 1969), "serie" (Scandone, 1972), e "unità stratigrafico-strutturali" (D'argenio & Scandone, 1970; D'argenio *et alii*, 1973). Per una sintesi moderna della distribuzione ed età della deformazione delle unità tettoniche si veda Patacca & Scandone (2007) e bibliografia contenuta. La sezione di Figura 10 (da Mostardini & Merlini, 1986, modif.) rappresenta, con buona approssimazione, l'assetto tettonico della catena nell'area del Foglio. Più in generale, i modelli proposti per l'assetto dell'orogene sud-appenninico esprimono diverse opzioni sulle modalità di impilamento delle falde, sull'entità dei raccorciamenti crostali e sui tempi di messa in posto e spaziano da quelli che prevedono scollamenti profondi (Casero *et alii*, 1988; Menardi Noguera & Rea, 2000; Finetti, 2005; Scrocca *et alii,* 2005) a quelli che si riferiscono ad uno stile tettonico che coinvolge le sole coperture sedimentarie (*thin skin tectonics*). In superficie le strutture principali sono identificabili con quelle delle tipiche catene a pieghe e a sovrascorrimenti (*fold and thrust belt system*), dislocate da faglie ad alto angolo inverse, trascorrenti ed estensionali (Mostardini & Merlini, 1986; Cello *et alii*, 1990; Casero *et alii*,1988, 1991; Roure *et alii*, 1991; Finetti *et alii*, 1996; Schiattarella, 1998; Menardi Noguera & Rea, 2000; Mazzoli *et alii*, 2001; Di Nocera *et alii*, 2006; Scrocca *et alii*, 2007). Nell'insieme tale assetto sembra essere stabilito da una tettonica fuori sequenza (Patacca & Scandone, 1989a, 1989b; Patacca *et alii*, 1992b) o in sequenza ibrida (Di Nocera *et alii*, 2006) dovuta a fenomeni di *breaching* (Butler, 1983; 1987).

Le falde di ricoprimento della catena, dall'esterno verso l'interno, sono:

1) la falda caratterizzata da un sistema, in gran parte sepolto, che ha interessato porzioni marginali esterne del Bacino lagonegrese - molisano (Mostardini & Merlini, 1986) e porzioni della Piattaforma apula interna (Lentini *et alii*, 1990). Tale elemento si identifica, nella porzione abruzzese-molisana, con l'*Unità di Casoli - Bomba* (Patacca *et alii*, 1992b) e può essere correlato al livello strutturale affiorante al Monte Alpi (Van Dijk *et alii*, 2000a, 2000b) o sub-affiorante a nord della sinclinale dell'Ofanto (Matano & Di Nocera, 2001; Di Nocera *et alii*, 2006). Esso è costituito da depositi meso-cenozoici di bacino pelagico e di transizione a scarpata carbonatica e da depositi di piattaforma carbonatica, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini che interessano l'intervallo temporale del Messiniano – Pliocene;

2) la falda immediatamente sovrapposta, costituita da unità embricate di bacino impostato su crosta continentale cenozoica e mesozoica assottigliata (Bacino lagonegrese - molisano) e successioni di bacino di avanfossa del Miocene medio -superiore; tali unità giacciono sui sedimenti dell'Avanfossa Bradanica, costituiti da depositi plio-quaternari, a loro volta discordanti sui depositi carbonatici della Piattaforma Apula esterna (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii,* 1988);

3) una falda costituita da un insieme di unità tettoniche formate da depositi mesozoici di piattaforma carbonatica (Unità della Piattaforma sud-appenninica),

PROGETTO CARG

da depositi calcareo-clastici, pelitici e silicoclastici miocenici, connessi ai momenti di annegamento degli stessi domini di piattaforma testimoni della fase di flessurazione regionale che ha preceduto l'impilamento in catena;

4) la falda superiore e più interna, formata da un insieme di scaglie tettoniche i cui terreni sono riconducibili al dominio oceanico interno neo-tetideo (Unità liguride e Unità Sicilide), a successioni silicoclastiche del Miocene inferiore di bacino di avanfossa (*Gruppo del Cilento;* Amore *et alii*, 1988a) e, nella posizione strutturalmente più elevata, alle unità dell'Arco Calabro (*Unità Calabridi*).

Le unità di provenienza paleogeografica più interna (*Unità Liguride*, *Sicilide e Calabride*) si sono strutturate in conseguenza della formazione del Bacino nord-balearico; il loro impilamento è avvenuto dall'Eocene al Miocene inferiore, coerentemente con la rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene - Miocene inferiore) (Patacca *et alii*, 1992b; Patacca & Scandone 1989a) ed il consumo della crosta oceanica neo-tetidea. Nel Miocene inferiore, segue un'accentuazione del trasporto tettonico dell'edificio appenninico verso l'avampaese adriatico e vengono deformate e strutturate in catena le unità riferite al settore meridionale del dominio di piattaforma carbonatica sud-appenninica. Nel Tortoniano medio - superiore si determina l'ultimo evento compressivo prima dell'inizio dei processsi di *rifting* nell'area tirrenica settentrionale ed occidentale (Patacca & Scandone 1989a; Patacca *et alii*, 1990), a cui segue una severa ristrutturazione del cuneo tettonico. L'attuale assetto dell'Appennino meridionale è infatti in gran parte dovuto a fasi compressive e traslative avvenute a partire dal Tortoniano medio-superiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampaese (*roll back* dello *slab* litosferico) cui si accompagna lo sviluppo del bacino di retroarco tirrenico (Patacca & Scandone, 1989a). In particolare, l'assetto strutturale dell'Appennino meridionale può essere in sintesi inquadrato come generato in due stadi:

a) tettonica da *thrust ramping* (Dahlstrom, 1970) con sovrascorrimenti il cui orizzonte di scollamento basale diventa più superficiale procedendo dalla zona interna della catena verso l'avampaese;

b) tettonica da *breaching* (Butler, 1983; 1987) con sovrascorrimenti del tipo *fault cut-off* profondi, che troncano i pre-esistenti sovrascorrimenti più superficiali (Di Nocera *et alii*, 2006; Pescatore *et alii*, 2008). Questi ultimi, coinvolgono l'avampaese apulo già strutturato nella radice esterna della catena (Cello *et alii*, 1987; Patacca & Scandone 1989a; Carbone *et alii*, 1988, 1991) o anche la stessa Moho (Casero *et alii*, 1988).

2. - ASSETTO STRUTTURALE DELL'AREA

L'area del Foglio ricade nel settore assiale del prisma di accrezione neogenico

PROGETTO CARG

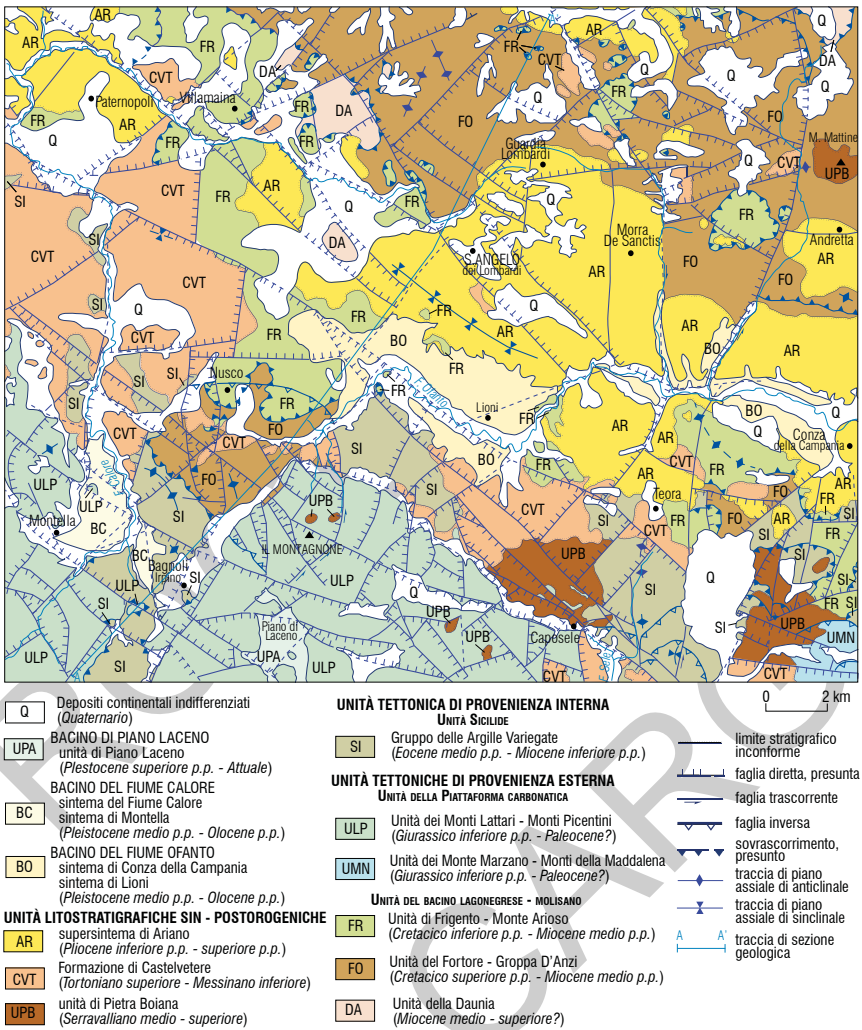


Fig. 14 - *Schema tettonico del Foglio 450.*

dell'Appennino campano. I principali elementi strutturali si configurano come unità tettoniche a trasporto adriatico formate da coperture sedimentarie meso-cenozoiche, dislocate da faglie inverse, trascorrenti ed estensionali.

Le differenti interpretazioni della geologia dell'area del Foglio sono basate sulla ricostruzione cronostratigrafica delle successioni pre-orogenetiche di bacino

PRO CARO

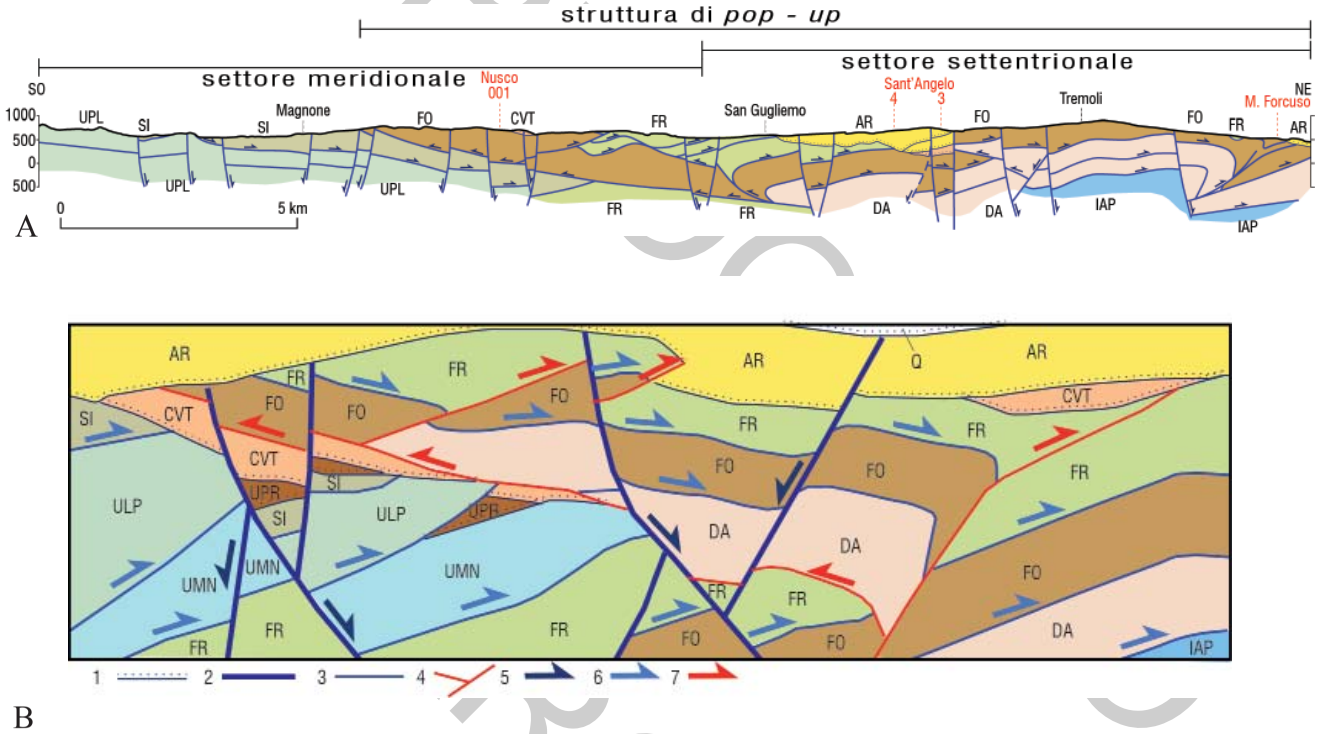


Fig. 15 - A) *sezione geologica del Foglio 450. B) schema dei rapporti geometrici; 1: limite stratigrafico inconforme; 2: sistema di faglie normali; 3: sovrascorrimenti coerenti con un regime compressivo di tipo progressivo e sequenziale; 4: sistema di faglie inverse ad alto angolo e sistemi antitetici associati con un regime compressivo non sequenziale; 5: componente di movimento prossimo all'immersione del piano meccanico; 6:* hanginwall flat/footwall flat*; 7:* hanginwall cut-off/footwall cut-off. *Legenda e ubicazione della sezione geologica sono in Figura 14; IAP: Unità Apula interna.*

Notelllustrative F450_S.Angelo dei Lombabardi_17_01_2020_cc.indd 103 17/01/2020 16:21:27

pelagico, sull'individuazione della loro patria deposizionale e sull'attribuzione cronologica delle unità sinorogeniche di *foredeep* e *thrust-top*. Il diverso peso di ciascuno di questi elementi comporta anche lo sviluppo di differenti ricostruzioni della paleogeografia del margine mesozoico afro-adriatico. In particolare, nel caso del settore campano dell'Appennino, risulta determinante e vincolante la patria deposizionale delle coperture sedimentarie riferite alle unità lagonegrese-molisane di Frigento - Monte Arioso e del Fortore - Groppa d'Anzi, rispetto al dominio di piattaforma carbonatica interna (Piattaforma campano-lucana o Piattaforma sud-appenninica, l'Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini e l'Unità del Monte Marzano - Monti della Maddalena di queste Note). Nell'area del Foglio le associazioni di strutture tettoniche individuate sono state raggruppate e riferite a due principali stadi di costruzione dell'edificio appenninico. Al primo stadio appartengono le strutture derivanti da ricoprimenti regionali registrati nell'area a partire dal Serravalliano fino al Tortoniano medio, che si propagano dal retropaese all'avampaese. Le geometrie di queste strutture sembrano potersi ricondurre alla strutturazione tipo *ramp-flat-ramp*. Al secondo stadio appartengono le strutture che esprimono caratteri di sequenzialità ibrida (Di Nocera *et alii*, 2006), grazie alla sovrapposizione di *fault cut-off* inquadrabili in una strutturazione del tipo *breaching* (Butler, 1983; 1987) che si realizza a partire dal Tortoniano superiore.

Nell'area del Foglio affiorano terreni appartenenti a cinque unità tettoniche. L'unità più interna è l'Unità Sicilide (D'Argenio *et alii*, 1973), a cui segue l'Unità della Piattaforma appenninica, distinta in due unità tettoniche, l'Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini a tetto e l'Unità di Monte Marzano - Monti della Maddalena a letto. Le unità più esterne sono costituite dai terreni cenozoici e mesozoici del Bacino lagonegrese - molisano e da terreni neogenici riferibili a bacini di avanfossa e di avampaese. Si tratta delle Unità di Frigento - Monte Arioso, l'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e l'Unità della Daunia. In sottosuolo sono direttamente a contatto con la porzione strutturata della Piattaforma Apula Interna (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986; cfr. anche Cello *et alii*, 1987; Patacca & Scandone, 1989a, 1989b, 2007; Carbone *et alii*, 1988; Vai, 2001; Finetti, 2005; Di Nocera *et alii*, 2006), come interpretato dai dati relativi alle perforazioni per ricerche di idrocarburi (pozzo Nusco 001, nella Valle del Fiume Calore, pozzo Contursi 001, nella Valle del Fiume Sele e pozzi Monte Forcuso 1 e 2 nell'area di Frigento).

L'assetto strutturale dell'area si articola, secondo caratteri differenti, in due settori principali a sud e a nord della diagonale NO-SE del Foglio, in parte coincidente con l'asta fluviale del Fiume Ofanto e con un'importante linea tettonica (Figg. 14, Fig. 15a, 15b).

PROGETTO CARG

2.1. - Settore meridionale

Il settore meridionale (Fig. 15a) è rappresentato, in affioramento, dal blocco carbonatico dei Monti Picentini (*Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini*), da una limitata area carbonatica del Monte Marzano (*Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena*), da unità di transizione scarpata-bacino marino (*Unità di Frigento - Monte Arioso*) e da unità riferite a successioni meso-cenozoiche di bacino pelagico (*Unità Sicilide* e *Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*). In tale settore si riscontra un significativo raccorciamento crostale dovuto alla compresenza di *thrust* con piani ad immersione sia tirrenica sia adriatica.

I terreni dell'*Unità Sicilide* sono sovrapposti ai terreni dell'Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini e a quelli dell'Unità di Frigento - Monte Arioso con direzione adriatica del trasporto tettonico (piani tettonici ad immersione tirrenica associati a pieghe con vergenza nord-orientale). I depositi sinorogeni dell'Unità di Pietra Boiara (**UPB**), in parte correlabili con le arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba (ACP) affioranti nel contiguo Foglio 451 "Melfi", sono gli indicatori stratigrafici più antichi (Serravalliano) posti a sutura dei predetti contatti.

Il sovrascorrimento dei terreni dell'Unità Sicilide sui terreni dell'Unità dei Monti Picentini e su quelli dell'Unità lagonegrese di Frigento - Monte Arioso costituisce la struttura compressiva superficiale a scala regionale più antica nell'area di studio (Serravalliano). Le evidenze dirette ed indirette di tale sovrascorrimento sono presenti nella Valle del Fiume Calore, nell'alta Valle del Fiume Sele (a nord dell'abitato di Castelnuovo di Conza) ed in destra orografica del Fiume Ofanto (presso la località La Fiorentina). Lo stesso sovrascorrimento è ipoteticamente conservato in sottosuolo nell'alta valle del Fiume Sele, tra la frazione di Materdomini di Caposele e la località San Nicola. Esso è ipotizzabile anche nel *graben* del Fiume Calore fino alle latitudini del Monte Calciogliano; rare sono le esposizioni sul coevo *horst* del gruppo montuoso Terminio - Tuoro - Cervialto, come al Vallone Cupo in corrispondenza della frazione San Giovanni dell'abitato di Caposele, in destra orografica della valle del Fiume Sele, e nel piccolo *semi-graben* dell'abitato di Bagnoli Irpino, in destra del Fiume Calore. Evidenze indirette, invece, sono ricavate dalla stratigrafia del pozzo Nusco 001 (Longitudine 02°39'11,00" - Latitudine 40°51'44,00"), dove i termini dell'Unità Sicilide (**AVL** e **FMS**) sono sovrapposti ai calcari a radiolitidi del Cretaceo superiore (**RDT**) dell'Unità della Piattaforma appenninica.

Nell'alta valle del Fiume Sele sono diffuse evidenze dell'appoggio stratigrafico discordante dei terreni silicoclastici dell'Unità di Pietra Boiara (**UPB**), di età serravalliana, su diverse unità tettoniche. L'accavallamento dell'Unità della Piattaforma appenninica sui terreni lagonegresi (Unità di Frigento - Monte Arioso) è osservato nelle finestre tettoniche di Campagna (Turco, 1976) e Giffoni Valle

PROGETTO CARG

Piana (Ietto, 1963a, 1965), in aree poste a sud rispetto a quella del Foglio, ove la sovrapposizione tettonica è stata datata al Serravalliano per l'età dei depositi sinorogeni della formazione di Vallimala (Scandone & Sgrosso, 1974). I luoghi ove sono individuate le sovrapposizioni dei terreni dell'Unità Sicilide sui terreni dell'Unità di Frigento - Monte Arioso si trovano nel settore orientale della carta in corrispondenza delle propaggini settentrionali del Monte Marzano e precisamente poco a nord dell'abitato di Castelnuovo di Conza. In località Vallone del Cupo, presso la Via della Seta, i termini della Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**) sono al tetto del membro calcareo (**FYR$_2$**) del Flysch Rosso.

Nelle porzioni strutturali superiori è sviluppata la sovrapposizione delle Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e di Frigento - Monte Arioso sui termini dell'Unità Sicilide. Tale assemblaggio è rappresentativo del trasporto tettonico tirrenico (piani meccanici ad immersione adriatica associati a pieghe con vergenza occidentale). Tali rapporti sono intervenuti a partire dal Tortoniano medio-superiore. I terreni silicoclastici della Formazione di Castelvetere (**CVT**) sono gli indicatori stratigrafici più antichi che suturano i contatti tettonici.

Presso l'abitato di Nusco, nella Valle del Fiume Calore, l'elemento strutturale principale è rappresentato dal sovrascorrimento dell'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi (**CPA$_a$**, **TUT$_b$** e **AV**) sui termini dell'Unità sicilide (**ALV** e **FMS**). Al tetto di tale struttura è presente il sovrascorrimento dei terreni dell'*Unità di Frigento - Monte Arioso* (Flysch Rosso - membri **FYR** e **FYR$_2$**) sui terreni dell'*Unità del Fortore - Groppa d'Anzi*. Tale limite tettonico è interpretato come la terminazione più occidentale del *thrust* ad immersione adriatica (trasporto in direzione tirrenica) (Fig. 15a) e profilo sismico n. 6 di Mostardini & Merlini, 1986 reinterpretato da Di Nocera *et alii*, 2006 di Fig. 10). I depositi di sutura del contatto tettonico sono rappresentati dal membro arenaceo-conglomeratico (**CVT$_1$**) della Formazione di Castelvetere (**CVT**) di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore. Strutture e rapporti geometrici dello stesso significato sono osservati nella Valle del Fiume Sele, presso la località Zampa di Cava, a sud-ovest dell'abitato di Conza della Campania ed a Cresta del Gallo, mentre sono interpretati alla Cava Balzata. Nelle località Cresta del Gallo e Monte La Serra (Il Ticchio) i termini **FYR** e **FYR$_1$** del Flysch Rosso sono sovrapposti tettonicamente a **TUT$_b$** e ad **AV** dell'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi; questi, insieme, risultano geometricamente collocati sui termini **ALV** e **FMS** dell'Unità Sicilide.

Nell'area compresa tra Santomenna e Teora l'assetto tettonico appare assai complesso: i terreni dell'Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena (e segnatamente **CBI$_a$**) sono accavallati, tramite strutture inverse ad alto angolo, ai termini dell'Unità Sicilide e sull'unità di Pietra Boiara (**UPB**), elemento silicoclastico suturante il contatto tra la stessa Unità Sicilide e l'Unità di Frigento - Monte Arioso; a nord di Castelnuovo di Conza, gli originari contatti stratigrafici tra **FMS** e **ALV** sono invertiti e appaiono di natura tettonica. Questi sovrascorrimenti

PROGETTO CARG

coinvolgono anche i terreni silicoclastici di età serravalliana (**UPB**).

2.2. - Settore settentrionale

Il settore a nord della diagonale NO-SE del Foglio (Figg. 14, 15) è caratterizzato, in superficie, dalle sovrapposizioni normali (piani meccanici ad immersione tirrenica, trasporto tettonico verso i quadranti adriatici) dei terreni dell'Unità di Frigento - Monte Arioso sui terreni dell'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi e di questi ultimi su quelli della Unità della Daunia. Il sovrascorrimento prima descritto, con piano ad immersione adriatica incluso nel settore meridionale del Foglio (Fig. 15a), rappresenta il limite meridionale di una struttura che occupa l'intero settore settentrionale e che è interpretabile come una struttura di *pop-up*.

I sovrascorrimenti superficiali ad immersione tirrenica del settore settentrionale sono inattivi a partire dal Tortoniano superiore e vengono deformati dalla enucleazione della predetta struttura di *pop-up*. La presenza in affioramento dei terreni **FAE** dell'Unità della Daunia nell'area di Villamaina è da ricondurre all'esumazione del nucleo del *pop-up*.

Nell'angolo nord-orientale del Foglio, i terreni **FAE** dell'Unità della Daunia sono al tetto dell'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi con un contatto di tipo giovane su antico, sebbene si osservi anche la sovrapposizione antico su giovane delle **AV** su **FAE**; la successione che sutura i contatti tra **FYR** e **AV** in quest'area è data dal sintema di Andretta (**SAD**) del Pliocene inferiore *p.p.*

In corrispondenza del settore a nord dell'asta fluviale dell'Ofanto, diverse successioni clastiche (membro pelitico-arenaceo **CVT_2** di età Messiniano inferiore, sintema di Andretta **SAD** e sintema di Ruvo del Monte **RVM** di età pliocenica e depositi del Pleistocene medio - Olocene *p.p.* del sintema di Lioni, **LIO** e di Conza della Campania, **CZC)** occupano il nucleo dell'ampia sinclinale dell'Ofanto, orientata in direzione NO-SE, mentre a scala regionale (cfr. contiguo Foglio n. 451 "Melfi") assume un'orientazione ovest-est. La struttura sinforme dell'Ofanto è bordata a nord dall'alto strutturale di Villamaina.

Le strutture plicative del substrato pre-pliocenico includono l'insieme delle geometrie generate dai sovrascorrimenti di età miocenica e dalla strutturazione del *pop-up*. Tale complesso sistema di deformazione è dislocato, con rigetto sinistro, dal lineamento trascorrente Bagnoli Irpino - Torrente Calaggio in Figura 16 (Ortolani, 1974; Ortolani & Torre, 1981 e Incoronato *et alii*, 1985). La sinforme dell'Ofanto e l'antiforme di Paternopoli - Villamaina (Ciarcia *et alii*, 2003) sarebbero quindi interpretabili come una originaria coppia anticlinale-sinclinale di rampa, di età pre-messiniana, successivamente evoluta - mediante il controllo di un *thrust* profondo nucleatosi dai carbonati mesozoici sepolti, presenti a poco più di 500 m dal piano campagna (Piattaforma abruzzese-campana

PROGETTO CARG

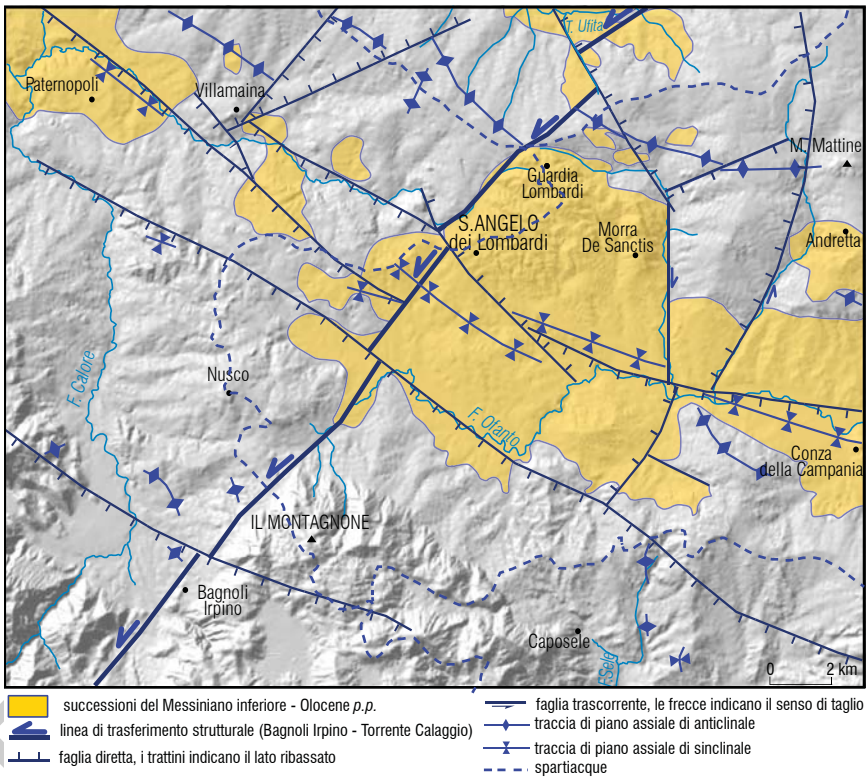


Fig. 16 - *Schema tettonico che evidenzia la distribuzione delle unità clastiche dal Messiniano al Quaternario della sinforme dell'Ofanto e delle struture principali.*

in Ippolito *et alii*, 1974 e in Ortolani & Aprile, 1976, ovvero Piattaforma apula strutturata in Casero *et alii*, 1988) - in un'ampia struttura di *pop-up* (Fig. 15). Diverse famiglie di faglie ad alto angolo e cinematica prevalentemente estensionale tagliano le strutture sopra descritte, determinando alti e bassi strutturali contigui e interrompendo spesso la continuità delle strutture contrazionali (Fig. 16).

I risultati derivanti dal rilevamento geologico del Foglio, unitamente ai dati di sottosuolo per la ricerca di idrocarburi, evidenziano che, fino al Tortoniano, si è determinato un trasporto tettonico progressivo e sequenziale. In tale sequenza di sovrascorrimenti si assemblano progressivamente l'Unità della Piattaforma appenninica (rappresentata dalle due unità tettoniche dei Monti Lattari - Monti Picentini e del Monte Marzano - Monti della Maddalena) e le unità del Bacino lagonegrese - molisano (l'Unità di Frigento - Monte Arioso, l'Unità del Fortore

PRECARICA

- Groppa d'Anzi e l'Unità della Daunia). La deformazione tettonica passa ad un nuovo stadio a partire dal Messiniano, quando si nucleano sovrascorrimenti da livelli strutturali profondi, generati dalla tettonica da *breaching* (Butler, 1983; 1987), come verificato in tutta l'area irpina (Di Nocera *et alii*, 2006). Gli effetti della tettonica sono identificati dai *cut-off* delle precedenti sovrapposizioni tettoniche e da *thrust* ciechi, piuttosto che da *thrust* "fuori-sequenza" (Matano & Di Nocera, 2001; Patacca & Scandone, 2001; Basso *et alii*, 2002). I sovrascorrimenti ad alto angolo sarebbero connessi, quindi, ad un'evoluzione della fase di *breaching*, che nell'area del Foglio è testimoniata anche dal trasporto retrovergente (cioè in direzione tirrenica), dallo sviluppo di un'ampia struttura di *pop up* e dall'esumazione dei terreni del *flysch di Faeto* nell'area di Villamaina.

3. - QUADRO MORFOSTRUTTURALE E CENNI DI TETTONICA QUATERNARIA

Il paesaggio fisico dell'area compresa nel Foglio è caratterizzato dalla presenza di due settori molto ben differenziabili in termini geomorfologici, uno tipicamente montuoso, con forti pendenze e l'altro spiccatamente collinare che si esprime in un blando paesaggio a debole pendenza. Il paesaggio montano mostra le cime più elevate nel settore meridionale e sud-occidentale del Foglio, grazie alla presenza delle morfostrutture carbonatiche appartenenti ai Monti Picentini nord-orientali e al gruppo del Monte Marzano, in cui si riconosce il Monte Calvello che, con i suoi 1579 m di altezza s.l.m., rappresenta il rilievo più alto dell'area. Anche nella porzione centrale, compresa tra gli abitati di Guardia dei Lombardi, Morra de' Sanctis e Sant'Angelo dei Lombardi, all'interno di un areale di alcune decine di km^2, viene ospitato un paesaggio montano che supera di poco i 1000 m di quota. Il paesaggio collinare modellato nelle successioni arenaceo-conglomeratico-argillose e calcareo-marnose terziarie presenta invece una morfologia più dolce rispetto alla precedente entro cui si sviluppa una rete idrografica ben evoluta che corrisponde a due importanti corsi d'acqua, il Fiume Ofanto che drena verso il mare Adriatico e il Fiume Calore, un tributario di elevato rango gerarchico in sinistra idrografica del Fiume Volturno. Lo spartiacque tra questi due settori è costituito da un paesaggio poco sviluppato in altezza ma abbastanza continuo in termini planimetrici, per cui il passaggio tra i due bacini idrografici appare talora non ben definito.

Numerose sono le micro e macro-forme carsiche che modellano il paesaggio sommitale dei Monti Picentini di cui la conca tettono-carsica di Piano Laceno rappresenta la principale espressione morfologica. Tale conca è ubicata nella parte meridionale del Foglio ed è inserita nel paesaggio sommitale spianato dell'estremo settore settentrionale dei Monti Picentini ad una quota di poco

PROGETTO CARG

superiore ai 1000 m s.l.m. La conca a fondo piatto di Piano del Laceno è colmata da materiale piroclastico argillificato che favorisce l'instaurazione stagionale di un'area palustre. Essa è collegata alla Grotta del Caliendo (Brancaccio & Cinque, 1988) attraverso vari inghiottitoi presenti nella piana che favoriscono il deflusso in profondità delle acque verso il suo emissario naturale. Le acque della Piana del Laceno, infatti, dopo un lungo e tortuoso percorso sotterraneo giungono alla Grotta del Caliendo dove formano una cascata naturale che drena verso l'omonimo Vallone, un tributario del Fiume Calore (Giulivo & Aquino, 2007). Va notato che studi idrogeologici (Bellucci *et alii*, 1983) hanno mostrato che le acque sotterranee drenate dal Piano Laceno vanno a confluire per la massima parte nelle sorgenti di Caposele e quindi verso il Fiume Sele e, solo in misura minima, verso il Fiume Calore.

La morfostruttura carbonatica dei Monti Picentini è bordata, nel settore settentrionale, da imponenti scarpate di faglia che la mettono in contatto con le successioni terziarie di natura flyschoide (Coppola & Pescatore, 1989). Le faglie bordiere fanno parte dei sistemi di faglie normali orientati NO-SE, NNE-SSO e N-S che costituiscono i principali *trend* tettonici quaternari dell'area del Foglio. In particolare, in destra idrografica del Fiume Ofanto, i lineamenti tettonici orientati N110°-130° e N20°-40° hanno prodotto i maggiori dislivelli morfologici che sono espressi da bruschi cambiamenti di quota riconosciuti grazie alla presenza di *marker* geomorfologici. Tra questi ultimi appare significativo il dislivello prodotto dalla dislocazione tettonica di antiche superfici di spianamento ribassate in lembi verso le aree settentrionali e meridionali che corrispondono rispettivamente alla valle dell'Ofanto e alla Piana del Sele. Le migliori evidenze di dislocazioni tettoniche delle superfici di spianamento del settore collinare sono conservate in prevalenza laddove tali superfici sono modellate in rocce più conservative, come ad esempio i livelli calcareo-clastici del *Flysch Rosso*, nei pressi dell'abitato di Nusco o in località Cresta del Gallo, oppure quelli calcareo-marnosi della *formazione di Corleto Perticara*, in prossimità dell'abitato di Materdomini.

Lungo la congiungente Calstelfranci-Nusco-Caposele passa un'importante linea tettonica che si estende per circa 20 km in direzione NO-SE, già responsabile della dislocazione della Paleosuperficie *Auctt*. (Capaldi *et alii*, 1988). Nell'area compresa tra le località Acqua delle Brecce e Caposele sono stati osservati indizi di attività sismotettonica legata al terremoto dell'Irpinia-Basilicata del 1980. In quest'area, infatti, è stata riconosciuta una dislocazione superficiale del terreno, con un rigetto variabile tra 20 cm ed un metro, prodotta in seguito al sisma del 1980 (Valensise & Pantosti, 2001). In località Acqua delle Brecce il terremoto del 1980 avrebbe dislocato suoli e depositi detritici innescando fenomeni indotti di tipo scoscendimento (Funiciello *et alii*, 1988).

Anche la rete idrografica evidenzia il controllo della struttura geologica sull'andamento dei corsi d'acqua, come mostrato dal gomito fluviale che il

PROGETTO CARG

Fiume Ofanto produce poco a valle dell'abitato di Lioni. La deviazione fluviale è probabilmente controllata da un lineamento tettonico anti-appenninico di limitata estensione che chiude il tratto meridionale del piccolo bacino pleistocenico intramontano di Lioni. Le faglie bordiere, responsabili della nascita del bacino, sono però da ascrivere a lineamenti tettonici orientati N110°-130°. Un esempio della probabile attività plio-quaternaria della faglia che borda a nord il bacino si osserva lungo il torrente Fredane che limita a NE i depositi del *sintema di Andretta* preservando, in tal modo, il massimo spessore nel settore a SO.

Le faglie del Monte Tuoro, in sinistra idrografica del Fiume Calore e quelle di Madonna di Fontigliano, in destra idrografica rappresentano due sistemi coniugati orientati all'incirca nord-sud, che hanno prodotto in tempi pleistocenici il *graben* della Valle del Calore. La profondità delle isopache del tetto dei carbonati riconosciuta nei Pozzi Nusco 1 e 2 e Remolise 1, che raggiunge circa 1000 m di profondità, testimonia infatti una notevole subsidenza relativa dell'area avvenuta nel corso del Quaternario. Una simile profondità dei carbonati sarebbe dovuta ad una prima dislocazione tettonica, con componente orizzontale, prodotta lungo la linea Bagnoli Irpino - Torrente Calaggio (Ortolani, 1974), nel corso del Plio-Pleistocene a cui andrebbe sommata l'attività puramente surrettiva delle faglie normali nel Pleistocene medio. Indizi cinematici di movimento normale sono evidenti su piani di faglia ubicati nell'area compresa tra gli abitati di S. Angelo dei Lombardi, Guardia dei Lombardi, fino alla testata idrografica del Torrente Calaggio, dove, localmente, hanno deformato anche depositi detritici antichi come nei pressi del cimitero di Bagnoli Irpino dove si osservano piani di faglia con strie meccaniche da movimento normale.

Nel settore ad ovest del Fiume Calore i calcari cretacici mostrano famiglie di diaclasi oblique e subverticali associate a un clivaggio di frattura zonato e anastomizzato, probabilmente parallele ai piani di faglie normali che si prolungano sotto la copertura detritica. Altro lineamento tettonico significativo è quello della faglia diretta di Valle della Difesa che affiora ad ovest di Nusco. Tale struttura ha ribassato verso sud i depositi di **CVT** e sollevato e basculato verso nord l'anticlinale di Monte Pesconi. Nel complesso il *graben* del Fiume Calore, grazie ai lineamenti tettonici Bagnoli Irpino - Nusco e Montella - Montemarano costituisce l'elemento strutturale di primo ordine che separa i rilievi carbonatici del gruppo del Monte Terminio-Tuoro ad occidente e quelli del gruppo del Monte Cervialto ad oriente.

PROGETTO CARG

VI - SISMICITÀ E STRUTTURE SISMOGENICHE

1. - INTRODUZIONE

L'area ricadente nel Foglio n. 450 "Sant'Angelo dei Lombardi" è una delle zone dell'Appennino meridionale a più elevata sismicità, sia in termini di massime intensità risentite che di frequenza di accadimento di terremoti di forte magnitudo[1]. In Figura 17 è possibile osservare quanti e quali eventi distruttivi abbiano avuto la loro area epicentrale all'interno dei limiti del foglio e quanti altri, seppur con epicentro esterno, abbiano potuto generare effetti distruttivi nei paesi compresi del foglio.

L'origine di questa sismicità risiede nei processi distensivi a cui è sottoposto questo settore di catena, guidati prevalentemente da faglie normali ad orientazione NO-SE enucleatesi o ringiovanenti strutture pregresse nel corso del Pleistocene medio e superiore (vedi il sistema di faglie del Monte Marzano in Figura 17; MMFS). Secondo Ward (1994) l'inizio della fase estensionale NE-SO data tra 0.7 e 0.5 Ma, quando i processi di subsidenza flessurale dello *slab* cessarono sotto l'Appennino meridionale e la catena andò soggetta ad un considerevole sollevamento (Doglioni, 1991; Cinque *et alii*, 1993; Doglioni *et alii*, 1994; Hippolyte *et alii*, 1994b; Patacca & Scandone, 2001). Dati GPS recenti (D'Agostino, 2014) permettono di quantificare il rateo dell'estensione corrente intorno a 2 mm/yr a cavallo del settore attraversato dal sistema di faglie del Monte Marzano (MMFS in Figura 17), e di 2.6 mm/yr in un'area più vasta (Serpelloni *et alii*, 2006).

Per comprendere immediatamente l'altissimo livello di sismicità di questa

[1] Tutta l'area del Foglio ricade in Zona 1 della classificazione sismica nazionale (Ordinanza PCM 3274 del 20/3/2003).

PROGETTO CARG

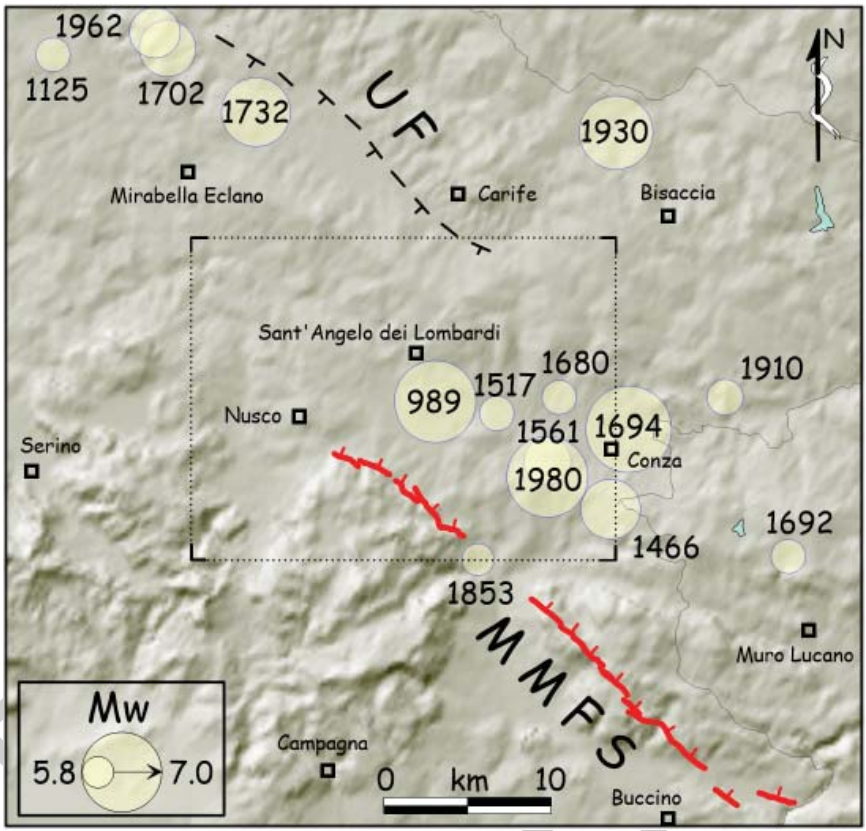


Fig. 17 - *Distribuzione degli epicentri dei terremoti riportati nel catalogo parametrico dei terremoti italiani (raggio proporzionale alla magnitudo; parametri CPTI11, 2011; mod. in* Galli & Peronace, *2014). Il riquadro a tratteggio delimita l'area del Foglio Sant'Angelo dei Lombardi. In rosso è l'espressione superficiale della struttura sismogenica del Monte Marzano (**MMFS**) responsabile di tutti i terremoti visibili nel settore di tetto della faglia. A tratteggio la faglia dell'Ufita (**UF**), di attività non ancora definita.*

Tab. 2 - *Catalogo sismico di sito elaborato per Conza della Campania ed ordinato secondo intensità MCS decrescenti. A parte le ultime due colonne a destra, la tabella riporta i parametri epicentrali dei terremoti che hanno causato danni a Conza (modificato da* Galli, *2010). Nella colonna delle intensità risentite (Is), in grassetto sono riportate le intensità macrosismiche MCS realmente valutate a Conza sulla base della descrizione storica degli effetti. In mancanza di fonti dirette, i valori sottolineati sono quelli mediati sulla base delle intensità note nelle località circostanti, mentre i rimanenti sono valutati tramite una legge di attenuazione che tiene conto dell'intensità epicentrale e della distanza di ogni singolo evento (colonna Dist Km).*

PRE CAN

Anno	Mese	Giorno	Latitudine	Longitudine	Intensità	Magnitudo	Dist km	Is
1694	9	8	40.88	15.34	10.5	7	1	10.5
1980	11	23	40.85	15.28	10	6.8	5	10.5
989	10	25	41.02	15.17	9.5	6.6	21	10
1466	1	14	40.83	15.33	9.5	6.4	4	10
1517	3	29	40.89	15.24	8.5	6	8	9
1732	11	29	41.08	15.05	10.5	6.6	33	9
1680	11	9	40.900	15.289	9	6	5	8.5
1561	8	19	40.57	15.48	10	6.6	36	8
1688	6	5	41.24	14.70	10.5	6.7	67	7.5
1692	3	4	40.80	15.47	8	5.4	7	7.5
1930	7	23	41.07	15.32	10	6.7	22	7.5
1456	12	5	41.19	14.85	10	6.6	54	7
1702	3	14	41.12	14.98	9.5	6.3	40	7
1853	4	9	40.82	15.22	9	5.8	11	7
1910	6	7	40.90	15.42	8.5	5.8	8	7
1361	7	17	41.23	15.45	9	6	41	6.5
-280	0	0	41.50	14.47	10	6.5	100	6
1456	12	5	41.54	14.47	10	6.9	104	6
1627	7	30	41.73	15.35	10	6.7	96	6
1731	3	20	41.27	15.75	9	6.3	57	6
1805	7	26	41.50	14.47	10	6.5	100	6
1851	8	14	40.95	15.67	9.5	6.3	30	6
1857	12	16	40.35	15.85	10.5	6.9	73	6
1858	8	6	40.76	15.54	7	4.8	21	6
1909	12	3	40.84	15.37	6	4.3	5	6
1982	8	15	40.82	15.24	6	4.2	9	6
1125	10	11	41.12	14.89	8	5.8	46	5.5
1349	9	9	41.44	14.11	10	6.6	118	5.5
1461	6	0	40.63	15.38	7	4.8	27	5.5
1826	2	1	40.52	15.73	8	5.5	51	5.5
1962	8	21	41.13	14.97	9	6.1	42	5.5
1971	5	6	41.14	15.33	7	4.8	30	5.5
1996	4	3	40.85	15.29	6	4.9	5	5.5
62	2	5	40.78	14.42	8.5	5.8	77	5
346	0	0	41.38	14.43	9	6	94	5
848	6	0	41.48	14.27	9	6	112	5
1646	5	31	41.87	15.93	9.5	6.1	122	5
1794	6	12	41.08	14.95	7	4.8	40	5
1893	1	25	40.54	15.42	7	4.8	37	5
1905	11	26	41.13	15.03	7	5	38	5
1913	7	26	40.88	15.19	5.5	4	12	5
1931	5	10	41.01	15.44	6	4.3	18	5
1933	3	7	41.02	15.35	6	4.7	17	5
1990	5	5	40.73	15.63	7	5.1	30	5
1915	1	13	41.97	13.67	11	7	185	4

PE

ristretta fascia dell'Appennino è sufficiente analizzare la storia sismica degli abitati compresi nel Foglio, primo fra tutti Conza della Campania, unica località in Italia ad essere stata soggetta a risentimenti al sito di Is=IX MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg) ogni circa 100 anni negli ultimi 500. La Tabella 2 riassume il catalogo sismico di sito per Conza (da Galli, 2010 e bibliografia ivi citata), elaborato a partire da uno dei cataloghi nazionali parametrici della sismicità italiana (CPTI11, 2011). E' evidente come i terremoti che hanno prodotto i maggiori effetti a Conza - così come in quasi tutte le località del Foglio - siano stati quelli dell'8 settembre 1694 e del 23 novembre 1980, per i quali è stata stimata un'intensità al sito tra il X-XI MCS. Ad altri due eventi è stato assegnato un risentimento pari al X grado della scala MCS (25 ottobre 989 e 14 gennaio 1466), anche se le notizie relative a questi terremoti sono troppo scarse per permettere una valutazione attendibile degli effetti. Per i terremoti del 29 marzo 1517 e del 29 novembre 1732 - quest'ultimo con epicentro esterno al Foglio, nella valle dell'Ufita - l'intensità è stata stimata pari al IX MCS, mentre quello del 5 giugno 1680 ha raggiunto l'VIII-IX grado MCS. Anche il terremoto della Baronia del 23 luglio 1930 ha generato danni pari ad un'intensità del VII-VIII grado MCS, poco più di quello del 7 giugno del 1910 (VII MCS). Si hanno notizie anche per il lontano terremoto del 26 luglio 1805 (Piana di Bojano, Molise), avvertito come VI MCS, così come per quello del Vulture del 14 agosto 1851, anch'esso avvertito con effetti di VI grado. Si segnala, infine, il terremoto recente del 3 aprile 1996, per il quale le notizie consentono di stimare un V-VI grado MCS (non per Conza antica, naturalmente, ma per l'insediamento moderno).

2. - PRINCIPALI TERREMOTI CON EPICENTRO NELL'AREA

25 ottobre 989. Questo è il primo terremoto noto per l'area dalle notizie riportate negli *Annales Beneventani*, nei *Chronica Monasterii Casinensis* e nel più tardo (XII secolo) *Chronicon di Romualdo Guarna*[2]. L'anno esatto, variabile nelle diverse fonti coeve e tarde, è stato fissato al 989 da Figliuolo & Marturano (2002) sulla base della corrispondenza di altri dati cronologici cui esso è riferito. Tuttavia, dati i pochi punti di osservazione, il suo epicentro e la sua magnitudo sono solo ipotizzabili. Le notizie più interessanti sono quelle riportate nella cronaca cassinense di Leone Ostiense il quale ci informa che il terremoto, oltre ad

[2] cfr. O. Bertolini, *Gli 'Annales Beneventani',* in "BISI", 42 (1923), pp. 1-159; cfr. *Chronica Monasterii Casinensis*, ed. H. Hoffmann, in *MGH*, *Ss*, XXXIV, Hannover 1980, 1.II, c.11, p.189; Cfr. R. Guarna, *Chronicon*, ed. C. A. Garufi, in *RIS*, VII/1, Città di Castello-Bologna 1903-35, pp. 170-171.

PROGETTO CARG

atterrare 15 torri a Benevento, causando 150 vittime, ha distrutto Ariano Irpino e Frigento, e ha colpito sia Conza che Ronza, cadute l'una per metà, con la morte del vescovo e di molti abitanti, l'altra completamente. Dall'analisi critica delle fonti si potrebbe pensare che Ronza sia stata completamente distrutta (X-XI MCS), Conza per metà (X MCS), Ariano e Frigento quasi per metà (IX-X MCS), mentre in Benevento, certamente la città più popolata e vasta della regione, il numero di vittime può suggerire un grado non inferiore all'VIII-IX MCS. Per cercare di integrare lo scarno quadro fornito dalle fonti, sono state raccolte una serie di informazioni provenienti dai dati degli scavi archeologici dell'area, rilette in chiave archeosismica in Galli (2010) (Fig. 18). Per Frigento, ad esempio, gli effetti distruttivi del sisma sembrano essere presenti nella Chiesa Madre, a

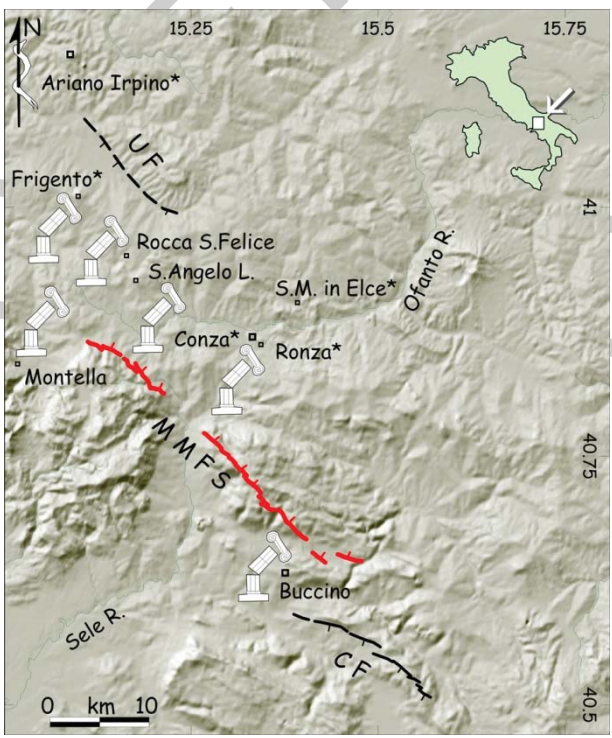


Fig. 18 - *Distribuzione degli insediamenti danneggiati dal terremoto del 989 nel blocco di tetto del sistema di faglie del Monte Marzano (**MMFS**; da Galli & Peronace, 2014). Il simbolo della colonna spezzata indica località con indizi archeosismici di danneggiamento compatibili col periodo del terremoto. L'asterisco indica gli abitati citati dalle fonti coeve. **UF** e **CF**, faglia dell'Ufita e di Caggiano, rispettivamente.*

PROGETTO

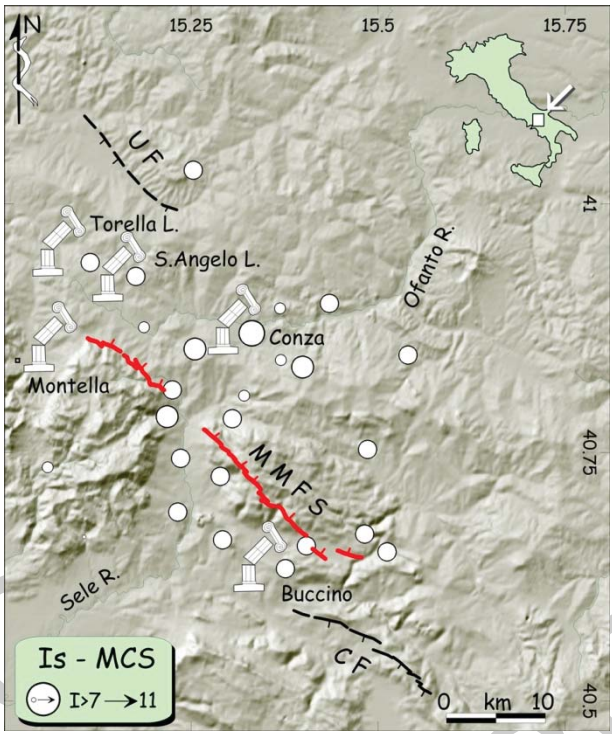


Fig. 19 - *Distribuzione delle intensità stimate per il terremoto del 14 Gennaio 1466 (da GALLI et alii, 2006; Galli & Peronace, 2014). Il simbolo della colonna spezzata indica le località con indizi archeosismici di danneggiamento compatibili col periodo del terremoto. Gli effetti di questo evento tardo medievale rievocano in maniera netta quelli del Novembre 1980, al quale può essere paragonato come epicentro e con il quale, probabilmente, condivide parte della struttura sismogenetica. UF, MMFS e CF, faglia dell'Ufita, del Monte Marzano e di Caggiano, rispettivamente.*

Montella nel Parco Angioino, a Rocca San Felice e a Sant'Angelo dei Lombardi nei rispettivi castelli. Per quanto concerne Conza, analisi archeosismologiche hanno evidenziato una forte cesura nella storia altomedievale di *Compsa* tra il X e l'XI secolo, in concomitanza con il terremoto. La città che risorge dopo il 989, per la prima volta dalla sua fondazione, non è più in fase con l'impianto romano. Un esteso strato di distruzione e di macerie ricopre le lastre calcaree del foro e le sue iscrizioni. La datazione al radiocarbonio (^{14}C) di carboni negli strati di distruzione ha fornito un'età compresa tra il 660 e il 970 d.C., compatibile con il termine *post-quem* dell'evento distruttivo (Galli, 2010). In conclusione, l'insieme dei dati documentari e quelli di carattere archeosismologico dipingono un quadro regionale del danneggiamento centrato sui bacini dell'Alto Ofanto e

PROGETTO CARG

dell'Ufita e con una forte propagazione degli effetti in direzione nord-ovest, verso Benevento (Fig. 18).

14 gennaio 1466. Questo terremoto, sebbene descritto in Bonito (1691), è rimasto a lungo sconosciuto alla storiografia sismologica moderna. La sua scarsa considerazione è dovuta, probabilmente, all'effetto "ombra" del ben più famoso e catastrofico terremoto del dicembre 1456, la cui fama ha oscurato altri eventi quattrocenteschi, talvolta defraudandoli delle notizie originali. I suoi effetti distruttivi sono stati ricostruiti in Galli *et alii* (2006) sulla base delle fonti raccolte in Figliuolo & Marturano (1996) e su pochi altri dati reperiti, tra cui alcuni derivanti dalla rilettura in chiave archeosismologica dei dati di scavi archeologici recenti nell'area. Il quadro che ne deriva è quello di un terremoto molto simile a quello del 23 novembre 1980 (si veda l'epicentro in Figura 17), anche se caratterizzato da un contenuto energetico probabilmente minore. Anche in questo caso, le tracce fisiche del terremoto sono ancora visibili in alcuni dei paesi maggiormente colpiti (Fig. 19); a Conza, per esempio, negli scavi intorno alla cattedrale, la seconda basilica, consacrata nel XII secolo al posto di quella abbattuta nel 989, probabilmente crollata o fortemente danneggiata dal nuovo terremoto, viene ricostruita ampliandola in lunghezza e rialzandone i pavimenti, utilizzando, pro parte, le mura superstiti di quella precedente e ruotandone - forse proprio in questa occasione - l'orientamento di 180° (Galli, 2010).

29 marzo 1517. Anche questo terremoto è sconosciuto alla tradizione sismologica italiana e compare sui cataloghi per la prima volta alla fine del secolo scorso con epicentro ad Ariano Irpino, unica località per la quale esistevano riferimenti. In realtà, per questo evento Galli (2010) ha rintracciato altri indizi documentari che permettono di definirne meglio i parametri. Il più importante è sicuramente quello contenuto nei Diarii di Sanudo[3], scritti a Venezia, dove si legge: "*A dì 29 dil passato, a hore una di note, a Napoli fo un grandissimo teremoto; durò uno miserere; fe' pocho danno; ma a Coza [sic], ch'è una cità li in reame, fu grande, ruino 120 case e il palazzo, con morte solum di 16 homeni, perché vene a quella hora tutti erano in piedi*". La notizia, simile a quella contenuta in un dispaccio dell'ambasciatore di Venezia a Roma[4], parla espressamente di Conza, citandola come l'unica località colpita duramente dal terremoto. Questo consente di spostare l'epicentro proprio nell'Alto Ofanto, tenuto conto anche di un'altra notizia inedita, secondo la quale molto più che a Napoli, a Serre, sulle pendici dei Monti Alburni, il terremoto fu avvertito con terrore da tutti. La rovina

[3] M. Sanudo, *I Diarii*, XXIV (1516-1517), ed. F. Stefani, G. Berchet e N. Barozzi, Venezia 1889, p. 168.

[4] ASVe, *Archivi propri degli ambasciatori, Archivio proprio Roma*, reg. 4, n. 37, *Dispaccio dell'ambasciatore Minio al Senato*, Roma 10 aprile 1517.

PROGETTO CARG

di così tante abitazioni, compreso il castello, tali da provocare la morte di diverse persone, consentono di stimare, ancora una volta, un alto grado dell'intensità macrosismica (I=IX MCS).

30 luglio e 19 agosto 1561. La sequenza dell'estate 1561 è la più forte avvenuta nel vicino Vallo di Diano, ove distrusse Caggiano, Polla e Buccino, oltre a numerosi altri paesi sparsi tra Campania e Basilicata. Studi recenti (Castelli *et alii*, 2008) hanno evidenziato la grande complessità di questa sequenza, ipotizzando l'occorrenza di almeno tre scosse principali: una, di modesta entità, nella zona costiera di Salerno (Vietri sul Mare); la seconda, disastrosa, centrata nel Vallo di Diano settentrionale e causata dalla rotture della faglia di Caggiano (CF

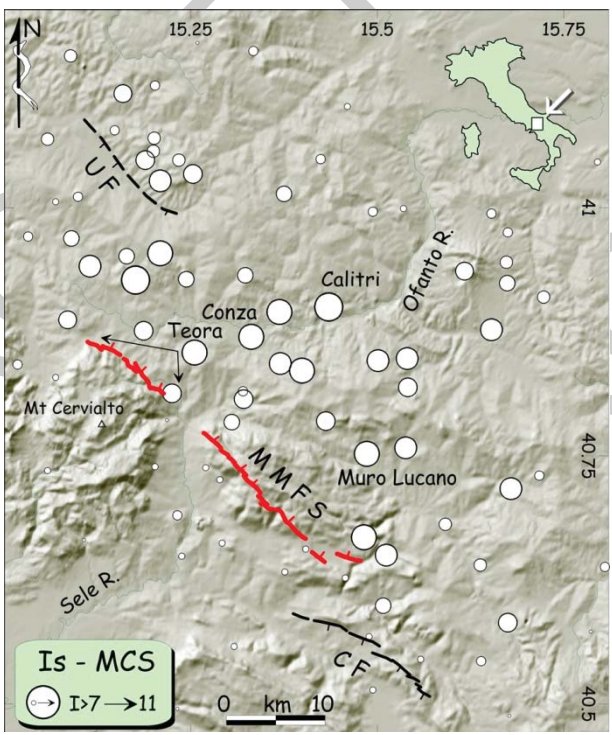


Fig. 20 - *Distribuzione delle intensità macrosismiche stimate per il terremoto dell'8 settembre 1694 (Mw 7.0; mod. da Galli & Peronace, 2014). Notare la concentrazione delle massime intensità nel blocco di tetto del sistema di faglie del Monte Marzano (MMFS), verosimilmente attivatosi in tutta la sua lunghezza in occasione di questo evento. Le frecce indicano la fascia per la quale fonti contemporanee indicano possibili effetti di fagliazione di superficie.*

PROGETTO

nelle Figg. 18, 21; Galli *et alii*, 2006); la terza che interessò l'Alta Valle dell'Ofanto, causando gravi danni da Torella dei Lombardi sino a Muro Lucano. Per quest'area, coincidente dunque con quella del Foglio, notizie certe e sincrone, oltre per le due località citate, si hanno per Santomenna, Calitri, Atella, San Fele, Castelgrande, Bella, mentre indizi di carattere epigrafico esistono per Sant'Angelo dei Lombardi.

9 novembre 1680. Come i precedenti del 1466 e 1517, anche questo terremoto è sconosciuto alla letteratura sismologica, sebbene sia noto alla storiografia locale da oltre 50 anni (Galli, 2010). Le fonti coeve si riferiscono a due sole località (Sant'Angelo dei Lombardi e Conza), per le quali i danni sembrano essere stati decisamente gravi. Per Sant'Angelo, le lesioni e i crolli furono talmente seri da spingere il vescovo a chiedere e ottenere dalla Regia Camera della Sommaria l'esenzione fiscale; per Conza si ha una notizia sincrona da parte di un testimone oculare molto attendibile che informa che ben 28 case caddero, ma non riferisce dell'esistenza di vittime. Tuttavia, il crollo di un così cospicuo numero di edifici comporta la stima di un grado molto alto di intensità macrosismica, probabilmente tra l'VIII ed il IX MCS. Anche in questo caso, verosimilmente, ad aggravare il danneggiamento, fu l'alta vulnerabilità degli edifici conzani, provati così spesso da terremoti distruttivi.

8 settembre 1694. Se qualche edificio era passato indenne attraverso i citati terremoti dei secoli XV, XVI e XVII, l'8 settembre del 1694 l'evento sismico più forte mai accaduto a memoria d'uomo in Irpinia distrusse i pochi superstiti. Poco dopo le 13.30 locali, una lunghissima scossa provocò la morte di quasi 5.000 persone, di cui 700 a Calitri ed a Sant'Angelo di Conza, 600 a Muro Lucano, 300 a Teora, 280 a Guardia Lombardi, 250 a Bella, 230 a Pescopagano e così via. Il terremoto trovò terreno fertile per le sue distruzioni, per la grande vulnerabilità di gran parte degli edifici della regione, da poco messi alla prova dal terremoto del 1680, ma anche da quello, sconosciuto ai cataloghi, del 1692 (Galli, 2010) e, probabilmente, dai forti risentimenti di quello catastrofico del Beneventano del 1688. Gli effetti distruttivi del terremoto interessarono un'area molto vasta, tra la Baronia a nord-ovest e Tito a sud-est, e cioè la stessa area mesosismica del futuro terremoto del 1980, centrata sull'Alto Ofanto (Fig. 20). Per questo evento, alcune delle fonti coeve narrano l'apertura di una lunga fenditura a monte di Teora, verosimilmente riconducibile a fenomeni di fagliazione di superficie lungo il sistema di faglie del Monte Marzano[5].

[5] "*e la sua stupenda montagna* [di Teora] *con estrema meraviglia si e' aperta con lunghezza di 10 miglia sul dorso, essendo ampia l'apertura di più braccia, quale si va chiudendo a poco a poco, evidente contrasegno che ivi anche stia in moto la terra*" (in: *Vera, e distinta relatione del terremoto accaduto in Napoli, e parte del suo Regno il giorno 8 di settembre 1694 dove si dà raguaglio delli danni che il medesimo hà caggionato in molte parti del medesimo Regno et in particolare nelle tre provincie di Principato Citra, Ultra, e Basilicata*, Napoli 1694). Vedi discussione in Galli & Peronace, 2014.

PROGETTO CARG

29 novembre 1732. Questo terremoto ebbe la sua area epicentrale nella valle dell'Ufita, in Baronia, devastandone tutti i paesi e distruggendo anche Ariano Irpino, Apice e Mirabella, tutte località alle quali è possibile assegnare il X grado MCS (CPTI11, 2011). Nell'alto Ofanto i danni furono gravissimi, con intensità nell'ordine dell'VIII-IX MCS. In totale le vittime furono circa 2.000, come desumibile da una relazione sincrona (Distinta relazione, 1733), ma tale cifra è da considerarsi approssimata per difetto. Per meglio significare l'entità delle devastazioni, a Conza, se qualcosa era rimasto in piedi o era stato ricostruito dopo il terremoto del 1694, questo evento dette il colpo di grazia, abbattendo tra l'altro la nuova cattedrale, faticosamente risollevata dal vescovo Francesco Nicolai. Nelle diverse relazioni d'epoca, tra tutte le località limitrofe devastate, come "Guardia Lombarda, Sant'Angelo Lombardo, […] Leone, Teora, Calabritto", per Conza si legge che "*la chiesa cattedrale precipitò dell'in tutto, nel mentre vi erano dentro settantacinque persone ascoltando la Messa, il sacerdote celebrante si salvò sotto di un arco, e di quelle, cinquanta ne morirono, e venticinque restarono ferite; delle case poi molte ne sono cadute interamente, molte in porzione, e le restanti lesionate*".

7 giugno 1910. Questo evento, di moderata magnitudo, ha un epicentro situato poco ad est dell'area del Foglio ed i suoi effetti furono particolarmente violenti a Calitri (IX MCS), ove morirono circa 40 persone, a Ruvo del Monte, Rapone, San Fele (VIII MCS) e in alcuni paesi della Baronia (VII-VIII). Conza subì effetti di VII grado MCS, come desumibile dalle notizie riportate in Martinelli (1914), che così descrive gli effetti: "*... avvertito da tutti; molte e gravi fenditure a quasi tutte le case* […]".

Secondo qualche fonte giornalistica, a causa dei danni, vi furono parecchi feriti, alcuni gravi, mentre la chiesa cattedrale subì qualche danno (Galli, 2010). In ogni caso, Conza, insieme ad altre località nel Foglio, fu inclusa nell'elenco delle località alle quali erano applicabili i provvedimenti di legge del 13 luglio 1910 n. 467 a vantaggio delle zone colpite dal terremoto.

23 luglio 1930. Conosciuto come terremoto del Vulture, questo evento in realtà produsse effetti distruttivi principalmente nei centri abitati della provincia di Avellino e in minor misura delle provincie di Benevento, Foggia e Potenza. I punti di intensità più elevata (IX-X grado MCS; Aquilonia vecchia, Scampitella, Villanova del Battista, Lacedonia, Vallesaccarda) occupano la parte mediana di una fascia molto ristretta definita dai punti con intensità di VIII-IX grado MCS, estesa per più di 60 km in direzione quasi est-ovest tra Montecalvo Irpino e Melfi, in Baronia (Galli *et alii*, 2002). Come sempre, la gravità dei danneggiamenti fu determinata, oltre che dalla forza del terremoto (Mw 6.7), dalla cattiva qualità delle costruzioni, mentre il numero delle vittime fu relativamente limitato, rispetto alla diffusione dei crolli e delle distruzioni, grazie al fatto che in quel periodo molte persone dormivano in campagna, all'addiaccio ,per la trebbiatura del grano e che in alcune località furono

PROGETTO CARG

avvertite scosse premonitrici abbastanza forti da indurre le persone ad abbandonare le abitazioni. Per quanto concerne gli abitati compresi nel Foglio, tutti ubicati al di fuori dell'area mesosismica, secondo le indagini condotte da Alfano (1931) si verificarono poche distruzioni. A Conza ci furono 6 crolli di case (cioè lo 0.6%), mentre altre 157 (19%) furono lesionate. Sulla base di queste indicazioni, Galli *et alii* (2002) hanno stimato un'intensità macrosismica corrispondente al VII-VIII grado MCS.

23 novembre 1980. Questo è l'ultimo grande terremoto (Mw 6.9) avvenuto in Italia negli ultimi duemila anni, da quando cioè si ha conoscenza storica degli effetti sismici nel nostro paese. Esso fu generato dalla rottura del sistema di faglie normali del Monte Marzano (Figg. 17, 21), con una propagazione verso NW scaglionata in tre

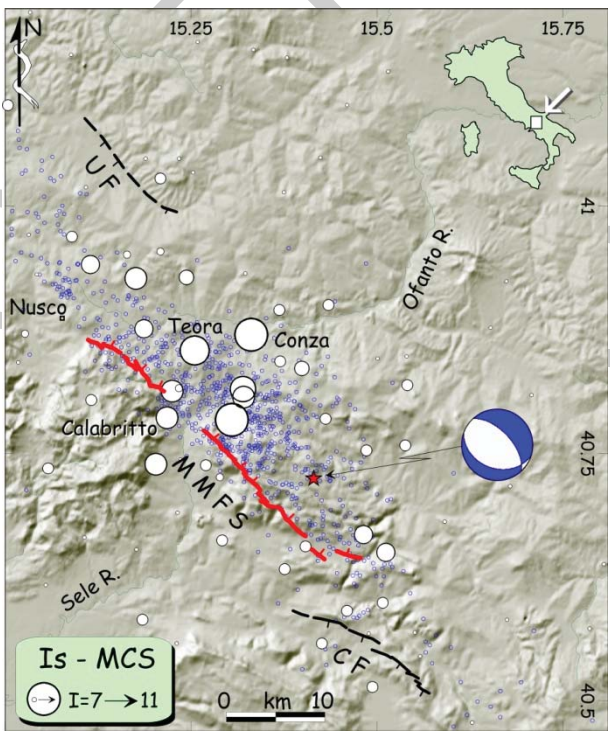


Fig. 21 - *Distribuzione delle intensità macrosismiche stimate per il terremoto del 23 Novembre 1980 (Mw 6.9; mod. da Galli & Peronace, 2014) e tracciato dell'espressione superficiale della struttura sismogenica in profondità (sistema di faglie del Monte Marzano, MMFS). I cerchi piccoli in blu sono gli aftershocks del terremoto del 1980 che delineano chiaramente l'estensione della struttura in profondità (dati elaborati da G. Selvaggi, INGV). La stella rossa è l'epicentro strumentale del terremoto (ubicato a 10 km di profondità da Amato & Selvaggi, 1993), con il relativo meccanismo focale da Westaway & Jackson (1987).*

PROGETTO

sub-eventi principali (Bernard & Zollo, 1989; Boschi *et alii*, 1993; Westaway, 1996), distanziati di circa 20 secondi l'uno dall'altro che comportarono una dislocazione delle rocce di oltre un metro lungo oltre 35 km della struttura (Fig. 20), con evidenze chiare di fagliazione di superficie tra il bordo orientale del bacino di San Gregorio Magno, attraverso il gruppo di Monte Cucuzzone, Monte Ogna, Monte Carpineta e Monte Marzano, attraverso la valle del Sele (dove, in realtà il fenomeno non fu rilevato), sino al versante di Caposele in direzione di Nusco (Monte Vallicello - Monte Oppido). Il terremoto provocò la distruzione di circa quindici paesi dell'Irpinia e della Basilicata (Is XI e X MCS), causando 2.914 vittime e 10.000 feriti, il bilancio più grave del Novecento dopo quelli calabro-messinese del 1908 (oltre 60.000 vittime) e del Fucino nel 1915 (33.000 vittime). Le abitazioni distrutte furono 75.000 e altre 275.000 furono seriamente danneggiate. Conza, con le sue 182 vittime (i residenti effettivi, all'epoca del terremoto, erano circa 600 sui 1.957 anagrafici. La percentuale di vittime fu dunque altissima, quasi il 30%, più che nel 1694) e gli oltre 150 feriti, fu tra gli abitati più disastrati, al punto che fu deciso di ricostruirla altrove. Le abitazioni crollate o seriamente danneggiate furono 1188 (oltre il 90%), con i danni più gravi concentrati in prevalenza nella parte alta del paese. Considerata la percentuale molto alta di distruzione e la tipologia edilizia (edifici in muratura scarsamente legata; edifici in blocchi di calcestruzzo a volte legati con cordonature orizzontali; edifici in cemento armato), l'intensità a Conza fu stimata del X grado MCS. Distruzione analoga toccò ad altre località del Foglio (Postpischl, 1985), come Castelnuovo di Conza, Lioni, Santomenna e Sant'Angelo dei Lombardi (X MCS), Teora, Caposele, Guardia Lombardi e Torella dei lombardi (IX MCS).

3. - LA STRUTTURA SISMOGENICA DEL MONTE MARZANO

L'area del Foglio è attraversata dai segmenti più settentrionali di una tra le più pericolose strutture sismogeniche italiane (Fig. 17), riferibile in superficie al sistema di faglie normali del Monte Marzano (MMFS in Galli & Peronace, 2014). Tale sistema, benché sconosciuto in letteratura all'alba del catastrofico terremoto del 1980, è ben evidente nelle fotografie aeree del volo GAI dei primi anni '50, dove una serie di piani di faglia in roccia N 290° (nastri) attraversa l'articolato paesaggio montano di questo settore del Gruppo dei Picentini (in genere dominato da morfologie E-O), bordando piccole e grandi depressioni endoreiche, sbarrando corsi d'acqua, tagliando e raddoppiando creste e crinali, attraversando obliquamente i versanti scolpiti dalle ultime fasi glaciali del Pleistocene superiore, generando scarpate di faglia o trincee contromonte sui pendii esposti a nord o a sud, rispettivamente (Fig. 22).

Il terremoto del 1980 ruppe lungo questa struttura, generando in superficie un

PROGETTO CARG

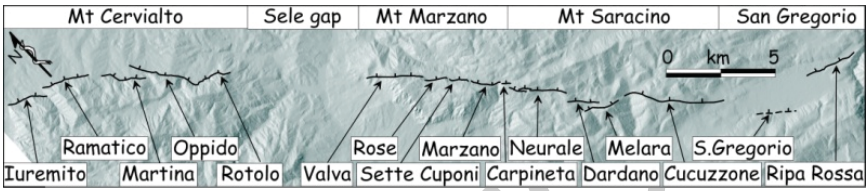


Fig. 22 - *Andamento planimetrico dei diversi segmenti di faglia componenti il sistema del Monte Marzano secondo* Galli & Peronace *(2014). Quelli relativi al Foglio Sant'Angelo dei Lombardi compaiono ad ovest del cosiddetto gap del Sele, un'area dove non furono osservati in maniera continua fenomeni di fagliazione di superficie in occasione del terremoto del 1980. Fenomeni che, invece, furono evidenti lungo tutti gli altri segmenti mappati, da Ripa Rossa a sud sino a Serro Rotolo a nord.*

gradino alto da pochi centimetri ad 1.2 m tra i segmenti di Ripa Rossa, a sud del bacino di San Gregorio Magno, a quello di Serro Rotolo, a monte di Caposele. Gran parte del settore di tetto della struttura fu ribassato di più di un metro, a causa della rottura su uno *splay* antitetico nella valle dell'Ofanto (Fig. 23). La fagliazione di superficie non ebbe luogo o non fu così evidente da essere notata tra i segmenti del Monte Valva e di Serro Rotolo, nel settore vallivo del Fiume Sele (cosidetto *gap* del Sele; Figura 22), ove affiorano prevalentemente litologie argilloso-marnose. All'epoca dell'evento, nessuno dei geologi che condusse i rilievi nell'area terremotata interpretò con certezza le rotture come fagliazione di superficie, evidenziandone il nesso con la struttura profonda (Bollettinari &

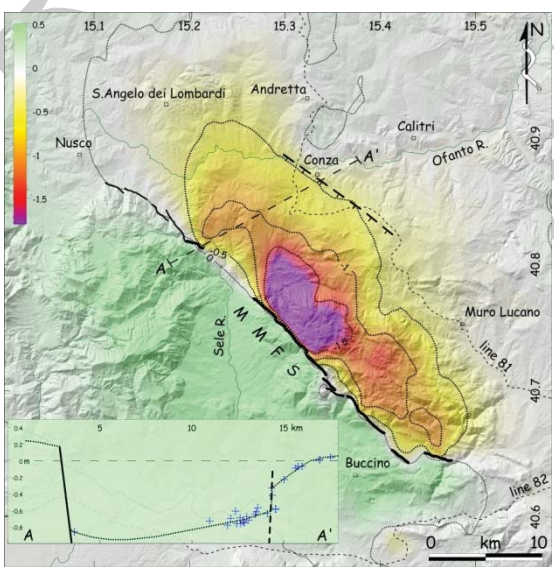


Fig. 23 - *Deformazione areale indotta nel 1980 dalla rottura dei segmenti meridionali del sistema di faglie del Monte Marzano e dell'antitetica nei pressi di Conza della Campania. Questa sorta di istantanea è stata ottenuta da* Galli & Peronace *(2014) interpolando i dati di due linee di livellazione (linee a tratteggio 81 e 82), oltre ad altri dati geodetici relativi alla costruenda diga di Conza e all'Acquedotto Pugliese, sommati ai rigetti misurati dagli stessi a cavallo del piano di faglia lungo l'intera struttura. Il profilo A-A' è stato ottenuto proiettando sulla sezione i valori più vicini delle diverse livellazioni; sono evidenti la faglia principale di Serro Rotolo ad ovest, e l'antitetica ad est.*

PROGETTO ARG

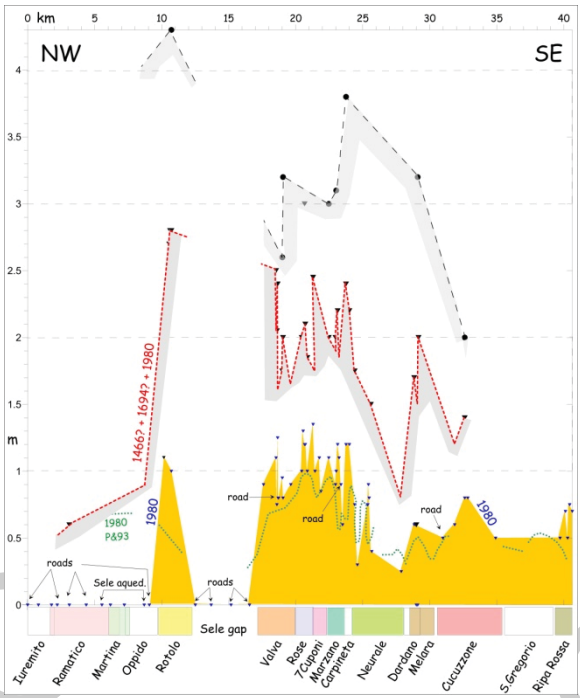


Fig. 24 - *Ricostruzione dello scorrimento cosismico verticale lungo i diversi segmenti del sistema di faglie del Monte Marzano (MMFS nelle Figg. 17-23). L'area arancio in basso rappresenta un'istantanea della fagliazione di superficie nel 1980; da notare le interruzioni nella valle del Sele e a nord del segmento del Serro Rotolo, dove l'acquedotto del Sele non fu dislocato nei tratti attraversati dalla faglia (a tratteggio verde la ricostruzione in* Pantosti & Valensise, *1990). A tratteggio rosso è il rigetto verticale cumulato col terremoto precedente, verosimilmente quello del 1694, che ruppe in superficie anche i segmenti più settentrionali all'interno del Foglio Sant'Angelo dei Lombardi (Monte Oppido-Monte Iuremito), così come testimoniato anche dalle fonti storiche coeve. In alto, a tratteggio grigio, il rigetto verticale cumulato con gli eventi precedenti, forse quello del 989 (da* Galli & Peronace, *2014).*

Panizza, 1981; Carmignani *et alii*, 1981; Cinque *et alii*, 1981). Solo in seguito (Westaway & Jackson, 1984) fu riconosciuta l'importanza dei fenomeni di superficie che ricondussero direttamente alla rottura profonda. A seguito di questi lavori (Pantosti & Valensise, 1990 e Pantosti *et alii*, 1993) si analizzò in dettaglio l'andamento della fagliazione di superficie e si condussero i primi studi paleosismologici attraverso uno dei segmenti della struttura, identificando così una serie di eventi preistorici.

Più recentemente, a seguito di studi multidisciplinari (geofisici, geomorfologici, geostrutturali, dendrosismologici e paleosismologici, Fantucci *et alii*, 2011; Galli *et alii*, 2013, 2014; Galli & Peronace, 2014) è stata rianalizzata l'intera

PROGETTO CARG

struttura ed è stato proposto un quadro differente sull'attività della faglia, sia per quanto concerne la reale estensione della fagliazione di superficie nel 1980, sia sui tempi di ritorno dei terremoti di elevata magnitudo e quindi sulla pericolosità sismica associata. In particolare, grazie ad una serie di profili di microtopografia e di trincee paleosismologiche dislocate in più punti lungo il sistema di faglie, è stato possibile ricostruire in dettaglio l'andamento della fagliazione del 1980 e di due terremoti precedenti (Fig. 24).

Nel complesso, integrando i nuovi dati con quelli provenienti dalle trincee, Pantosti *et alii* (1993), Galli & Peronace (2014) identificano un evento di fagliazione precedente al 1980 la cui datazione coincide con il terremoto del 1694 (Figg. 17, 21) e che, diversamente dal 1980, avrebbe rotto in superficie anche i segmenti più settentrionali compresi nel Foglio Sant'Angelo dei Lombardi (Fig. 24). Prima di questo, gli stessi autori ne ipotizzano uno associabile all'evento del 1466 (Fig. 19; vedi anche Galli *et alii* 2008) ed un altro cronologicamente compatibile con quello del terremoto del 989 (Fig. 18). Trovano infine le evidenze di un evento più antico, avvenuto nel corso del primo secolo d.C. e sconosciuto ai cataloghi, ma già ipotizzato sulla base di analisi archeosismologiche nella vicina Volcei-Buccino (in Galli, 2010). Questi eventi, per così dire storici, sono stati preceduti da almeno altri due collocabili intorno a 4 ka e 5.6 ka (in Galli *et alii*, 2008), suggerendo un drammatico aumento del rilascio energetico di questa struttura negli ultimi due millenni. Considerando i rigetti verticali e il contesto cronostratigrafico definito, lo *slip rate* verticale della struttura è aumentato da 0.5 mm/yr nell'Olocene medio a 2.5 mm/yr in epoca storica, accomodando quindi un'estensione di circa 0.9 mm/yr. Questo valore, confrontato alle velocità GPS stimate lungo un transetto passante per l'area del Foglio (circa 2.0-2.6 mm/yr), implica che più della metà dell'estensione, in questo tratto di catena, è accomodata da una deformazione diffusa duttile o semi-fragile, non risolvibile certo con la geologia di superficie.

PROGETTO CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA E SORGENTI MINERALI

Nei settori meridionali del Foglio, in corrispondenza del bordo settentrionale ed occidentale dei Monti Picentini, affiorano le successioni calcaree e calcareo-dolomitiche della piattaforma carbonatica che costituiscono alcuni dei più importanti serbatoi idrici del Mezzogiorno. L'elevata permeabilità è dovuta all'intensa fratturazione delle rocce ed al successivo sviluppo del carsismo. Nell'insieme i massicci carbonatici in relazione agli elementi strutturali e i fenomeni carsici possono essere suddivisi in 3 diverse strutture idrogeologiche (Budetta *et alii*, 1988):

- Monte Tuoro, che alimenta le sorgenti di Sorbo Serpico e di Salza Irpina, che ricadono al di fuori dell'area del Foglio;
- Monte Terminio e Piana del Dragone che alimentano rispettivamente il gruppo delle sorgenti di Cassano Irpino (Q 3.100 l/s) e la sorgente Baiardo (Q 320 l/s) che è ubicata quasi nell'alveo del fiume Calore, a nord di Ponte Romito (frazione di Montemarano). Si tratta di sorgenti per soglia di permeabilità sovraimposta e l'emergenza delle acque avviene per il contatto tettonico, dovuto a faglie dirette, tra il complesso carbonatico mesozoico e il complesso argilloso-arenaceo che borda i massicci carbonatici.
- La terza struttura è costituita dal Monte Cervialto che alimenta le sorgenti di Caposele. Questo gruppo di sorgenti rappresenta l'emergenza idrica più importante esistente nel Foglio con una portata di circa 4.000 l/s.

Le acque di queste sorgenti alimentano importanti acquedotti dell'Italia Meridionale: l'Azienda Risorse idriche di Napoli (A.R.I.N.), l'Acquedotto Pugliese S.p.A ed il Consorzio Interprovinciale dell'Alto Calore.

PROGETTO CARG

Importanti sono anche le sorgenti di Raio Ferrera (61 l/s) che danno origine al Fiume Calore.

Nel settore centro-settentrionale del Foglio non sono presenti sorgenti di particolare importanza. Gli acquiferi più significativi, ma comunque di limitata estensione, che danno origine a sorgenti di modesta portata, sono rappresentati dai depositi della litofacies conglomeratico-sabbiosa (**RVM_b**) del *sintema di Ruvo del Monte*. È generalmente in corrispondenza del contatto tra questa ed il *subsintema di Vallicella* (**SAD_2**) del *sintema di Andretta* che si originano le sorgenti di maggiore importanza.

Nei dintorni di S. Angelo dei Lombardi, di Morra de Sanctis e Guardia dei Lombardi numerose sorgenti si individuano in corrispondenza del contatto tra **RVM_b** e i depositi sottostanti e tra la litofacies sabbiosa (**RVM_a**) e **SAD_2**. Tra le tante si ricordano: la sorgente Tonsone ad est della Località Scannacapre e le sorgenti F.na Beveri, F.na Canali e F.na Cinque Rane rispettivamente ad ovest, a nord e ad est di Guardia dei Lombardi.

Nella Valle dell'Ansanto, ad est delle Terme di San Teodoro sgorgano le sorgenti delle Mefite che presentano una esigua portata ma che producono acque molto ricche di CO_2, H_2S e CH_4 e con bassi valori del ph. L'acidità favorisce la formazione di H_2CO_3 e CO_2 che sono all'origine del fenomeno di "ribollimento" tipico delle mofete.

I dati geochimici indicano che si tratta di acque superficiali che interagiscono con depositi evaporitici. Questi ultimi attualmente non si ritrovano in affioramento, forse perchè mascherati dalle coperture detritiche e dai fenomeni franosi. Alla loro presenza nell'area fanno riferimento sia Sinno (1969) che riferisce dell'esistenza di cave di gesso nell'area, sia Mostardini & Merlini (1986) che ne segnalano l'esistenza in alcuni sondaggi profondi.

2. - TERMALISMO

A circa 3 km ad est di Villamaina, in località Vallone dei Bagni, si trovano le Terme di San Teodoro la cui attività risale al XVII secolo. L'azienda sfrutta una sorgente ipotermale (25,8 °C) le cui acque appartengono al gruppo bicarbonato-solfato-calciche (Ortolani *et alii*, 1981).

I vari studi geochimici svolti su queste acque (Ortolani *et alii*, 1981; Di Nocera *et alii*, 1999) indicano una circolazione lenta in terreni a prevalente matrice carbonatica (tempo di residenza circa 25 anni), il che giustifica gli elevati valori di bicarbonato.

Tale circolazione avviene in profondità dove è presente un'unità di piattaforma carbonatica che nell'area costituisce un alto topografico sepolto il cui top, come evidenziato dalle indagini geoelettriche eseguite da Ortolani & Aprile (1976)

PROGETTO CARG

e dai dati delle perforazioni per ricerca di idrocarburi (Ippolito *et alii*, 1974), è posizionato ad una profondità variabile da 500 m ad 1 km.

Gli schemi geologici proposti dagli autori sono diversi come diverse sono le ipotesi sulla provenienza delle acque. Ortolani *et alii* (1981) legano tale unità carbonatica profonda alle successioni di piattaforma carbonatica dei Monti Picentini, considerando questi come bacino di alimentazione e ipotizzando un percorso profondo delle acque attraverso rocce carbonatiche. La risalita avverrebbe attraverso fratture che interessano anche la copertura, costituita da depositi prevalentemente argillosi ed il riscaldamento sarebbe dovuto al naturale gradiente geotermico.

Di Nocera *et alii* (1999) individuano la sorgente delle Terme di San Teodoro nel nucleo eroso di un'anticlinale sviluppata nell'ambito della successione calcareo-clastica del *flysch di Faeto* e legano i depositi carbonatici profondi alla Piattaforma Apula, ipotizzando una provenienza delle acque dai Monti della Daunia posti nei settori esterni della catena appenninica dove sono presenti le potenti successioni calcareo-clastiche del *flysch di Faeto.*

3. - FENOMENI FRANOSI

I fenomeni franosi sono diffusi soprattutto nei terreni a prevalente componente argillosa. Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana attuali e frane antiche.

La tipologia franosa più diffusa è costituita sia da colamenti che scorrimenti rotazionali che evolvono a colate che si verificano nelle formazioni a prevalente composizione pelitica a seguito della plasticizzazione delle argille per incremento del contenuto di acqua. Tali fenomeni possono essere di tipo localizzato o interessare estese porzioni di versante (Budetta *et alii*, 1990).

Alcune delle frane sono strettamente connesse agli eventi sismici. Questi ultimi hanno determinato lo sviluppo di dissesti di prima generazione, oppure hanno determinato l'evoluzione di antiche aree in dissesto. La più vasta area in frana che è caratterizzata da questa relazione è rappresentata da una colata ubicata ad est di Caposele, nella località Buoninventre, che si è in parte riattivata a seguito del terremoto dell'Irpinia del 1980. Si sviluppa su di un'area di circa 8 km^2 e coinvolge buona parte del versante, dalla località Cresta del Gallo (750 m s.l.m.) fino al corso del T. Casolare (300 m s.l.m.). Interessa i terreni dell'Unità sicilide che si rinvengono in assetto altamente caotico. Questo movimento si è innescato come scorrimento rotazionale nella zona di alimentazione ed è poi evoluto a colamento coinvolgendo nel movimento zone sempre più ampie del versante.

Diffusi colamenti interessano gli stessi terreni anche nei settori settentrionali del Foglio, in più località. In particolare lungo il versante in sinistra del F. Ufita, a nord del crinale lungo cui corre la S.S. 303, si rinvengono estese aree in dissesto

PROGETTO CARG

che spesso coinvolgono strade e altre infrastrutture. Il movimento, che interessa generalmente gli strati più superficiali, è di tipo lento e si accentua a seguito di intense precipitazioni. In alcuni casi (Nocemanna, a NO di Andretta e Costa dei Tuori, a NE di Morra de Sanctis) i corpi di frana ostruiscono i corsi torrentizi provocando la formazione di piccoli laghetti.

Frane di più modesta estensione sono state cartografate anche in altri terreni: a NNE di Castelfranci e a NO di Nusco; più limitati fenomeni franosi interessano i terreni della Formazione di Castelvetere; frane per colamento sono rinvenute anche a SO di S. Angelo dei Lombardi, a O di Guardia dei Lombardi nell'ambito del *subsintema di Vallicella* (**SAD_2**) del *sintema di Andretta*, e a sud di Andretta al passaggio tra questa e la sovrastante litofacies conglomeratico sabbiosa (**RVM_b**).

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

La coltivazione di cave e miniere in passato era regolata dal R.D. n.1443 del 29/07/1927, il quale, in base all'Art. 2, suddivideva i materiali in: prima categoria, alla quale appartenevano i materiali di miniera (zolfo, bauxite, ferro, oro, ecc.); seconda categoria, corrispondente ai materiali di cava (tufo, argilla, calcare, dolomia, gesso, pozzolana, pomice, sabbia, ecc.).

Con l'art. 62 del D.P.R. 24/07/1977 n. 616 le competenze in materia di cave sono passate dallo Stato alle Regioni.

La Regione Campania, le cui funzioni amministrative e di controllo erano svolte dal Settore Cave dell'Assessorato Industria ed Artigianato, per la regolamentazione dell'attività estrattiva ha emanato due leggi: la L.R. 13/12/85 n. 54 "Coltivazione di cave e torbiere" e la L.R. 13/04/95 n. 17 "Modifiche ed integrazioni alla L.R. 13/12/85 n. 54, concernente la disciplina della coltivazione delle cave e delle torbiere della Regione Campania".

Queste leggi prevedevano entro il 1987 la realizzazione ed approvazione di un Piano Regionale delle Attività Estrattive che avrebbe imposto dei vincoli e dei requisiti a cui dovevano rispondere le attività estrattive.

Il 27 dicembre 2001, la Giunta Regionale della Campania ha approvato la Proposta di Piano Regionale delle Attività Estrattive (P.R.A.E.), pubblicato nel 2006 (PRAE, 2006).

Tale Proposta ha come obiettivo la razionalizzazione dell'attività estrattiva nel rispetto dell'ambiente e delle esigenze del comparto evidenziando alcune aree sulle quali non è possibile realizzare alcuna attività estrattiva e altre, invece, da destinare allo sviluppo o al completamento del settore.

Sono state individuate diverse risorse naturali nei seguenti gruppi merceologici:

- argilla;
- ghiaia, sabbie e inerti;

PROGETTO CARG

- dolomia;
- gesso;
- arenaria e conglomerato;
- tufo, lava e piroclastiti;
- calcare, pietrarsa, marmo, travertino e pietrisco.

Per ogni cava oggetto di attività estrattiva il P.R.A.E. ha previsto il successivo recupero che potrà effettuarsi mediante un'attività di rimboschimento, di rinverdimento, di recupero culturale (come la creazione di teatri all'aperto) o anche di una successiva destinazione tecnologica e produttiva.

Attualmente è in corso da parte dell'ARPAC (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale della Campania) il censimento delle attività estrattive, che viene eseguito sia con sopralluoghi che con l'ausilio dei settori tecnici di vari enti amministrativi (Comuni, Province, Genio Civile, ecc.)

Nell'area del Foglio l'attività estrattiva è maggiormente sviluppata nell'ambito delle successioni mesocenozoiche di piattaforma carbonatica. Nei Monti Picentini è, infatti, localizzato il maggior numero di cave per la coltivazione di pietrisco calcareo per l'edilizia. A sud di Montella, nella valle del Fiume Calore (Madonnella, Pietra delle Gatte, P.te dei Greci), nei terreni dell'unità dei calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**), sono presenti diverse cave in calcare che, attualmente, per buona parte, sono inattive o cessate. Altre importanti cave in calcare si trovano nei territori amministrativi dei comuni di Nusco (località Il Vallone - Monte Caravella), Bagnoli (località Lagapre), Lioni (La Martina, Oppido), alcune delle quali interessano anche i terreni dell'unità dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**).

Nel detrito di falda cementato (**a**$_3$), alle falde dei Monti Picentini, sono localizzate altre importanti cave per la coltivazione di pietrisco calcareo. Le più importanti si trovano a Montella, in prossimità del Fiume Calore e a Lioni (località Cannito).

Altre cave in materiale lapideo sono presenti nell'area del Foglio nei terreni dell'Unità di Frigento e più in particolare nel membro calcareo del Flysch Rosso (**FYR**$_2$). Si segnalano 4 cave ancora in attività in località Bauzata in territorio di Lioni, ed una a sud di Rocca S. Felice, ad ovest di T.na Ciccone.

L'attività estrattiva, nell'ambito del Foglio, interessa anche altre litologie. Un'importante cava, attualmente inattiva, per la coltivazione di argilla per laterizi si trova in località Scannacapre, a nord di S. Angelo dei Lombardi, nei terreni del del *subsintema di Vallicella* (**SAD**$_2$).

In località Taverna dei Rossi, a sud dell'abitato di Gesualdo, è presente una cava a cielo aperto in travertino (**f**$_1$).

Piccole cave per la coltivazione di sabbia sono aperte nei depositi alluvionali attuali e recenti. Alcune di queste, come una cava ad ovest di Bagnoli Irpino, interessano anche i terreni del subsintema di Case Marinari (**VMN**$_{2e}$).

PROGETTO CARG

A est dell'abitato di Andretta, presso il Monte Airola, nella prima metà del '900 è stato coltivato, in sotterraneo, un giacimento di lignite in parte picea, in parte xiloide, della potenza di circa 50 cm compreso entro il *subsintema di Monte Airola* (**SAD$_1$**).

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Alfano G. B. (1931) - *Il terremoto irpino del 23 luglio 1930*, Pompei.

Amodio-Morelli M., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60, 5 figg., 5 tabb., 1 carta geol., Roma.

Amore O. (1992) - *Studi biostratigrafici dei sedimenti miocenici del bacino molisano: nannoplancton calcareo.* Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, Università "Federico II" di Napoli.

Amore F. O., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V. & Sgrosso I. (1988a) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.

Amore F. O., Bonardi G., Di Staso A., Ciampo G., De Capoa P., Morabito S., Ruggiero E. & Sgrosso I. (2005) - *The progress of knowledge about the Miocene successions of the southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962.* Boll. Soc. Geol. It., **4**, 37-44.

Amore O., Ciampo G., De Capoa P. & Ruggiero E. (1988b) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centromeridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 621-625.

Amore F. O., Ciampo G., Morabito S., Ruggiero E., Santini U. & Sgrosso I. (2003) - *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano.* FIST - Geoitalia 2003, Riassunti, 286-288.

Anelli M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale.* Atti Soc. Sc. Nat. e Mat., **69**, pp. 13.

APAT (2005) - Comitati d'Area. http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_carg_-_cartografia_geologica_e_geotematica/Comitati_di_coordinamento/Appennino_Meridionale/

APAT (2006) - Comitati d'Area. http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_carg_-_cartografia_geologica_e_geotematica/Comitati_di_coordinamento/Appennino_Meridionale/

APAT (2006) - *Nuova Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000*. Catalogo delle Formazioni. Unità Tradizionali. quaderni serie III Volume 7 - Fascicolo VII.

Ardigò G. (1958) - *Osservazioni geologiche sulle alte valli del Calore e dell'Ofanto (Appennino meridionale).* Boll. Serv. Geol. d' It., **79** (1-2), 67-100.

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. It., **77** (1), 253-290.

Ardigò G. (1964a) - *Alcune osservazioni sulla lacuna liassica nei Monti Picentini (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 143-150.

Ardigò G.(1964b) - *Nuove vedute su alcuni problemi sedimentologici, morfologici e strutturali dell'Appennino meridionale, con particolare riguardo al gruppo dei Monti Picentini (Campania).* Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 239-271.

Balenzano F. & Moresi M. (1992) - *"Le peliti del Flysch Numidico nell'Appennino Meridionale*", Mineralogica et Petrographica Acta, **35**, pp. 139-156.

Bassani F. (1892) - *Sui fossili e sull'età degli scisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiana in prov. di Salerno.* Mem. Soc. It. di Sc., **IX**, Ser. 3, N. 3, Napoli.

Bassani F.(1896) - *La ittiofauna della dolomia principale di Giffoni (prov. di Salerno).* Palaeontogr. Ital., **I**, 169-210.

Basso C., Ciampo G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Staiti D. & Torre M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: implicazioni sui domini paleogeografici delle unità bacinali meso-cenozoiche e nuovi vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica del settore esterno della catena.* Studi Geol. Camerti, nuova serie, **1** (2), 7-26.

Basso C., Di Nocera S., Esposito P., Matano F., Russo B. & Torre M. (2001) - *Stratigrafia delle successioni sedimentarie evaporitiche e postevaporitiche del Messiniano superiore in Irpinia*

PROGETTO CARG

settentrionale (Appennino meridionale). Boll. Soc. Geol. It., **120** (2-3), 211-231.

Bellucci F., Brancaccio L., Celico P., Cinque A., Giulivo I., Santo A. & Tescione M. (1983) - *Evoluzione geomorfologica, carsismo ed idrogeologia della Grotta del Caliendo (Campania).* Atti XIV Congresso Nazionale di Speleologia, Le Grotte d'Italia, serie 4, **XI**, Bologna.

Bergomi C., Manfredini M. & Martelli G. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.00. Foglio 173 Benevento.* Servizio Geologico d'Italia. Nuova Tecnica Grafica, Roma.

Bernard P. & Zollo A. (1989) - *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting*. Journal of Geophysical Research, **94**, 1631-1647.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1992) - *Structural model of Italy, scale 1:500,000*. P.F. Geodinamica, C.N.R.

Bollettinari G. & Panizza M. (1981) - *Una "faglia di superficie" presso San Gregorio Magno in occasione del sisma del 23/11/1980 in Irpinia*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **4**, 135-136.

Bonardi G. Amore F. O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P. & Perrone V. (1988a) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione della catena appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.

Bonardi G., D'argenio B. & Perrone V. (1988b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1: 250.000.

Bonito M. (1691) - *Terra tremante, overo continuatione de' terremoti dalla Creatione del Mondo fino al tempo presente*, Napoli, 1691.

Boschi E., Pantosti D., Slejko D., Stucchi M. & Valensise G. (1993) - Special issue on the meeting "*Irpinia dieci anni dopo*", Sorrento, 19-24 November 1990, Annali di Geofisica, **36** (1).

Böse F. & De Lorenzo G. (1896) - *Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel*. Zeitschr. deuts. Geol. Gesells., **48**, 205-215.

Bouma H. A. (1979) - *Methods for the study of sedimentary structures*. R. E. Kringer Pub. Co. (Huntington, N. Y.).

Bown P.r. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1-314.

Brancaccio L. & Cinque A. (1988) - *La grotta Bocca di Caliendo nel quadro morfoevolutivo del massiccio del Cervialto*. L'Appennino Meridionale, annuario C.A.I., Napoli.

Brancaccio L., Cinque A. & Sgrosso I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., serie IV, **46**, 1-21.

Brancaccio L., Pescatore T., Sgrosso I. & Scarpa R. (1984) - *Geologia regionale*. In: T. Pescatore (a cura di): «*Lineamenti di geologia regionale e tecnica*». Formez, Ricerche e studi, **37**,1-47, 9 figg., Napoli.

Brugner W., Jacobacci A. & Martelli G. (1956) - *Appunti sul rilevamento geologico del II quadrante del F° 173 Benevento*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (3), 371-378.

Budetta P., Calcaterra D., De Riso R. & Santo A. (1990) - "*Geologia e fenomeni franosi dell'alta valle del Fiume Ofanto (Appennino meridionale)*". Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 309-324.

Budetta P., Celico P., De Riso R., Ducci D. & Nicotera P. (1988) - *Carta idrogeologica del Foglio 186 (S. Angelo dei Lombardi), Memoria illustrativa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1029-1038.

Buettner A., Principe C. & Villa I. M. (2003) – *Ar-Ar investigations on quaternary volcanic sequences of Monte Vulture (Southern Italy)*. In: Geophysical research abstracts, **5.**

Bukry D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **15**, 685-703.

Bukry D. (1975) - *Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **32**, 677-701.

Buonanno A., Pertusati S. & Zuppetta A. (2007) - "*Structural evolution of the Fortore Unit (Southern Apennines, Italy)*", Boll. Soc. Geol. It., **126** (3), pp. 497-510.

PROGETTO CARG

Butler R. W. (1983) - *Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the NW Alps.* Journal of Structural Geology, **5**, 125-138.

Butler R. W. (1987) - *Thrust sequences*. Journal of Geological Society, London, **144**, 619-634.

Capaldi G., Cinque A. & Romano P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali (Campania, Appennino Meridionale).* Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **I**, 207-222.

Carannante G., Severi C. & Simone L. (1994) - *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy).* Mem. Soc. Geol. France, **169**, 277-288.

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 catena-avanfossa.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 331-341, Roma.

Carbone S. & Lentini F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleontol. Stratigr., **96** (2-3), 271-296, 3 figg., Milano.

Carmignani L., Cello G., Cerrina Feroni A., Funiciello R., Kalin O., Meccheri M., Patacca E., Pertusati P., Plesi G., Salvini F., Scandone P., Tortorici L. & Turco E. (1981) - *Analisi del campo di fratturazione superficiale indotto dal terremoto campano-lucano del 23/11/1980*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **4**, 451-465.

Carrara S. & Serva L. (1982) - *I ciottoli contenuti nei flysch cretacico-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 441-496.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti L., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - *Neogene Geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.

Casero P., Roure F. & Vially R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the Southern Apennine*. Sp. Pubbl. EAPG, **1**, 381-387.

Cassetti M. (1918) - *Cenni geologici su alcuni monti della Campania e della Basilicata.* Boll. R. Com. Geol. d'It., **46**, 79-88.

Castellano M. & Sgrosso I. (2002) - *Complesso Sicilide, Unità Sannitiche e Argille Varicolori molisane nell'Appennino meridionale.* In: CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (eds.), Riassunti e Guida all'escursione, COFIN 1999: «*Evoluzione cinematica del sistema orogenico dell'Appennino centro-meridionale: caratterizzazione stratigrafico-strutturale dei bacini sintettonici*», Roma.

Castelli V., Galli P., Camassi R. & Caracciolo C. (2008) - *The 1561 earthquake(s) in Southern Italy: New Insights into a Complex Seismic Sequence*. Journal of Earthquake Engineering, **12** (7), 1054-1077.

Cello G., Lentini F. & Tortorici L. (1990) - *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sud-appenninico.* Studi Geologici Camerti, vol. spec., 1990/1, 27-34.

Cello G., Paltrinieri W. & Tortorici L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell' Appennino Molisano.* Mem. Soc. Geol. It., **38**, 155-161.

Centamore E., Chiocchini U., Jacobacci A., Lanari G. & Santagati G. (1970) - *Geologia della zona nord - occidentale del F° 187 "Melfi".* Boll. Serv. Geol. It., **91**, 113-148.

Centamore E., Chiocchini U. & Moretti A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza).* Studi Geol. Camerti, **1**, 97-122.

Chang K.H. (1975) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Amer. Bull., **86**, 1544-1552.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994, 9-128.

Chiocchini U. (1969) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e*

PROGETTO CARG

Luogosano. Boll. Serv. Geol. It., **90**, 3-37.

Ciampo G., Sgrosso I. & Ruggiero Taddei E. (1986) - *Il limite Miocene - Pliocene nella sezione di Torrente Braneta.* Boll. Soc. Geol. It., **105**, 35-40.

Ciaranfi N., Dazzaro L., Pieri P., Rapisardi L. & Sardella A. (1973) - *Geologia della zona compresa fra Bisaccia (AV) ed il T. Olivento, presso Lavello (PZ)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 279-315.

Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F. & Torre M. (2003) - *Evoluzione tettono-sedimentaria e paleogeografica dei depocentri "wedge-top" nell'ambito del "foreland basin system" pliocenico dell'Appennino meridionale (settore irpino-dauno).* Boll. Soc. Geol. It., **122**, 117-137.

Ciarcia S. & Torre M. (1996) - *I ciottoli dei conglomerati medio-pliocenici dell'Appennino Campano: provenienza, elaborazione, ambiente di deposizione*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 569-581.

Cinque A., Lambiase S. & Sgrosso I. (1981) - *Su due faglie nell'alta valle del Sele legate al terremoto del 23.11.1980*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **4**,127-129.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*, Annali di Geofisica, **36**, 249-260.

Cipollari P. & Cosentino D. (1995) - *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution.* Tectonophysics, **252**, 375-389.

Cita M. B. (1972) - *The Pliocene deep-sea record of the Mediterranean. Biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: Ryan, W. B. F., Hsü, K.J., *et al.,* Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, **13**, 2, 1343-1379.

Cita M. B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. Ital. Paleont., **81**, 527-544.

Civita M. (1967) - *Alcune osservazioni preliminari sulla tettonica del Massiccio del Terminio-Tuoro* (*Irpinia*). Boll. Soc. Nat., Napoli, **75.**

Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Torre M. & Coppola L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a Nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 607-654.

Coppola L. & Pescatore T. (1989) - *Lineamenti di neotettonica dei Monti Terminio-Tuoro, Cervialto e Marzano (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **108** (01), pp. 105-119.

CPTI11 (2011) - *The 2011 Version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*, edited by A. Rovida et al., Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI.

Crescenti U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **85** (2), 541-579.

Critelli S. & Le Pera E. (1995a) - *La formazione di Castelvetere nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 615-634.

Critelli S. & Le Pera E. (1995b) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. J. Geol., **103** (1), 95-105, 4 figg., 1 tab., Chicago.

Crostella A. & Vezzani L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 121-142.

D'Agostino N. (2014) - *Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy)*. Geophys. Res. Lett., **41**, doi: 10.1002/2014GL059230.

D'argenio B. (1963) - *Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano.* Rend. Acc. Sc. Fis. Nat., **30**, 4.

D'argenio B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 279-299.

D'argenio B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea.* Mem. Soc. Geol. It., **13**, 137-160.

D'argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc.

PROGETTO CARG

Nazion. Lincei, **182**, 49-72.

D'argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines.* In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Eds.), *Structural model of Italy*, Quaderni de "La ricerca scientifica", **90**, 313-327, C.N.R. Roma.

D'argenio B. & Scandone P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern (Campania e Lucania) Apennines*. Coll. on Mediterr. Iurassic. Hungarian Geol. Inst., Budapest, pp. 27.

Dahlstrom C. D. A. (1970) - *Structural geology in the western margin of the Canadian Rocky Mountains*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **18**, 332-406.

Dazzaro L., Di Nocera S., Pescatore T., Rapisardi L., Romeo M., Russo B., Senatore M. & Torre M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia – Appennino Meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 411-422.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1996) - *Schema geologico del margine appenninico tra il F. Fortore e il F. Ofanto*. Mem. Soc. Geol. It., **51** (1), pp. 143-147.

De Capoa P., Di Donato V., Di Staso A., Giardino S. & Rinaldi S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico and calciclastic turbidites.* Cour. Forsch.- Inst. Senckenberg, **244**, 105-127.

De Castro P. (1962) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **71**, 3-34.

De Castro P. (1991) - *Mesozoic*. In: F. Barattolo, P. De Castro & M. Parente (Eds.): «*Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae: Capri, 7-12 april 1991*», 21-44, Giannini, Napoli.

De Castro Coppa M. G., Moncharmont Zei M., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1969) - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania).* Atti Acc. Sc. Nat. Catania, **1**, 479-512.

De Lorenzo G. (1894a) - *Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casalbuono-Lagonegro della linea Sicignano-Castrocucco.* Atti Ist. Incorag., s. 4, vol. **7** (5), 1-5.

De Lorenzo G. (1894b) - *Sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Estr. d. Rend. Acc. dei Lincei di Sc. Fis., Mat. e Nat, **II** (6).

De Lorenzo G. (1894c) - *Le montagne mesozoiche di Lagonegro.* Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, s. 2, vol. **6** (15): 1-125.

De Lorenzo G. (1897) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale.* Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, s. 2, vol. **8** (7), 1-128.

De Lorenzo G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, s. 2, vol. **17** (11).

De Lorenzo G. (1900) - *Studio geologico del Monte Vulture.* Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, s. 2, vol. **10** (1), 1-208.

De Lorenzo G. (1904) - *Geologia e Geografia Fisica dell'Italia meridionale.* Ed. Laterza Bari, vol. **16**, pp. 241.

De Lorenzo G. (1937) - *Geologia dell'Italia meridionale.* Editrice Politecnica, S. A., Napoli, pp. 326.

Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M. & Praturlon A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quaternaria dell'area molisana.* Boll. Soc. Geol. It., **118**, 13-30.

Di Luzio E., Paniccia D., Pitzianti P., Sansonne P. & Tozzi M. (1999) - *Evoluzione tettonica dell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (2), 287-315.

Di Nocera S., Imperato M., Matano F., Stanzione D. & Valentino G. M. (1999) - *Caratteri geologici e geochimici della Valle di Ansanto (Irpinia centrale, Appennino campano-lucano).* Boll. Soc. Geol. It., **118**, 395-406.

Di Nocera S., Matano F., Pescatore T., Pinto F., Quarantiello R., Senatore M. R. & Torre M. (2006) - *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali - Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale*. Boll.

PROGETTO CARG

Soc. Geol. It., **125**, 39-58.

Di Nocera S., Matano F. & Torre M. (2002) - *Le unità "sannnitiche" Auct. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuove ipotesi con l'introduzione dell'Unità di Frigento*. Studi Geol. Camerti, nuova serie, **1** (1), 87-102.

Di Nocera S., Ortolani F., Torre M. & Russo B. (1981) - *Evoluzione sedimentaria e cenni di paleogeografia del Tortoniano-Messiniano dell'Irpinia occidentale.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **90**, 131-166.

Di Stefano A., Foresi L. M., Amore F. O., Di Stefano E., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R., Morabito S., Salvatorini G., Turco E., Abdul Aziz H., Krijgsman W. & Hilgen F. (2008) - *Calcareous plankton high resolution biostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean.* Riv. It. Pal. e Strat., **114**, 56-72.

Di Stefano G. (1893) - *Sulla estensione del Trias nella provincia di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **11**, 229-233.

Doglioni C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system*. Terra Nova, **3**, 423-434.

Doglioni C., Mongelli F. & Pieri P. (1994) - *The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*. Tectonics **13**, 1309-1321.

Dunham R. J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. Ham (Ed.): «*Classification of carbonate rocks*». Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, 108-121, Tulsa.

Elter P., Gratziu C., Martini J., Michelluccini M. & Vuagnat M. (1969) - *Remarques sur la rassemblance pètrographique entre les grès de Petrignacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suisses*. C.R. de Sèances, SPHN Genève, **4** (2), 150-156.

Embry A. F. & Klovan J. E. (1971) - *A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Islands, N.W.T.* Bull. Can. Soc. Pet. Geol., **19**, 730-781, Calgary.

Endignoux L., Moretti I. & Roure F. (1989) - *Forward modelling of the southern Apennines.* Tectonics **8**\5, 1095-1104.

Fantucci R., Galli P. & Peronace E. (2011) - *Hunting big earthquakes in Irpinian woods: dendrochronological analysis along the Mt. Marzano fault system (southern Apennine)*. In: 30° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 14-17 Novembre 2011, pp. 45-47.

Figliuolo B. & Marturano A. (1996) - *Il terremoto del 1466.* Rassegna Storica Salernitana **25**, 93-109.

Figliuolo B. & Marturano A. (2002) - *Terremoti in Italia Meridionale dal IX all'XI secolo*. In: Marturano A. (Ed.), "*Contributi per la storia dei terremoti nel Bacino del Mediterraneo*". Osservatorio Vesuviano, Istituto Italiano Studi Filosofici, Laveglia, Nocera Inferiore, NA, pp. 33-68.

Finetti I. (2005) - "CROP PROJECT": *Deep exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier B.V.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Del Ben A. (1996) - *Il sistema Appennino Meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico - geofisico.* Boll. Soc. Geol. It., **115** (3), 529-559.

Foresi L. M., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano E., Salvatorini G. & Sprovieri R. (2002) - *Calcareous plankton high-resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian - lower Serravallian Ras Il - Pellegrin section (Malta).* Riv. It. Paleont. e Strat., **108** (2), 195-210.

Foresi L. M., Iaccarino S., Mazzei R. & Salvatorini G. (1998) - *New data on the middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. e Strat., **104** (1), 95-114.

Foresi L. M., Iaccarino S., Mazzei R., Salvatorini G. & Bambini A. M. (2001) - *Il plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti*. Paleont. Italica, **88**, 1-64.

PROGETTO CARG

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42** (1), 37-63.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**, 1-36.

Funiciello R., Pantosti D. & Valensise G. (1988) - *Fagliazione superficiale associata al terremoto irpino del 23 Novembre 1980*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1139-1144.

Galdi B. (1914) - *Sul calcare di Cresta del Gallo nell'Avellinese.* Mem. R. Acc. Sc. dell'Ist. Bologna, ser. VII, **1**, 1-5.

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.

Galdieri A.(1905) - *La malacofauna triassica di Giffoni nel salernitano*. Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli. Vol. **XII** ser. II, Napoli, 29 pp.

Galdieri A.(1907) - *Osservazioni geologiche sui monti Picentini nel Salernitano*. Rend. R. Acc. Lincei, ser. V, **16** (8**)**, 529-534.

Galli P. (2010) - *La storia sismica di Conza*. In: Ricciardi, E. (Ed.): Conza storia, arte, fede. Grafiche Pannisco, Calitri, pp. 23-70.

Galli P., Bosi V., Piscitelli S., Giocoli A. & Scionti V., 2006. *Late Holocene earthquakes in southern Apennines: paleoseismology of the Caggiano fault*. International Journal of Earth Sciences, **95**, 855-870.

Galli P., Galadini F. & Pantosti D. (2008) - *Twenty years of paleoseismology in Italy*. Earth-Science Reviews, **88** (1-2), 89-117.

Galli P., Giocoli A., Peronace E., Piscitelli S., Quadrio B. & Bellanova J. (2013) - *Integrated near surface geophysics across the active Mount Marzano Fault System (southern Italy): seismogenic hints*. International Journal of Earth Sciences, **103**, 315-325.

Galli P., Molin D., Galadini F. & Giaccio B. (2002) - *Aspetti sismotettonici del terremoto Irpino del 1930*. in "S. Castenetto e M. Sebastiano (a cura di): *Il terremoto del "Vulture"* - 23 Luglio 1930 VIII dell'Era Fascista", Monografia del Servizio Sismico Nazionale, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 215-260.

Galli P. & Peronace E. (2014) - *New paleoseismic data from the Irpinia fault. A different seismogenic perspective for southern Apennines (Italy)*. Earth Sci. Rev., **136**, 175-201, doi:10.1016/j. earscirev.2014.05.013.

Galli P., Peronace E., Quadrio B. & Esposito G. (2014) - *Earthquake fingerprints along fault scarps: A case study of the Irpinia 1980 earthquake fault (southern Apennines)*. Geomorphology, **206**, 97-106.

Gallicchio S., Marcucci M., Pieri P., Premoli Silva I., Sabato L. & Salvini G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the southern Apennines (Basilicata, Italy).* Paleopelagos, **6**, 261-272.

Giulivo I. & Aquino S. (2007) - *La Grotta di Caliendo*. Acqua e Territorio, **7**, 50-55.

Grandjacquet C. (1963) - *Schema structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie)* - Revue de Geographie Physique et de Geologie dynamique, ser. 2, **5**, (3), 185-202, Paris.

Grandjacquet C. & Mascle G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania.* In "*The Ocean basins and margins*", Nairn A. E. M., KANES W. H. & STEHLI F. G. eds., Plenum Press, New York & London, 4B, The Western Mediterranean, 257-329.

Grzybowsky J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **40**, 85-97.

Haccard D., Lorenz C. & Grandjacquet C. (1972) - *Essai sur l'évolution téctogénétique de la liason Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabrie).* Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.

Hieke Merlin O., La Volpe L., Nappi G., Piccarreta G., Redini R. & Santagati G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.00. Fogli 186 – 187, Sant'Angelo dei Lombardi, Melfi*. Servizio Geologico d'Italia. Nuova Tecnica Grafica, Roma.

Hilgen F. J., Iaccarino S., Krjigsman W., Villa G., Langereis C. G. & Zachariasse W. J. (2000) -

PROGETTO CARG

The Global Boundary Stratotype Section and Point of the Messinian stage (uppermost Miocene). Episodes, **23**, 172-178.

Hippolyte J. C., Angelier J. & Roure F. (1994b) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.

Hippolyte J. C., Angelier J., Roure F. & Casero P. (1994a) - *Piggyback basin development and thrust-belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. Journ. Struct. Geol., **16**, 159-173.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: *Plankton stratigraphy* (Eds. Bolli H.L., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K.), Cambridge University Press., 283-314.

Iaccarino S., Foresi L. M., Mazzei R. & Salvatorini G. (2001) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (Southern Italy)*. Rev. Espan. Micropal., **33** (2), 237-248.

Iaccarino S., Lirer F., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L. M., Mazzei R., Salvatorini G., Sprovieri M., Sprovieri R. & Turco E. (2004) - *Astrochronology of late Middle Mediterranean sections.* In: *Cyclostratigraphy: An Essay of Approaches and Case Histories* (Eds: B. D'Argenio *et alii*). SEPM Spec. Publ., **81**, 25-42.

Iaccarino S. M., Premoli Silva I., Biolzi M., Foresi L. M., Lirer F., Turco E. & Petrizzo M. R. (2007) - *Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera.* Perugia 19-23 February.

Iaccarino S. & Salvatorini G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Statigr. ed Evoluz., Quad. **2**, 115-125.

Ietto A. (1963a) - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo dolomitica mesozoica nel salernitano*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **72**, 31-44.

Ietto A. (1963b) - *I rapporti tettonici tra "Scisti silicei" e Dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno).* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 15-30.

Ietto A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **74**, 65-85.

Incoronato A., Nardi G., Ortolani F. & Pagliuca S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino - Calaggio Torrent strike slip fault, Campania - Lucania (southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 399-404.

Ippolito F., D'argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale.* Trad. Da "*The guide-book of Italy*", 134-155. Petroleum Exploration Society of Libia. Ist. Geol. Geof. Univ. Napoli, pubbl. n. **15**.

Ippolito F., Ortolani F. & Di Nocera S. (1974) - *Alcune considerazioni sulla struttura profonda dell'Appennino irpino: reinterpretazione di ricerche di idrocarburi*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 861-881.

ISPRA (in stampa a) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 419 San Giorgio La Molara.

ISPRA (in stampa b) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 433 Ariano Irpino.

Jacobacci A. (1962) - *Evolution de le fosse mio-pliocene de l'Apennin apulo-campanien (Italie meridionale).* Bull. Soc. Geol. De France, s. 7, **4**, 691-694.

Jacobacci A. & Martelli G. (1967) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000* - Foglio 174 "Ariano Irpino". Serv. Geol. It.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1990, 19-26.

Lentini F., Carbone S., Di Stefano A. & Guarnieri P. (2002) - *Stratigrahical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution.* Journal of Geodynamics, **34**, 141-158.

Limanowski M. (1913) - *Die grosse kalabrische*. Decke. Bull.Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math. Nat., S. A, (**6A**), 370-385.

PROGETTO CARG

Lirer L. & Pescatore T. (1968) - *Studio sedimentologico delle piroclastiti del Somma-Vesuvio.* Atti Acc. Sci. Fis. Nat., Serie 3, Vol. **7** (4), 139-187.

Lirer L., Pescatore T., Booth B. & Walker G. P. P. (1973) - *Two Plinian Pumice-Fall Deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geol. Soc. of America Bull., **84**, 759-772.

Luperto Sinni E. (1966) - *Presenza di foraminiferi giurassici nei calcari con selce di San Fele*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 2, 275-285, Roma.

Manfredini M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **4** (2), 15.

Marchesini E. (1940) - *Sulle trasgressioni posteoceniche nella regione compresa fra le sorgenti del Sele, dell'Ofanto e del Calore (Prov. Avellino).* Boll. Soc. Geol. It., **59** (2), 302-308.

Marchesini E. (1941) - *Trasgressioni e discordanze nella regione dell'alto corso dei fiumi Fortore e Miscano (Benevento).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Processi Verbali, **50** (4), Pisa.

Marini M. (1967) - *Affioramenti paleogenici ed eocenici a Nord di Monte Marzano (Appennino meridionale).* Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5** (1), 1-18.

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. Sc. Fis. Mat., **59**, 73-101.

Martinelli G. (1914) - *Notizie sui terremoti osservati in Italia durante l'anno 1910*. Regio Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica. Boll. Soc. Geol. It., **17**, 238.

Martini E. (1971a) - *Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In: A. Farinacci (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970, **2**, 739-785.

Martini E. (1971b) - *Calcareous nannoplankton from the Type Tortonian*. In SENES J. (ed.), Proc. VI Congress R.C.M.N.S., Bratislava, 53-56.

Massa B., Russo M., Torrente M. M. & Zuppetta A. (2002) - *Piegamenti sovrapposti nella Formazione di S. Giorgio (Appennino sannita).* Studi Geologici Camerti, **2**, 127-134.

Matano F. & Di Nocera S. (2001) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino meridionale): nuovi dati e interpretazioni.* Boll. Soc. Geol. It., **120**, 3-14.

Mazzei R. (1985) - *The Miocene sequence of the Maltese islands: biostratigraphic and chronostratigraphic reference based on nannofossils.* Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **92**, 165-197.

Mazzoli S., Barkham S., Cello G., Gambini R., Mattioni L., Shiner P. & Tondi E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. Journ. Geol. Soc. London, **158**, 309-319.

Mazzoli S., Corrado S., De Donatis M., Scrocca 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)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, ser. 9, **11**, 5-39.

Menardi Noguera A. & Rea G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (southern Apennine, Italy).* Tectonophysics, **324**, 239-265

Miall A. D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.* in: Miall A. D. (Ed.): "*Fluvial sedimentology*". Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**, 597-604.

Miall A. D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits.* Springer Verlag, 502 pp.

Miconnet P. (1987) - *Stratigraphie et évolution anté-tectonique de la région de Lagonegro (Bassin lucanien, Italie méridionale).* Ann. Soc. Géol. Nord, **105**, 221-231.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.

Mutti E. (1992) - *Turbidite sandstones*, Special Volume AGIP S.p.A., pp. 275 - University of Parma, S. Donato Milanese.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale. Introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161-199.

Ogniben L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella*

PROGETTO CARG

zona di Caiazzo (Caserta). Boll. Soc. Geol. It., **75** (3), 169-179.

Ogniben L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-occidentale.* Rivista Mineraria Siciliana, **64-65**, 183-212.

Ogniben L. (1964) - *Arenarie tipo Tavejannaz in Sicilia*. Geologica Rom., **3**, 125-170.

Ogniben L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.

Okada H. & Bukry D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal, **5** (3), 321-325.

Ortolani F. (1974) - *Assetto strutturale dei M. Picentini, della valle del Sele e del Gruppo di M. Marzano - M. Ogna (Appennino meridionale). Implicazioni idrogeologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 209-230.

Ortolani F. & Aprile F. (1976) - *Struttura profonda dell'Irpinia centrale (Appennino Campano).* Boll. Soc. Geol. It., **95**, 903-921.

Ortolani F., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M. R., Stanzione D. & Zenone F. (1981) - *Prospettive geotermiche dell'Irpinia centrale (App.Merid.): studio geologico-strutturale e geochimico.* Boll. Soc. Geol. It., **100**, 139-159.

Ortolani F. & Pagliuca S. (1990) - *Carta geologica della comunità montana "Fortore Beneventano". Note illustrative ed inquadramento regionale*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **98-99**, 23-25.

Ortolani F. & Torre M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 173-214.

Pantosti D., Schwartz D. P. & Valensise G. (1993) - *Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the Southern Apennines, Italy*. Journal of Geophysical Research, **98**, 6561-6577.

Pantosti D. & Valensise, L. (1990) - *Faulting mechanism and complexity of the November 23, 1980 Campania-Basilicata earthquake*. Journal of Geophysical Research, **95**, 15319-15342.

Pappone G. (1990) - *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogeniche al confine campano-lucano. Evoluzione stratigrafica di un sistema di piattaforma carbonatica, scarpata basin.* Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo, pp. 112, Tip. De Frede, Napoli.

Pappone G., Casciello E., Cesarano M., D'Argenio B. & Conforti A. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 467 Salerno.*

Pappone G. & Ferranti L. (1995) - *Thrust tectonics in the Picentini Mountains, Southern Apennines (Italy).* Tectonophysics, **252**, 331- 348.

Parona C.f. (1905) - *Nuove osservazioni sulle faune dei calcari con Ellipsactinidi dell'isola di Capri*. Rend. Acc. Lincei., ser. 5, **14**, 56-89.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

Patacca E. & Scandone P. (1989a) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G. B. Piccardo & G. B. Vai (Eds.): «*The litosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**, 157-176, Roma.

Patacca E. & Scandone P. (1989b) - *Tectonic evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system.* In A. Boriani, M. Bonafede, G. B. Piccardo & G. B Vai (Eds.): «*The litosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**, 139-142.

Patacca E. & Scandone P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines*. In: Vai G. B. & Martini, I. P. (Eds.): *Anatomy of an Orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basin*. Kluver Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 401-440.

Patacca E. & Scandone P. (2004) - A *geological transect across the Southern Apennines along the seismic line CROP 04.* 32nd Inter. Geol. Congr., Field Trip Guide Book -P20, pp. 25.

PROGETTO CARG

Patacca E. & Scandone P. (2007) - *Geology of southern Italy*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. issue N. **7**, 75-119.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M, Perilli N. & Santini U. (1992a) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **43**, 297-337.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'Arco appenninico settentrionale e l'Arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise.* Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 417-441.

Pavan G. & Pirini C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 157, "Monte S. Angelo*". Boll. Serv. Geol. d'It. **86**, 123-189.

Perch-Nielsen K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**, 427-554.

Perrone V. & Sgrosso I. (1981). *Il Bacino pre-Irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale.* Rend. Soc. Geol. It., **4**, 365-368.

Pescatore T. (1961) - *Una serie stratigrafica nel Flysch a sud est del Matese (Sannio)*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 39-44.

Pescatore T. (1962a) - *Confronto tra serie stratigrafiche a nord e a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Nat., Napoli, **71**, 61-65.

Pescatore T. (1962b) - *Ulteriori osservazioni sul flysch a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., **71**, 133-146.

Pescatore T. (1963) - *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat., Napoli, **72**, 213-227.

Pescatore T. (1965a) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, ser. 3, **5**, 101-147.

Pescatore T. (1965b) - *Le facies di transizione del Monte Marzano*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **74**, 149-158.

Pescatore T. (1978) - *The Irpinids: a model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in Southern Italy*. In STANLEY D. J. & KELLING G. (Eds): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Dowen Hutchinson e Ros, Stroudsbourg, 325-333.

Pescatore T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.

Pescatore T., Boiano U., Esposito P., Nardo' S., Pinto F., Russo B., Senatore M. R. & Staiti D. (1994) - *Carta geologica dei Monti del Sannio e della Daunia tra l'alta valle del F. Fortore e la valle del T. Cervaro (Appennino meridionale).* Note illustrative. 77° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti, 82-84.

Pescatore T., Di Nocera S., Matano F. & Pinto F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **119**, 587-601.

Pescatore T., Di Nocera S., Matano F., Pinto F., Quarantiello R., Amore O., Boiano U., Civile D., Fiorillo L. & Martino C. (2008) - *Geologia del settore centrale dei Monti del Sannio: nuovi dati stratigrafici e strutturali.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 77-94.

Pescatore T. & Ortolani F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano.* Boll. Soc. Geol. It., **92**, 453-472.

Pescatore T., Pinto F., Renda P., Senatore M. R., Tramutoli M. & Valente A. (1996a) - *Avanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **63**, 85-121.

Pescatore T., Renda P., Schiattarella M. & Tramutoli M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationship between Meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy.* Tectonophysics, **315**, Issues 1-4, pp. 269-286.

Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e l'Unità Sicilide nella media valle del Basento.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-361.

Pescatore T., Russo B., Senatore M. R., Ciampo G., Esposito P., Pinto F. & Staiti D. (1996b) - *La successione messiniana della valle del T. Cervaro (Appennino Dauno, Italia meridionale).* Boll.

PROGETTO CARG

Soc. Geol. It., **115**, 363-378.

Pescatore T. & Senatore M. R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and Miocene (Irpinian basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy).* Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **8**, 169-182.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione del Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat., Napoli, **1** (2), suppl. al vol. **80** del Boll. Soc. Nat. Napoli, 337-408.

Pescatore T. & Tramutoli M. (1980) - *I rapporti tra il bacino di Lagonegro e il bacino irpino nella media valle del Basento (Lucania).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., **47**, 19-41.

Pinto F. (1993) - *Assetto strutturale del fronte appenninico nei Monti della Daunia.* Univ. Federico II Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario IV ciclo, 92 pp.

Platt J. P. (1986) - *Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorfic rocks.* Geol. Soc Am. Bull., **97**, 1037-1053.

Postpischl D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Consiglio Nazionale delle Ricerche (Italy), Progetto finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Rischio sismico e ingegneria sismica. Quaderni della Ricerca scientifica. v. 2B, pp. 239.

PRAE (2006) - *Piano Regionale delle Attività Estrattive della Regione Campania.* http://www.sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006/indice_prae_2006.asp

Principi P. (1940) - *Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **59** (2), 167-204.

Puggaard C. (1857) - *Description geologique de la Peninsule de Sorrento*. Bull. Soc. geol. France, XIV, pp. 294-342, Paris.

Quarantiello R. (2003) - *Ricostruzione della successione stratigrafica e assetto strutturale dell'unità del Fortore (Monti del Sannio)* - Università degli Studi del Sannio, Tesi di Dottorato, Scienze della Terra e della Vita, XV ciclo, pp. 92, Benevento.

Quitzow H. W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Bandgebiete.* Abh. Ges. Wiss. Gottingen - Math. Phys. Kl., **3**, 11-13.

Radina B. (1958) - *Sulla geologia dei dintorni di S. Fele*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79** (3-4-5), 749-755.

Radina B. (1959a) - *Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano* (tav. 187 - III NO). Boll. Soc. Geol. It., **76** (3), 60-62.

Radina B. (1959b) - *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano.* Boll. Soc. Geol. It., **77** (3), 183-203.

Raffi I., Mozzato C., Fornaciari E., Hilgen F. J. & Rio D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region.* Micropaleontology, **49** (1), 1-26.

Raffi I., Rio D., D'atri A., Fornaciari E. & Rocchetti S. (1995) - *Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of middle and late Miocene calcareous nannofossils from equatorian Indian and Pacific Oceans (Leg 115,130 and 138).* Proc. ODP Sci. Results, **138**, 479-502.

Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 57-82.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: Kastens K. A., Mascle J. *et alii* (Eds) - Proc. ODP, Sc. Results, **107**, 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Raffi I. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103-124.

Roure F., Casero P. & Vially R. (1991) - *Growth processes and mélange formation in the southern Apennines accretionary wedge.* Earth and Planetary Science Letters, **102**, 395-412.

Salvador A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.

Salvador A. (1994) - *International stratigraphic guide*. The Geol. Soc. of Am., 2nd edition, pp. 214, Boulder (Colorado, USA).

Santo A. & Senatore M. R. (1988) - *La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone*

PROGETTO CARG

(*Castelluccio Valmaggiore, Foggia*). Mem. Soc. Geol. It., **41**, 431-438.

Sartoni S. & Crescenti U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche del Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **29**, 162-303.

Scandone P. (1963) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Nat., Napoli, **72**, 125-131.

Scandone P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silicomarnosa e suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Nat., Napoli, **76**, 1-175.

Scandone P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 199 e 210, Potenza e Lauria*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 71.

Scandone P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **81**, 225-300.

Scandone P. & Sgrosso I. (1962) - *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei monti Picentini (Salerno).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., **101**, 101-105.

Scandone P. & Sgrosso I. (1963) - *Il Mesozoico nel gruppo montuoso dell'Accellica (Monti Picentini - Salerno).* Mem. Soc. Geol. It., **4,** pp. 8.

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**, 247-254.

Scarsella F. (1957) - *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **76** (3), pp. 53-59.

Scrocca D., Carminati E. & Doglioni C. (2005) - *Deep structure of the southern Apennines Italy: thin skinned or thick skinned?* Tectonics **24,** TC3005, doi: 10.1029/2004TC001634.

Scrocca D., Sciamanna S., Di Luzio E., Tozzi M., Nicolai C. & Gambini R. (2007) - *"Structural setting along the CROP-04 deep seismic profile (Southern Apennines - Italy)"*. Boll. Soc. Geol. It., Speciale **7**, pp. 283-296.

Scrocca D. & Tozzi M. (1999) - *Tettogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 255-286.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Appennino meridionale.* Giorn. Geol., ser. 2, **24**,1-54.

Selli R. (1962) – *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-790.

Senatore M. R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità Irpine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino Meridionale (Italia).* Tesi di Dottorato, Università di Napoli, pp. 317.

Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G. & Galvani A. (2006) - *GPS measurements of active strains across the Apennines*. Annals of Geophysics, **49**, 319-329.

Servizio Geologico D'italia (1970) - *Foglio 186 "S. Angelo dei Lombardi*". Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Sinno, R. (1969) - *I minerali della valle di Ansanto*. Atti Accad. Sci. Fis. Matem., **7**, 219–258.

Sgrosso I. (1965) - *Variazioni di facies nel Lias dei Monti Mai (Salerno)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **74**, 403-419.

Sgrosso I. (1971 - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 185 Salerno e 197 Amalfi*.

Sgrosso I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.

Sgrosso I. (1988a) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225- 242.

Sgrosso I. (1988b) - *Il ruolo della tettonica distensiva durante la tettogenesi nell'Appennino centro-meridio- nale*. Mem. Soc.Geol. It., **41**, 243-249.

PROGETTO CARG

Sgrosso I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica del bacino di Lagonegro (Appennino centro-meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **113** (1), pp. 179-194.

Sgrosso I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico.* Boll. Soc. Geol. It., **117** (3), 679-724.

Sorrentino S. (1934) - *Sulla presenza di un terreno oligocenico nei dintorni di Buonalbergo*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei. Ser. VI, **19.**

Sprovieri R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98** (1), 61-100.

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of the Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**, 371-414.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L. M., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108** (2), 337-353.

Tacoli M. L. & Zoja L. (1957) - *L'età degli scisti silicei di S. Fele.* Boll. Soc. Geol. It., **76** (1), 36-45, Roma.

Theodoridis S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters.* Utrecht Micropaleontological Bullettin, **32**, 1-271.

Turco E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno).* Boll. Soc. Natur., Napoli., **85**, 639-651.

Vai G. B. (2001) - *Structure and stratigraphy: an overwiev* In: Vai G. B. & Martini I. P. (Eds.): *Anatomy of an Orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basin*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Valensise G. & Pantosti D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: A review*. Journal of Seismology, **5**, 287-306.

Van Dijk J. P., Bello M., Brancaleoni G. P., Cantarella G., Costa V., Frixa A., Golfetto F., Merlini S., Riva M., Torricelli S., Toscano C. & Zerilli A. (2000a) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.

Van Dijk J. P., Bello M., Toscano C., Bersani A. & Nardon S. (2000b) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of M. Alpi (southern Italy*). Tectonophysics, **324**, 203-237.

Walker R. G. & Mutti E. (1973) - *Turbidite facies and facies associations*. In G. V. Middleton & A. H. Bouma Eds. *Turbidites and deepwater sedimentation*. SEPM Pacific. Sec., 119-157.

Ward S. N. (1994) - *Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry*, Geophysical Journal International, **117**, 441-452.

Westaway R. (1996) - *Fault rupture geometry for the 1980 Irpinia earthquake: a working hypothesis*. Annali di Geofisica, **36**, 51-69.

Westaway R. & Jackson, J. (1984) - *Surface faulting in the Southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980*. Nature **312**, 436-438.

Wezel F. C. (1966) - *La "Cenozona a Globorotalia fohsi" nel flysch esterno della Lucania.* Riv. Ital. Pal. Strat., **72**, 1269-1296.

Zanzucchi G. (1959) - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici delle alte valli dell'Ofanto e del Sele*. Boll. Serv. Geol. It., **80**, 97-123.

Zoja L. (1957) - *Il Flysch calcareo di Pescopagano (Avellino).* Boll. Soc. Geol. It., **76**, 371-383.

Zuppetta A., Russo M. & Turco E. (1984) - *Alcune osservazioni sulle Tufiti di Tusa nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-lucano*). Boll. Soc. Geol. It., **103**, 623-627, Roma.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG