



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 471

IRSINA

A cura di:

P. Pieri¹, S. Gallicchio¹, L. Sabato¹, M. Tropeano¹

con i contributi di:

F. Boenzi¹, M. Lazzari², M. Marino¹, G. Vitale³

¹ Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro"

² CNR-IBAM, Tito Scalo (PZ)

³ Libero professionista, contrattualizzato dalla Regione Basilicata

Ente realizzatore:



REGIONE BASILICATA

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Basilicata: B. Anzidei

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papisodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M. P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento informatizzazione

B. Anzidei

Coordinamento scientifico ed editoriale

S. Gallicchio

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

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

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

B. Anzidei - Regione Basilicata

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	» 11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
IV	- STRATIGRAFIA	» 19
1.	- CRITERI BIO- E CRONOSTRATIGRAFICI	» 22
2.	- UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA	» 27
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DI VAGLIO DI BASILICATA	» 27
2.1.1.	- <i>Flysch Galestrino (FYG)</i>	» 27
2.1.2.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>	» 28
2.1.2.1.	- membro diasprigno (FYR₁)	» 29
2.1.3.	- <i>flysch numidico (FYN)</i>	» 31
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DI SAN CHIRICO	» 32
2.2.1.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>	» 33
2.2.2.	- <i>flysch numidico (FYN)</i>	» 34
2.2.3.	- <i>flysch di Faeto (FAE)</i>	» 35
2.2.4.	- formazione di Serra Palazzo (PAA)	» 35
2.2.4.1.	- membro di Vallone Forluso (PAA₂)	» 37
2.2.4.2.	- membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)	» 38
2.2.5.	- <i>argille siltose del Torrente Flaga (TFA)</i>	» 39
3.	- DEPOSITI MARINI PLIOCENICI E QUATERNARI	» 40
3.1.	- UNITÀ DEI BACINI INTRAPPENNINICI: SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO (AR)	» 40
3.1.1.	- <i>bacino di Potenza-Tricarico</i>	» 40
3.1.1.1.	- sintema di Tricarico (TCR)	» 41
3.1.1.1.1.	- litofacies arenaceo-conglomeratica (TCR_a)	» 41
3.1.1.1.2.	- litofacies argillosa (TCR_b)	» 43
3.1.1.2.	- sintema di Tolve (TLV)	» 43
3.1.1.2.1.	- subsintema di Potenza (TLV₁)	» 45
3.1.1.2.1.1.	- litofacies conglomeratico-sabbiosa (TLV_{1a})	» 45
3.1.1.2.2.	- subsintema di Acerenza (TLV₂)	» 46
3.1.1.2.2.1.	- litofacies arenaceo-sabbiosa (TLV_{2a})	» 46
3.1.1.2.2.2.	- litofacies argilloso-siltosa (TLV_{2b})	» 47
3.2.	- UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA	» 47
3.2.1.	- <i>argille subappennine (ASP)</i>	» 50

3.2.1.1.	- conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁)	» 51
3.2.2.	- <i>formazione di Monte San Marco</i> (SBC)	» 53
3.2.2.1.	- conglomerato di Giumentarizzo (SBC_{ba})	» 57
3.2.2.2.	- conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina (SBC_{bb})	» 58
3.2.2.3.	- conglomerato di Grassano (SBC_{bc})	» 61
3.2.2.4.	- conglomerato di Masseria d'Amati (SBC_{bd})	» 63
3.2.2.5.	- conglomerato di Serra Siggiano (SBC_{be})	» 64
3.2.2.6.	- conglomerato di Masseria Cecere (SBC_{bf})	» 64
3.2.2.7.	- conglomerato di Sant'Antonio Abate (SBC_{bg})	» 64
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	» 65
4.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI NON ATTRIBIBILI AGLI ATTUALI BACINI IDROGRAFICI	» 65
4.1.1.	- <i>sintema di Ponte dell'Acqua</i> (PCQ)	» 65
4.1.2.	- <i>sintema di Fosso Macello</i> (SFM)	» 66
4.1.3.	- <i>sintema di Santa Maria d'Irsi</i> (SMS)	» 66
4.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI DISTINTI PER BACINO DI PERTINENZA... » 67	
4.2.1.	- <i>supersintema del Fiume Basento</i> (BT)	» 67
4.2.1.1.	- sintema di Serravuzzo (RVZ)	» 68
4.2.1.2.	- sintema di Piano Focaccia- Masseria Orlandi (PFC)	» 68
4.2.1.3.	- sintema di Masseria Decuzzi (MDZ)	» 68
4.2.1.4.	- sintema di Masseria Linzalata (SLZ)	» 68
4.2.2.	- <i>supersintema del Fiume Bradano</i> (BD)	» 69
4.2.2.1.	- sintema di Masseria Becce (MBC)	» 69
4.2.2.2.	- sintema di Piani La Colonna (PLC)	» 69
4.2.2.3.	- sintema di Torre d'Oppido (TPD)	» 69
4.2.2.4.	- sintema di Pezza Chiarella (PZC)	» 70
4.2.3.	- <i>supersintema del Torrente Bilioso</i> (BL)	» 70
4.2.4.	- <i>supersintema del Torrente Basentello</i> (BS)	» 70
4.2.5.	- <i>Cenni sull'età e sulla genesi</i>	» 71
4.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA... » 72	
4.3.1.	- <i>Coltre eluvio-colluviale</i> (b₂)	» 72
4.3.2.	- <i>Deposito alluvionale</i> (b_a) e <i>Deposito alluvionale recente</i> (b_b)	» 72
4.3.3.	- <i>Deposito di frana antica</i> (a_{1b})	» 73
4.3.4.	- <i>Deposito di frana</i> (a_{1a})	» 73
4.3.5.	- <i>Deposito di versante</i> (a)	» 73
V	- CARATTERI STRUTTURALI	» 75
1.	- CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ	

	TETTONICA DI VAGLIO DI BASILICATA	» 76
2.	- CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ TETTONICA DI SAN CHIRICO.....	» 77
3.	- CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA.....	» 79
4.	- CONSIDERAZIONI FINALI.....	» 79
VI	- LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI.....	» 81
VII	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA.....	» 85
1.	- FRANE E DISSESTI.....	» 85
1.1.	- IL SETTORE APPENNINICO	» 85
1.1.1.	- <i>Unità tettonica di Vaglio di Basilicata</i>	» 86
1.1.2.	- <i>Unità tettonica di San Chirico</i>	» 86
1.2.	- IL SETTORE DELLA FOSSA BRADANICA.....	» 88
2	- IDROGEOLOGIA.....	» 88
2.1.	- IL SETTORE APPENNINICO	» 89
2.2.	- IL SETTORE BRADANICO	» 90
VIII	- ABSTRACT.....	» 91
	BIBLIOGRAFIA.....	» 103

PROGETTO
CARGO

I - INTRODUZIONE

I limiti del Foglio 471 “Irsina” (scala 1:50.000) ricadono in parte nell’ambito del Foglio 188 “Gravina in Puglia” in scala 1:100.000, e in parte nel sottostante Foglio 200 “Tricarico” in scala 1:100.000. Per le cartografie geologiche ufficiali si deve far riferimento alle due edizioni, ormai datate, della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000 [per la prima edizione: Foglio 188 “Gravina in Puglia” (SABATINI & CASSETTI, 1892) e Foglio 200 “Laurenzana” (VIOLA & SABATINI, 1908); per la seconda edizione: Foglio 188 “Gravina in Puglia” (AZZAROLI *et alii*, 1968a) e Foglio 200 “Tricarico” (BOENZI *et alii*, 1971a)].

Il rilevamento del Foglio 471 “Irsina” è stato eseguito dal 1996 al 2001; i lavori sono stati coordinati dal Prof. Piero Pieri, diretti dal Prof. Federico Boenzi, e sono stati eseguiti dai Dr. Salvatore Gallicchio, Marcello Tropeano e dalla Prof.ssa Luisa Sabato, in qualità di rilevatori esperti, e dai Dr. Maurizio Lazzari, Rosario Vito Petrocelli e Gaetano Vitale, in qualità di rilevatori. Per le operazioni di rilevamento sono state utilizzate le cartografie ufficiali in scala 1:25.000 dell’I.G.M. Le analisi micropaleontologiche per la datazione dei sedimenti sono state eseguite dalla Prof.ssa Maria Marino.

I lavori di rilevamento geologico del Foglio 471 “Irsina” si inquadrano nell’ambito del Progetto per la realizzazione della Carta Geologica ufficiale d’Italia alla scala 1: 50.000, e in particolare nel Progetto Carg Basilicata, alla cui responsabilità si sono avvicendati i Dr. Silvestro Lazzari, Salvatore Lambiase, Nicola Vignola e Franco Ricciardi.

Al fine di rendere uniformi metodologie e criteri di lavoro, prima dell’inizio dei rilevamenti la Regione Basilicata ha organizzato un corso di formazione per geologi rilevatori. Il rilevamento è stato impostato tenendo presenti le norme riportate nei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia (AA.VV., 1992; 1994; 1995;

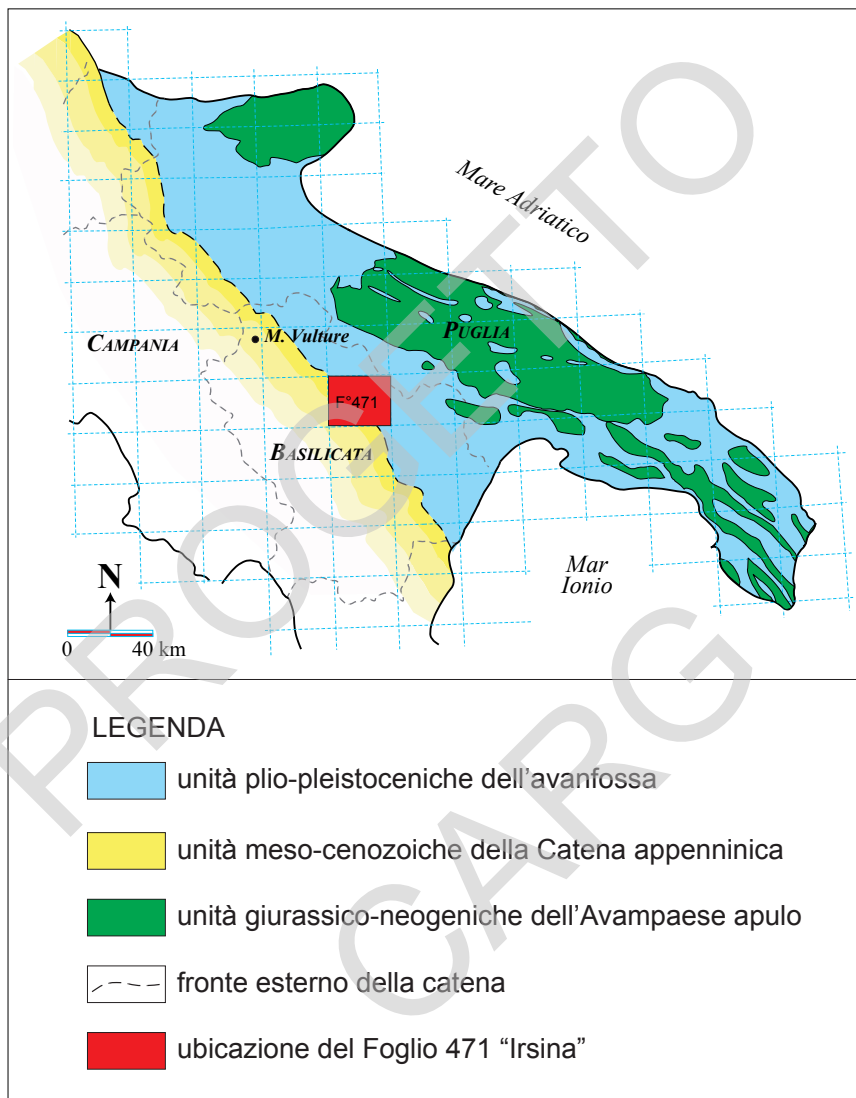


Fig. 1 - Ubicazione dell'area del Foglio 471 "Irsina" e principali unità geologiche dell'Italia meridionale.

1996; 1997; 2003 e successivi aggiornamenti) e le problematiche geologiche dell'Appennino meridionale. Il fatto che i rilevatori esperti del Foglio Irsina avessero condotto in precedenza ricerche geologiche nell'area da rilevare, ha garantito un prodotto cartografico scientificamente aggiornato, oltre che rispondente alle finalità del Progetto CARG.

L'area del Foglio 471 "Irsina", ubicata in Basilicata, a SE del Monte Vulture (Fig. 1), dal punto di vista geologico-strutturale è posta in corrispondenza della cerniera catena-avanfossa. I differenti elementi morfostrutturali che caratterizzano il settore occidentale e quello orientale del foglio, pertanto, sono dovuti alle diverse condizioni stratigrafico-strutturali che definiscono l'area di catena ad ovest e quella di avanfossa ad est.

In particolare, la serie di dorsali sub-parallele, orientate NO-SE, che si sviluppano dal Monte Vulture al Fiume Basento, caratterizzano sotto il profilo morfologico il settore più settentrionale e più esterno dell'Appennino lucano; questi rilievi, che raggiungono i 1.100 m di altitudine, si raccolgono verso est alle alte colline a cima piatta dell'area bradanica, fra le quali si aprono le ampie e profonde valli incise dei fiumi Bradano e Basento, e dei loro affluenti.

In sintesi, il quadro stratigrafico-strutturale emerso è caratterizzato nell'area di catena da due unità tettoniche (unità tettonica di Vaglio di Basilicata in sovrapposizione strutturale sull'unità tettonica di San Chirico) sovrapposte tramite un importante *thrust* regionale; in discordanza sull'unità tettonica di San Chirico giacciono i depositi pliocenici del bacino di Potenza-Tricarico che ricadono nel supersistema di Ariano Irpino; nell'insieme le due unità tettoniche appenniniche e le loro coperture plioceniche sono a loro volta sovrapposte tettonicamente sull'Unità della Fossa bradanica, rappresentata in affioramento dai depositi di colmamento dell'avanfossa plio-pleistocenica sudappenninica. Tale quadro stratigrafico-strutturale ha fornito anche i criteri per impostare la legenda nella quale vengono descritte prima le unità di catena, successivamente i depositi pliocenici del bacino di Potenza-Tricarico ed infine, nel loro ordine stratigrafico, tutti i depositi quaternari marini e continentali.

È stato anche elaborato uno schema stratigrafico-strutturale del foglio inserendo gli elementi stratigrafici e tettonici locali nel contesto regionale, utilizzando anche dati di profondità (stratigrafie di pozzi per idrocarburi; profili sismici).

Infine, per quanto riguarda gli schemi biozonali utilizzati per le determinazioni bio-cronostratigrafiche, si rimanda al titolo IV - STRATIGRAFIA, capitolo 1. CRITERI BIO- E CRONOSTRATIGRAFICI.

PROGETTO
CARGO

II - STUDI PRECEDENTI

(P. Pieri)

I principali caratteri stratigrafici e tettonici del fronte esterno della catena e del margine interno della Fossa bradanica, per il tratto compreso fra il Monte Vulture e il Fiume Basento, possono essere ricavati da numerosi lavori sia di interesse regionale che locale.

Pur tenendo conto di quanto è contenuto nei lavori dei vecchi autori (VIOLA, 1891; DI STEFANO & VIOLA, 1892; BALDACCI & VIOLA, 1894; DE LORENZO, 1904; D'ERASMO, 1933-34), si deve riconoscere che i primi dati moderni sulla geologia della Basilicata (sia per l'area di catena, che per quella di avanfossa) compaiono negli anni sessanta del secolo scorso, a seguito dei lavori di rilevamento per la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia e delle ricerche di idrocarburi in Basilicata e in Puglia. Il nuovo interesse per la geologia dell'Italia meridionale viene confermato dal lavoro a carattere regionale di SELLI (1962), nel quale vengono illustrati i principali caratteri stratigrafici e tettonici del sistema sudappenninico.

Il primo impianto stratigrafico per il settore di catena che ricade nell'ambito del Foglio 471 "Irsina" viene quindi messo a punto al termine dei lavori di rilevamento dei fogli, in scala 1:100.000, 187 "Melfi" (HIEKE MERLIN *et alii*, 1971), 188 "Gravina in Puglia" (AZZAROLI *et alii*, 1968a), 200 "Tricarico" (BOENZI *et alii*, 1971a), e sulla base di numerosi altri contributi (BOENZI *et alii*, 1968; CENTAMORE, 1969; CENTAMORE *et alii*, 1970; PALMENTOLA, 1967; 1969; 1970; PIERI & WALSH, 1973). L'insieme dei dati ricavati da tali studi permette di definire i caratteri lito- e cronostatigrafici e i rapporti latero-verticali delle diverse unità appenniniche. Le unità cretatiche ed oligo-mioceniche (Flysch Rosso e flysch numidico) riferibili al Bacino lagonegrese (D'ARGENIO *et alii*, 1973), costituiscono

no la parte più antica della successione affiorante nell'area del foglio in oggetto; su questa successione poggiano le unità torbiditiche mioceniche (formazione di Serra Palazzo, flysch di Faeto, marne argillose del Toppo Capuana), che per la loro ubicazione nella parte esterna della catena appenninica, a seguito della definizione del Bacino irpino da parte di COCCO *et alii* (1972), sono note come *flysch* esterni o unità irpine esterne.

Sulle unità appenniniche esterne poggiano in discordanza i depositi arenaceo-conglomeratici, calcarenitici e siltoso-argillosi, di età compresa fra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore (Sabbioni di Garaguso; Conglomerati e Arenarie di Oppido Lucano) che, in base ai rapporti stratigrafici e tettonici, sono stati distinti in due cicli separati da una lacuna stratigrafica (IPPOLITO *et alii*, 1975; MAGGIORE & WALSH, 1975; BOENZI *et alii*, 1979; SABATO & MARINO, 1994).

Un'altra determinante fase di sviluppo degli studi tettonici nella regione apulo-lucana si è prodotta durante la realizzazione del Progetto Geodinamica del CNR, Sottoprogetto Neotettonica, nell'ambito del quale gli studi effettuati hanno avuto il merito di mettere in risalto il ruolo della tettonica sinsedimentaria, cercando di determinare contestualmente i tempi di attività dei principali eventi e/o elementi tettonici. Anche per l'area in oggetto vengono rivisitati e reinterpretati gli elementi già noti in letteratura (BOENZI *et alii*, 1979; 1980; RAPISARDI, 1980), tenendo tuttavia presente il controllo della tettonica sulla sedimentazione, fattore molto importante nell'ambito dei bacini migranti come le avanfosse e i bacini associati.

I caratteri tettonici dell'area appenninica esterna, espressi in precedenza da uno stile strutturale compressivo, rappresentato da una serie di faglie inverse e sovrascorrimenti di significato locale (BOENZI *et alii*, 1971a), vengono successivamente definiti più dettagliatamente da DAZZARO & RAPISARDI (1983). Questi autori individuano due principali fronti di accavallamento tettonico, quello più occidentale di età tortoniana e quello più orientale di età pliocenica, che interessano l'intero fronte orientale dell'Appennino lucano dal Monte Vulture a Stigliano e che permettono di distinguere due principali unità stratigrafico-strutturali appenniniche: l'unità del Sannio e le unità irpine, entrambe riferite alle porzioni orientali del Bacino lagonegrese; successivamente PESCATORE *et alii* (1988; 1999) riferiscono le due suddette unità stratigrafico-strutturali ad un'unica unità denominata Unità lagonegrese di Campomaggiore, in quanto rappresentative di un unico dominio paleogeografico.

Tali studi hanno permesso la ricostruzione a scala regionale dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'avanfossa miocenica, in cui si sono sedimentati i *flysch* esterni (PESCATORE, 1978; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; DAZZARO & RAPISARDI, 1984; PESCATORE & SENATORE, 1986) e dell'avanfossa plio-pleistocenica, nella quale si è sedimentata la successione bradanica (CIARANFI *et alii*, 1979; CASNEDI *et alii*, 1982; CASNEDI, 1988a). Per quanto riguarda l'avanfossa plio-pleistocenica

diversi autori, confrontando i *log* stratigrafici di numerosi pozzi e collegando i dati di profondità con le analisi e i rilevamenti di superficie, hanno ricostruito in più punti la successione bacinale, in gran parte non affiorante (BALDUZZI *et alii*, 1982a; 1982b; CASNEDI *et alii*, 1982; CASNEDI 1988b; 1991). Da questi dati si è ricavata inoltre l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'avanfossa, precisando i tempi di migrazione verso est del bacino e il contestuale inserimento di terreni alloctoni durante il riempimento del bacino stesso (CIARANFI *et alii*, 1979; 1983; CASNEDI, 1988a).

Fra i problemi ancora aperti nell'area appenninica, quello relativo alla collocazione cronostratigrafica e paleogeografica delle "argille varicolori" (Auctt.) (LENTINI, 1979; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; CASERO *et alii*, 1988; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; DAZZARO *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 1990; 2002; PESCATORE *et alii*, 1999) ha riguardato anche alcuni dei terreni rilevati nell'ambito del Foglio 471 "Irsina". Un contributo alla soluzione di tali problematiche è stato recentemente fornito da uno studio condotto in un'area ricadente nel Foglio 470 "Potenza" e nel Foglio 490 "Stigliano", confinanti con il Foglio Irsina (GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 2007a).

Anche la stratigrafia e l'evoluzione dei depositi affioranti della Fossa bradanica viene revisionata nel corso dei lavori relativi alla redazione della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000) dei fogli 187 "Melfi," 188 "Gravina in Puglia", 189 "Altamura", 200 "Tricarico", 201 "Matera", le cui aree coprono per intero il settore bradanico a sud dell'Ofanto. I nuovi rilevamenti producono un insieme di dati inerenti la parte affiorante della successione bradanica (prevalentemente di età pleistocenica, ma in precedenza considerata di età pliocenica), che permettono di proporre una prima sintesi stratigrafica (RICCHETTI, 1965) valida per il settore bradanico a sud dell'Ofanto e differente rispetto a quanto illustrato dai precedenti autori (SACCO, 1911; D'ERASMO, 1933-1934). La successione, che affiora diffusamente lungo le valli dei fiumi Bradano e Basseto, è costituita dalle argille subappennine, sedimenti siltoso-argillosi di mare poco profondo, su cui poggia un gruppo di depositi regressivi (Sabbie di Monte Marano, Calcareniti di Monte Castiglione, Sabbie dello Staturo, Conglomerato di Irsina) di ambiente di mare sottile e/o continentale (AZZAROLI *et alii*, 1968a; 1968b; BOENZI *et alii*, 1971a; 1971b; HIEKE MERLIN *et alii*, 1971). In particolare, per quanto riguarda il Foglio 200 "Tricarico", nel quale rientra gran parte del Foglio "Irsina", c'è da aggiungere che nelle argille subappennine, all'altezza di Tricarico, si intercala il Conglomerato di Serra del Cedro (GAMBASSINI, 1967), interpretato come un deposito di *fan delta* da LOIACONO & SABATO (1987).

Lo schema stratigrafico-deposizionale proposto da RICCHETTI (1965) viene confermato da VALDUGA (1973), e successivamente riproposto da BONARDI *et alii* (1988) e da PATACCA & SCANDONE (2001; 2004).

In questo schema i depositi regressivi (Sabbie di Monte Marano, Calcareniti

di M. Castiglione, Sabbie dello Staturo e Conglomerato di Irsina), che poggiano sulle argille subappennine, si sarebbero sedimentati con meccanismi aggradazionali e sarebbero coevi su una vasta area che si estende da Ascoli Satriano (Tavoliere delle Puglie) a Montalbano Ionico e Pisticci (a sud di Matera).

Nell'ultimo decennio tuttavia il significato stratigrafico-deposizionale dei depositi regressivi della Fossa bradanica è stato rivisitato da PIERI *et alii* (1994; 1996), SABATO (1996), LAZZARI & PIERI (2002), TROPEANO *et alii* (2002a, 2002b), SABATO *et alii* (2004); questi autori propongono un nuovo modello deposizionale nel quale i depositi regressivi sono costituiti da distinti corpi sabbiosi e/o conglomeratici, silicoclastici, in facies di spiaggia o deltizia, che si accrescono con meccanismi prevalentemente progradazionali; si distinguono in tal modo più unità diacrone, le quali sono posizionate, altimetricamente, a quote via via decrescenti procedendo nella direzione della propagazione sedimentaria, da NO a SE.

Questa nuova visione ha notevoli implicazioni cronostratigrafiche, formali e, di conseguenza, cartografiche, in quanto impone revisioni e/o emendamenti delle formazioni rappresentate nella cartografia geologica ufficiale in scala 1:100.000 (vedi titolo IV, paragrafo 3.2.).

Sono infine da ricordare i principali lavori di rilievo regionale nei quali vengono illustrati gli eventi e le tappe fondamentali della geodinamica del sistema catena-avanfossa-avampaese in Italia meridionale. I rapporti tettonici e geometrici del sistema orogenico dell'Appennino meridionale vengono illustrati dagli schemi strutturali degli anni ottanta (RICCHETTI, 1980; CIARANFI *et alii*, 1983; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988), elaborati sulla base di stratigrafie di pozzi profondi e di profili sismici. Tali schemi evidenziano che le unità strutturali che formano la catena sono totalmente sovrascorse sui depositi carbonatici neogenici e/o mesozoici dell'Avampaese apulo, e che nella zona di cerniera catena-avampaese è ubicato il bacino dell'avanfossa plio-pleistocenica (Fossa bradanica). Studi sui caratteri strutturali del substrato carbonatico dell'avampae-se sepolto (MIGLIORINI, 1937; CRESCENTI, 1975; CASNEDI *et alii*, 1982; CASNEDI, 1988b; SELLA *et alii*, 1988), hanno permesso di precisare le fasi e i meccanismi di riempimento del bacino bradanico. A questo argomento hanno portato un contributo anche PIERI *et alii* (1994; 1996); tali autori hanno messo in relazione i tempi di avanzamento dei terreni alloctoni con i caratteri morfostrutturali della rampa carbonatica regionale in arretramento verso est al fine di individuare l'inizio della fase di colmamento del bacino bradanico.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(P. Pieri)

Il complesso dei dati stratigrafici e strutturali ricavati nel corso del rilevamento permette di fare alcune considerazioni sull'evoluzione geologica, dal Cretacico al Quaternario, di una parte del segmento lucano dell'orogene sudappenninico e di una porzione di Fossa bradanica (compresa fra il Monte Vulture e il Fiume Basento); entrambi fanno parte di un più esteso sistema di *foreland thrust belt* riconosciuto dal Molise al confine calabro-lucano (e.g. MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989).

In particolare, il segmento di catena qui considerato è caratterizzato da un sistema di sovrascorrimenti e pieghe adriatico-vergenti di età neogenico-quaternaria, intersecati da alcune strutture transtensive orientate in direzione antiappenninica; la migrazione verso est dei *thrust* appenninici durante il Plio-Pleistocene ha marcatamente condizionato la sedimentazione sinorogenica sia in aree di catena sia nell'avanfossa.

Nell'ambito dei terreni appenninici sono state distinte due unità tettoniche geometricamente sovrapposte: l'unità tettonica di Vaglio di Basilicata (in posizione più interna) e l'unità tettonica di San Chirico. La prima sovrascorre sulla seconda mediante un *thrust* di importanza regionale (*Stigliano ramp*, *sensu* PATACCA & SCANDONE, 2001). Depositi sinorogenici si sviluppano durante il Pliocene in posizione di *wedge top* sull'unità tettonica di San Chirico prima che quest'ultima sovrascorra su terreni del Pleistocene inferiore della Fossa bradanica.

L'unità tettonica di Vaglio di Basilicata, la cui età si estende dal Cretacico inferiore (Valanginiano superiore?) al Miocene inferiore (Burdigaliano), è rappresentata da una successione in facies bacinale costituita dalle seguenti formazioni: Flysch Galestrino, Flysch Rosso, flysch numidico. L'unità tettonica di San

Chirico, la cui età si estende dal Cretacico superiore al Tortoniano, è rappresentata anch'essa da una successione in facies bacinale costituita dalle seguenti formazioni: Flysch Rosso, flysch numidico, formazione di Serra Palazzo, flysch di Faeto, argille siltose del Torrente Flaga. Poiché le successioni stratigrafiche delle due unità tettoniche sono rappresentate, nell'intervallo cronologico compreso tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, dalle stesse formazioni, si ritiene che in questo intervallo di tempo le due successioni siano state in rapporti di eteropia.

Sulla base dei caratteri stratigrafici e sedimentologico-paleoambientali delle litofacies argillitiche del Flysch Galestrino e del Flysch Rosso, quest'ultima ampiamente rappresentata in ambedue le successioni, si ricava che entrambe si sono sedimentate in un'ampia area bacinale (Bacino lagonegrese), nella quale a partire dal Cretaceo inferiore fino all'Aquitano si sono potuti accumulare prima depositi bacinali argillosi e calcarei (Flysch Rosso), e successivamente, torbiditi quarzarenitici (flysch numidico). Tali depositi, riconosciuti in entrambe le unità tettoniche, testimoniano come la parte bassa delle successioni rappresentative delle due unità tettoniche facesse quindi parte di uno stesso dominio paleogeografico bacinale (Bacino lagonegrese, *sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973) ubicato ad oriente della Piattaforma sudappenninica e ad occidente della Piattaforma Apula. Tali successioni probabilmente occupavano la fascia esterna (orientale) del Bacino lagonegrese (PESCATORE, 1988).

Il quadro paleogeografico sopra descritto e prodottosi nel corso del Mesozoico in regime distensivo, subisce un drastico mutamento geodinamico a partire dall'Oligocene, quando la regione inizia ad essere interessata da intense deformazioni connesse all'avanzamento del fronte compressivo sudappenninico. Tali deformazioni interessano anche la parte occidentale del Bacino lagonegrese, la cui copertura sedimentaria viene ad essere scollata in scaglie, tettonicamente sovrapposte in sequenza da ovest ad est. Nell'Oligocene superiore e nel Miocene, a seguito di più fasi tettoniche, inizia la costruzione dell'edificio appenninico; nella restante parte del Bacino lagonegrese si producono nuove condizioni paleogeografiche determinate da un bacino asimmetrico (avanfossa miocenica), limitato ad ovest dalla catena appenninica, in strutturazione, e ad est dai rilievi carbonatici dell'Avampaese apulo.

L'avanfossa miocenica (Bacino irpino, *sensu* COCCO *et alii*, 1972) è sede di una marcata sedimentazione torbiditica prevalentemente di tipo silicoclastico per i cospicui apporti provenienti dalla catena in sollevamento; lungo il margine esterno del bacino, alle torbiditi silicoclastiche si alternano flussi gravitativi calciclastici provenienti dalle aree carbonatiche poste ad est. Si costituisce quindi una potente successione di arcosi e arcosi litiche, con rare intercalazioni calciclastiche, che rappresenta la formazione di Serra Palazzo. In seguito, l'avanfossa viene alimentata da flussi torbiditici diluiti e da sedimenti emipelagici; l'insieme di tali

depositi costituisce le argille siltose del Torrente Flaga. Successivamente, le fasi tettoniche del Miocene superiore interessano anche questa porzione del bacino, le cui unità vengono incorporate nella struttura appenninica.

All'inizio del Pliocene, a seguito della trasgressione post-messiniana, sul fronte esterno della catena così strutturata si costituisce l'avanfossa adriatica. La sua storia tettonica e sedimentaria, almeno per il segmento meridionale noto come Fossa bradanica, si conclude nel Pleistocene superiore con la prolungata fase regressiva al termine della quale le aree emerse si estendono fino al Golfo di Taranto, a sud-est, e fino al Golfo di Manfredonia, a nord.

Lungo l'area marginale appenninica dell'avanfossa adriatica i materiali terrigeni prodotti dallo smantellamento della catena alimentano sistemi costieri e di mare sottile, sia nei bacini di *wedge-top sensu* DE CELLES & GILES (1996) (supersintema di Ariano Irpino) che successivamente sul bordo dell'avanfossa *s. s.* (Unità della Fossa bradanica); in ambedue i casi facies costiere ghiaioso-sabbiose passano distalmente a facies di *offshore* di tipo argilloso. Il supersintema di Ariano Irpino è suddiviso in due sintemi (sintema di Tricarico e sintema di Tolve) caratterizzati da depositi conglomeratico-arenaceo-argillosi, di età compresa fra il Pliocene inferiore ed il Pliocene superiore. Tali successioni sono prive di depositi di colmamento di bacino che verosimilmente non si sono mai formati a causa della propagazione dei sovrascorrimenti nel Pliocene medio-superiore. Tali sovrascorrimenti avrebbero deformato il margine appenninico disattivando la sedimentazione e incorporando anche le unità plioceniche nella catena.

Il più ampio bacino di avanfossa (Fossa bradanica), delimitato ad occidente dai rilievi appenninici e sul margine orientale dai rilievi del Gargano e delle Murge, rappresenta da un punto di vista geodinamico un *foreland basin* che si sviluppa in gran parte sulla rampa regionale dell'avampaese, e che migra verso est per effetto dell'arretramento e abbassamento della rampa stessa. Contestualmente, anche le strutture compressive appenniniche avanzano in sequenza verso est, immettendo nel bacino enormi volumi di terreni alloctoni. A seguito di tali fenomeni, il bacino si presenta asimmetrico in sezione trasversale, con un margine occidentale (appenninico) molto acclive, ed un margine orientale (di avampaese) caratterizzato da bassi gradienti (PIERI *et alii*, 1994; 1996).

In un quadro paleogeografico così articolato, la sedimentazione si è necessariamente differenziata da luogo a luogo per ambienti, facies e spessori. Nel più ampio e più profondo bacino di avanfossa *s.s.* (Fossa bradanica) gli abbondanti apporti terrigeni provenienti dalla catena formano circoscritti depositi conglomeratico-sabbiosi la cui testimonianza più significativa in affioramento è rappresentata da una spessa successione di *fan delta* (Conglomerato di Serra del Cedro, presso Tricarico) (GAMBASSINI, 1967; LOIACONO & SABATO, 1987). Tali depositi passano gradualmente verso l'*offshore* a sedimenti siltoso-argillosi di piattaforma e/o di rampa che costituiscono l'unità più diffusa nel settore bradanico (argille subappennine).

Nelle aree esterne, verso l'avampaese, la sedimentazione si propaga su un substrato carbonatico subsidente; vi si depositano esclusivamente sedimenti carbonatici sia intrabacinali che terrigeni, questi ultimi rappresentati dal relativamente scarso materiale clastico proveniente dall'erosione dei rilievi delle antiche Murge. Si formano in tali condizioni le calcareniti e le calciruditi di ambiente costiero (formazione della Calcarenite di Gravina), che rappresentano l'unità di base della successione della Fossa bradanica in aree di avampaese (IANNONE & PIERI, 1979; CIARANFI *et alii*, 1988).

Verso la fine del Pleistocene inferiore si verifica un drastico mutamento geodinamico a seguito del quale il sistema avanfossa-avampaese inizia a sollevarsi (DOGLIONI *et alii*, 1994) e la Fossa bradanica da bacino subsidente e migrante si superficializza fino al colmamento (PIERI *et alii*, 1996). Tale mutamento geodinamico produce nuove condizioni deposizionali, nelle quali si formano depositi costieri, a luoghi anche grossolani, in facies di spiaggia e di delta, di età progressivamente più recente procedendo da nord-ovest a sud-est. In questo contesto, l'area di sedimentazione, per il graduale ritiro del mare, è sostituita da un'area emersa sempre più estesa; la regressione marina procede dal bordo appenninico verso lo Ionio interessando per prima l'area di Genzano di Lucania, che risulta attualmente la zona più sollevata, e che è posta immediatamente a nord-ovest dell'area del Foglio "Irsina". In tale Foglio, i primi depositi regressivi in contatto stratigrafico di continuità sulle argille subappennine sono rappresentati da sedimenti sabbioso-conglomeratici di ambiente di piattaforma passante a *shoreface* (formazione di Monte S. Marco) nell'ambito dei quali sono state distinte numerose lenti conglomeratiche di origine deltizia. Depositi continentali, prevalentemente sabbioso-conglomeratici, sono presenti in discordanza a tetto dei depositi marino-transizionali appena descritti.

Infine, il sollevamento regionale viene registrato dall'approfondimento di ampie valli (Fiume Basento, Fiume Bradano, Torrente Basentello, Torrente Bilioso) e dalla sedimentazione di una serie di depositi alluvionali che sono stati distinti in quattro supersintemi, ognuno dei quali riferibile all'approfondimento di un reticolo idrografico tuttora attivo.

IV - STRATIGRAFIA

(P. Pieri)

L'area del Foglio 471 "Irsina" comprende un segmento dell'estesa falda che a scala regionale sovrappone i terreni della Catena appenninica su quelli dell'antistante avanfossa plio-pleistocenica (Fossa bradanica).

Nell'area appenninica, che occupa quasi la metà occidentale del foglio, sono state distinte due unità tettoniche (unità tettonica di Vaglio di Basilicata e unità tettonica di San Chirico) per ognuna delle quali viene proposta la stratigrafia cretacico-miocenica relativa alle successioni sviluppatesi nella regione prima che la stessa fosse raggiunta dal fronte deformativo appenninico. Nell'area di catena sono stati inoltre distinti i terreni pliocenici appartenenti al supersistema di Ariano Irpino (localmente riferiti al bacino di Potenza-Tricarico) discordanti sull'unità tettonica di San Chirico.

L'area bradanica occupa la restante parte del foglio; vi affiorano depositi quasi esclusivamente quaternari con assetto pressoché tabulare. Questi depositi, che rappresentano la parte superiore ed affiorante delle "argille e sabbie sommitali" di BALDUZZI *et alii* (1982a) o della "fase post-torbiditica" di colmamento del bacino di avanfossa *sensu* CASNEDI *et alii*, (1982), costituiscono una successione di tipo regressivo, caratterizzata in basso, e per quasi tutto lo spessore affiorante, da emipelagiti silteso-argillose (formazione delle argille subappennine), e nella parte alta da depositi grossolani che giacciono in contatto transizionale e/o erosivo sulle emipelagiti.

La marcata diversità fra l'area di catena e l'area di avanfossa appare con grande evidenza negli schemi stratigrafico e strutturale (Figg. 2, 3, 4) nei quali sono state distinte le principali unità tettoniche, i loro rapporti reciproci e i loro principali caratteri stratigrafici.

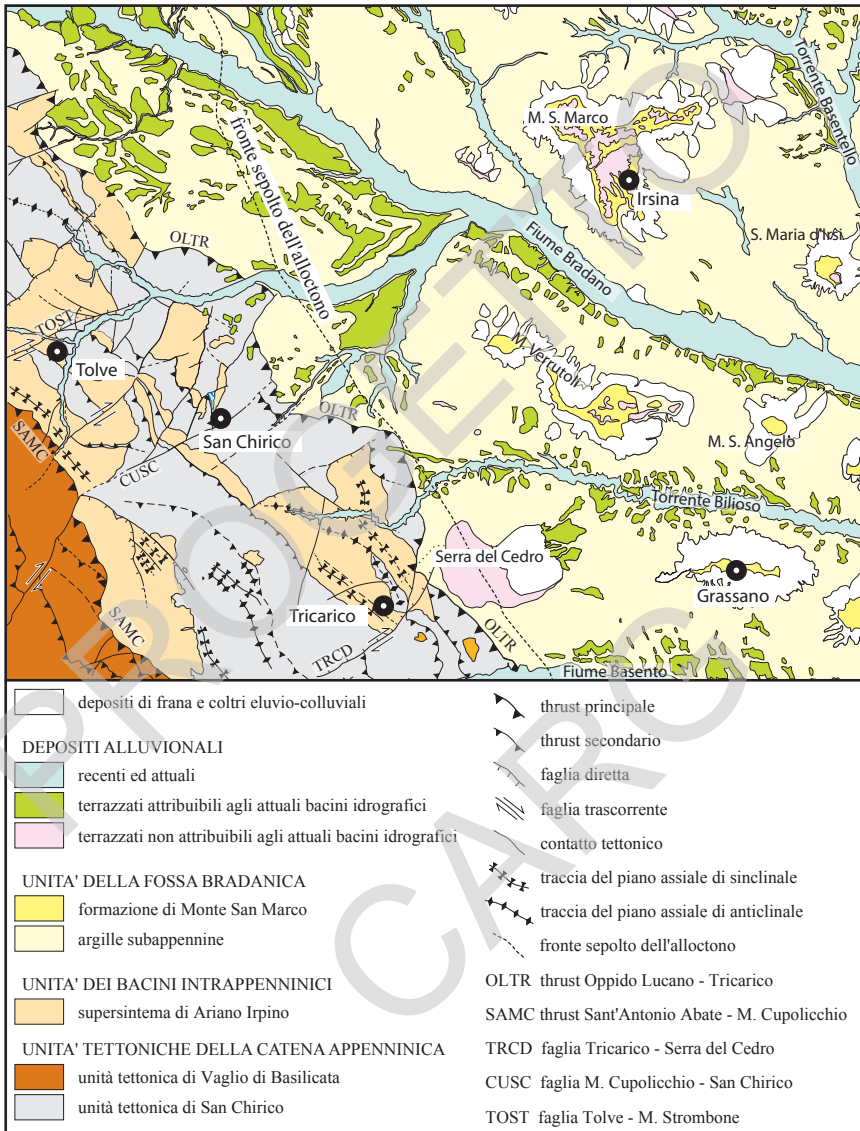


Fig. 2 - Schema tettonico dell'area del Foglio 471 "Irsina", alla scala 1:200.000

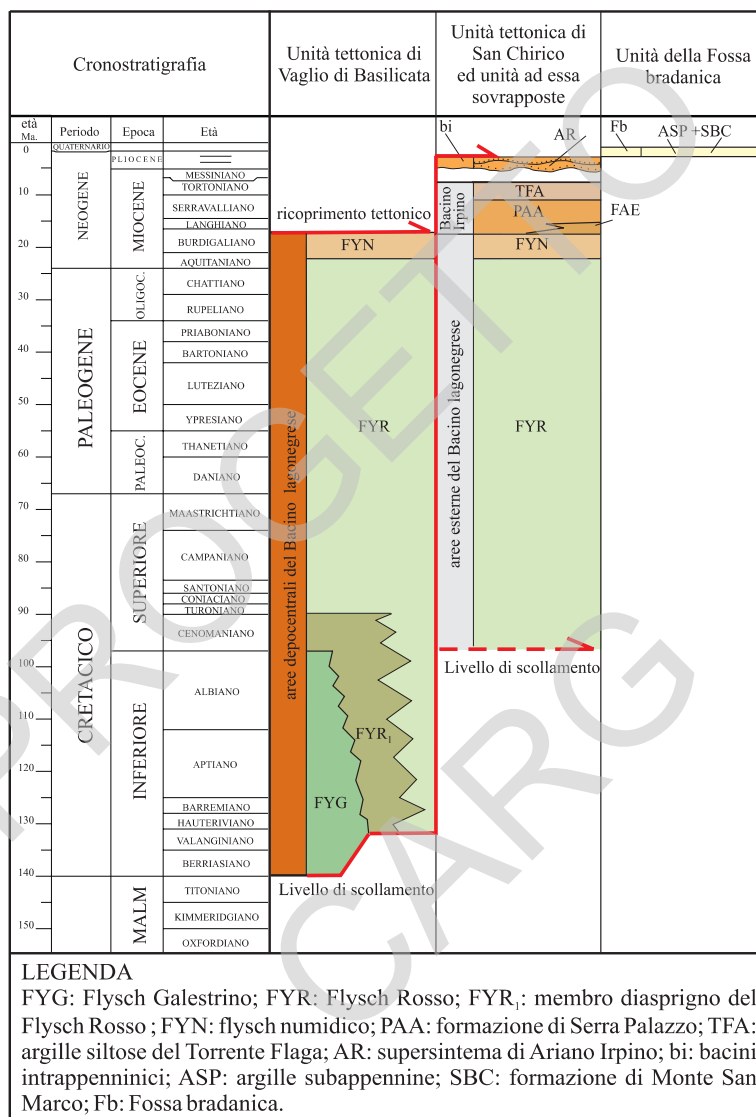


Fig. 3 - Schema cronostratigrafico e strutturale delle unità tettoniche del Foglio 471 "Irsina".

Per le datazioni dei termini affioranti sono stati utilizzati sia dati recenti di letteratura (essenzialmente per le unità appenniniche di età cretacico-miocenica), sia dati prodotti specificatamente per la più corretta realizzazione del foglio (prevalentemente riferiti ai termini plio-pleistocenici).

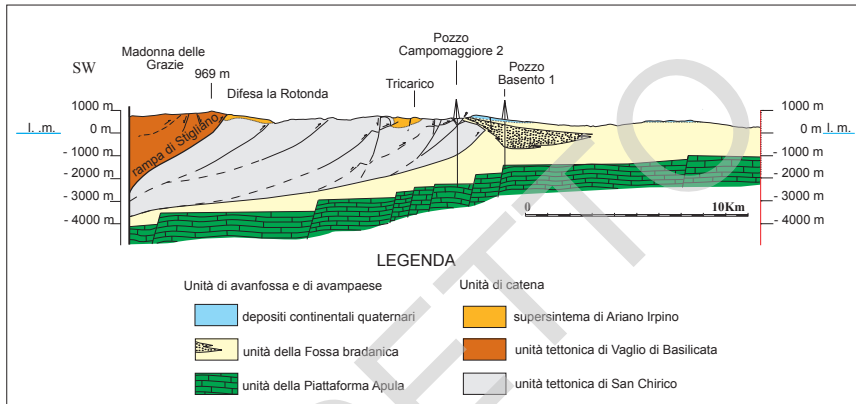


Fig. 4 - Schema dei rapporti geometrici fra le unità tettoniche affioranti nel Foglio 471 "Irsina".

1. - CRITERI BIO- E CRONOSTRATIGRAFICI

(M. Marino)

Gli schemi biozonali utilizzati per il Pliocene e Pleistocene sono quello di RIO *et alii* (1990) per i nannofossili calcarei, e quelli di COLALONGO & SARTONI (1979) e di SPAAK (1983), rispettivamente per i foraminiferi bentonici e planctonici (Fig. 5). Per la cronostratigrafia del Pliocene è stata utilizzata la tripartizione, con i piani Zancleano, Piacenziano e Gelasiano (RIO *et alii*, 1994) rispettivamente indicativi del Pliocene inferiore, medio e superiore. Per il Pleistocene, la cui cronostratigrafia è in continua evoluzione, si fa riferimento al Pleistocene inferiore con il piano Calabriano (comprensivo dei subpiani Santerniano, Emiliano e Siciliano), e al Pleistocene medio e Pleistocene superiore, che al momento non sono formalmente rappresentati da piani. La base del Pleistocene inferiore è stata recentemente abbassata al GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) del Piano Gelasiano, in accordo con la decisione dell'IUGS (*International Union Geological Sciences*) ratificata il 29 Giugno 2009. Pertanto il Pleistocene risulterebbe ora suddiviso in Pleistocene inferiore (Piani Gelasiano e Calabriano, quest'ultimo comprensivo dei subpiani Santerniano, Emiliano e Siciliano), Pleistocene medio (Piano Ioniano) e Pleistocene superiore (Piano Tarantiano). Questa nuova cronostratigrafia non viene tenuta in considerazione nell'attribuzione cronologica di alcune unità del Pliocene superiore (qui rappresentato dal Piano Gelasiano) per motivi di uniformità con i fogli già in corso di stampa e per l'avanzato stato di realizzazione del foglio. La base del Pleistocene medio, dal punto di vista micropaleontologico, viene approssimata con la comparsa di *Gephyrocapsa omega* BUKRY (> 4 micron), al limite inferiore della zona a nannofossili calcarei *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) di RIO *et alii*. (1990), come proposto in CITA & CASTRADORI (1994).

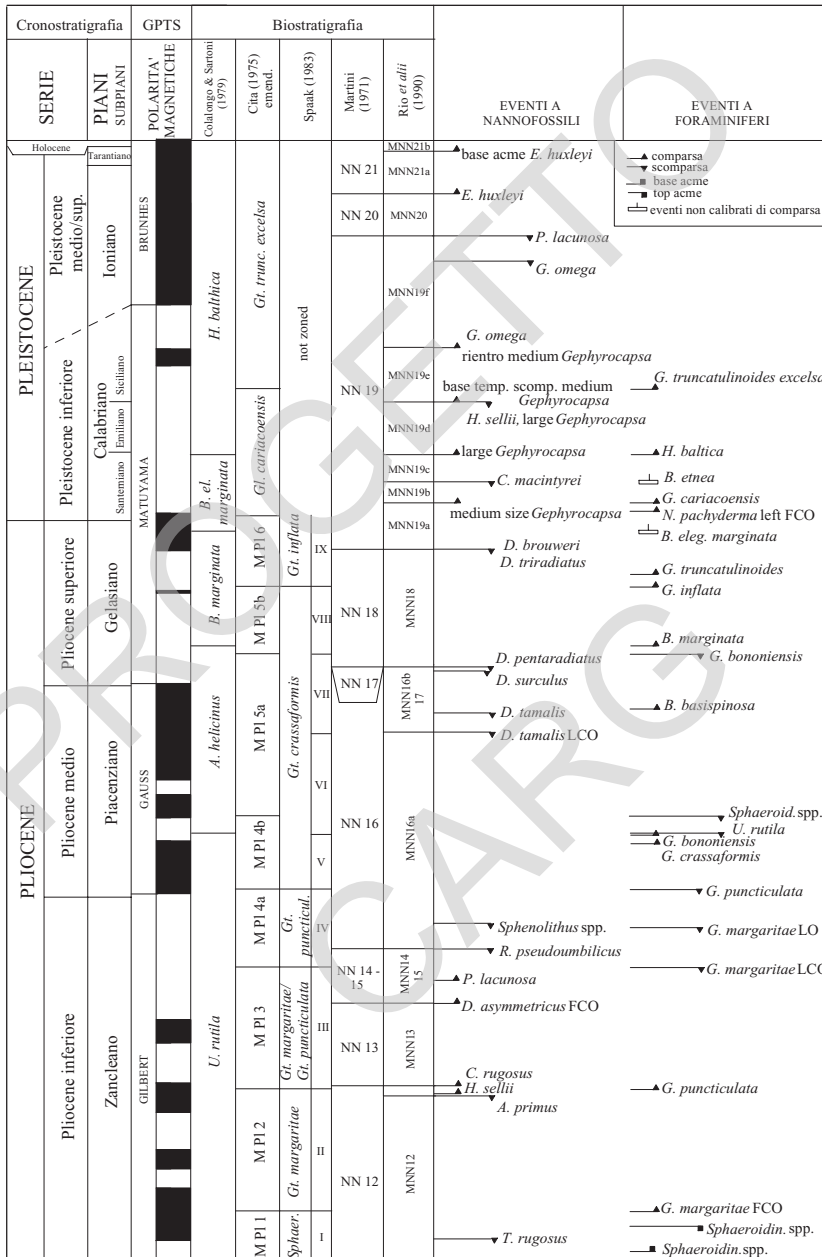


Fig. 5 - Schema biocronostratigrafico del Pliocene e del Pleistocene.

CRONOSTRATIGRAFIA		SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI				CRONOSTRATIGRAFIA	
		Nannofossili		Foraminiferi			
MIOCENE SUPERIORE	MESSIN	↑	NOT STUDIED	↑	Iaccarino (1985) Foresi <i>et al.</i> (1998) Sprovieri <i>et al.</i> (2002)	MESSIN	MIOCENE SUPERIORE
		NN11		<i>R. rotaria</i>			
	TORTONIANO	NN10		<i>A. primus</i>		<i>Gl. suterae</i>	
		NN9		<i>C. pelagic.</i>		<i>Gl. obl. extremus</i>	
	TORTONIANO	MNN9	MNN8	<i>M. conval.</i>		<i>N. acostaensis</i>	
				MNN8b		<i>Gl. obliquus obliquus</i>	
		MNN8	MNN8a	<i>P. siakensis</i>			
			MNN7c	<i>N. atl. preatlantica</i>			
	SERRAVALLIANO	MNN7	MNN7	MNN7b		<i>P. partimlabiata</i>	
				MNN7a		<i>D. alt. altispira</i>	
MNN6		MNN6	MNN6b	<i>O. sut.-G. periph.</i> <i>Gl. premenardi</i> <i>Gl. peripheroronda</i>			
			MNN6a	<i>O. universa</i>			
LANGHIANO	MNN5	MNN5	MNN5b	<i>O. suturalis</i>			
			MNN5a	<i>P. glomerosa s.l.</i>			
	MNN4b	MNN4b	MNN4a	<i>Glob. des trilobus</i>			
				MNN3b	<i>Glob. des dehiscentes</i> <i>C. dissimilis</i>		
MIOCENE INFERIORE	BURDIGALLIANO	NN4	MNN3a	BURDIGALLIANO			
			NN3		MNN2b		
	BURDIGALLIANO	NN2	MNN2a		MIOCENE INFERIORE		
			↓				

Fig. 6 - Schema biocronostratigrafico del Miocene.

Recentemente la comunità scientifica internazionale indicherebbe, per la base del Pleistocene medio, con il Piano Ioniano, l'inversione paleomagnetica Matuyama-Brunhes (CITA *et alii*, 2006). Per il Pleistocene superiore si fa riferimento al Piano Tarantino, la cui base è individuabile alla base del *Marine Isotope Stage* (MIS) 5 (CITA & CASTRADORI, 1994). Per il Miocene (Fig. 6) si sono utilizzati gli schemi a nannofossili calcarei di FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996) e HILGEN *et alii* (2000). Per la biostratigrafia basata sui foraminiferi planctonici, si è fatto riferimento a IACCARINO (1985), FORESI *et alii* (1998), SPROVIERI *et alii* (2002). Per la cronostratigrafia del Miocene (Fig. 6) si è fatto riferimento al Miocene inferiore (Burdigaliano), Miocene medio (Langhiano e Serravalliano), Miocene superiore (Tortoniano e Messiniano), in accordo con FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996), RIO *et alii* (1997).

Per lo studio dei nannofossili calcarei sono stati preparati *smear slides* e l'analisi è stata svolta al microscopio ottico polarizzatore a 1000 ingrandimenti. Per lo studio dei foraminiferi sono stati eseguiti dei lavaggi attraverso setacci a maglia nota ed il residuo superiore ai 125 micron è stato analizzato allo stereomicroscopio.

Le analisi biostratigrafiche sono state in generale di tipo qualitativo, sia sulle associazioni a foraminiferi che su quelle a nannofossili calcarei. Tuttavia, per i nannofossili calcarei, sono state eseguite anche analisi quantitative o semiquantitative per il riconoscimento delle estinzioni dei *Discoaster* spp. nel Pliocene medio.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate variamente conservate e diversificate, fino a essere del tutto assenti. Le associazioni a foraminiferi variano da ben conservate e indicative di precisi intervalli di tempo, a mal preservate e non significative dal punto di vista cronostratigrafico. Il rimaneggiamento è stato osservato prevalentemente nelle associazioni a nannofossili, raramente nei residui di lavato.

Per quanto riguarda il Miocene, è stato riconosciuto il Burdigaliano, con le biozone a nannofossili MNN2b-3a, e/o per la presenza, tra i foraminiferi, di *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Globigerinoides bisphericus* TODD; la presenza di *Orbulina universa* D'ORBIGNY in alcuni campioni miocenici ha permesso di riconoscere un'età non più vecchia del Langhiano superiore, in accordo con RIO *et alii* (1997).

Per i sedimenti riferiti al Pliocene inferiore sono state riconosciute diverse biozone a foraminiferi planctonici sulla base della presenza di marker biostratigrafici. Sono state riconosciute: la zona a *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ per la presenza di questa specie e per l'assenza di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), la zona a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata* per la presenza di entrambe le specie, la zona a *Globorotalia puncticulata* per la presenza di questo marker e l'assenza di *Globorotalia margaritae* e di *Globo-*

rotalia crassaformis (GALLOWAY & WISSLER). In alcuni campioni la valutazione degli eventi di *Last Common Occurrence* e di *Last Occurrence* di *G. margaritae* è stata problematica e l'attribuzione biozonale ha indicato un intervallo di tempo al passaggio tra le zone a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata* e a *Globorotalia puncticulata*. Per i campioni riferiti a quest'ultimo intervallo, le associazioni a nannofossili calcarei hanno indicato il passaggio tra le zone MNN14-15 e MNN16a, vicino all'estinzione di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (> 7 micron) (GARTNER). Il foraminifero bentonico *Uvigerina rutila* CUSHMAN & TODD è stato spesso riconosciuto nelle associazioni a foraminiferi del Pliocene inferiore contribuendo all'assegnazione dell'età.

Le associazioni a foraminiferi del Pliocene medio sono state riferite alla zona a *Globorotalia crassaformis* sulla base della presenza di questa specie e, raramente, di *Globorotalia bononiensis* DONDI, oltre che per l'assenza di *G. puncticulata*. Tra i bentonici *Anomalinoidea helicinus* (COSTA) e *Bulimina basispinosa* TED & ZANM hanno contribuito ad assegnare i campioni analizzati al Pliocene medio e a distinguere una parte bassa e alta di questo intervallo di tempo; in alcuni casi, l'attribuzione biozonale nel Pliocene medio si è basata sull'esclusiva presenza delle due specie bentoniche suddette. Le associazioni a nannofossili calcarei sono state riferite alla zona MNN16a per la presenza, tra le altre specie, di *Discoaster tamalis* KAMPTNER, *D. asymmetricus* GARTNER, *D. pentaradiatus* TAN, *D. brouweri* TAN, e alla zona MNN16b-17 per la presenza di *D. pentaradiatus*, *D. brouweri* e per l'assenza di *D. tamalis* e *D. asymmetricus*.

Il Pliocene superiore è stato riconosciuto sulla base della presenza di *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, tra i foraminiferi bentonici, e l'assenza dei discoasteridi (eccetto rarissimi *Discoaster* spp. rimaneggiati e rari *Discoaster brouweri*) nelle associazioni a nannofossili. I campioni sono stati riferiti pertanto alle zone MNN18 e MNN19a p.p. e alla zona a *B. marginata*. La zona a *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), del Pliocene superiore, non è stata riconosciuta nei sedimenti pliocenici.

I campioni quaternari sono stati analizzati sulla base sia dei foraminiferi che dei nannofossili calcarei. Sulla base dei nannofossili calcarei sono state riconosciute le zone MNN19a (parte alta), MNN19c, MNN19d, MNN19e, nel Pleistocene inferiore. Tra i foraminiferi bentonici sono risultati particolarmente utili, per un'attribuzione biozonale, le specie *Bulimina elegans marginata* FORNASINI e *Bulimina etnea* SEQUENZA, entrambe indicative della zona a *Bulimina elegans marginata*; la presenza di *Hyalinea balthica* (SCHROETER) ha permesso di riconoscere la zona a *H. balthica*. Solo raramente le specie *Globigerina cariacensis* RÖGL & BOLLI, *Globigerina calabra* COLALONGO & SARTONI e *Globigerinoides tenellus* (SAY), hanno contribuito al riconoscimento del Pleistocene.

2. - UNITA' TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA (S. Gallicchio)

Nel settore appenninico sono state distinte due unità tettoniche sovrapposte; ognuna di esse è costituita da successioni sedimentarie rappresentative di domini paleogeografici ben definiti.

L'unità tettonica in posizione geometrica superiore è stata denominata unità tettonica di Vaglio di Basilicata ed è costituita da una successione sedimentaria rappresentativa della porzione cretacico-burdigaliana del Bacino lagonegrese (*sensu* SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973) (Fig. 3); quest'ultimo rappresenta un'ampia area bacinale mesozoico- paleogenica di margine passivo compresa tra la Piattaforma Appenninica e la Piattaforma Apula (e.g. MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

L'unità tettonica in posizione geometrica inferiore è stata denominata unità tettonica di San Chirico; questa è costituita da una successione sedimentaria riferibile ad un dominio paleogeografico che, nel quadro strutturale dell'Italia meridionale, è stato soggetto a profondi mutamenti nel tempo. Infatti, nell'ambito di questa successione si riconoscono due porzioni cui si attribuisce un significato geodinamico differente: una porzione bassa, di età cretacico-miocenica, riferibile alla parte sommitale della successione lagonegrese, ed una porzione alta, di età medio-miocenica, appartenente al Bacino irpino (*sensu* COCCO *et alii*, 1972; PESCATORE & SENATORE, 1986; PESCATORE, 1988), che rappresenta uno dei primi domini di avanfossa dell'orogene appenninico. Tale unità tettonica è ricoperta in discordanza da depositi pliocenici di *wedge-top basin*, qui indicati con il termine di "unità dei bacini intrappenninici".

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI VAGLIO DI BASILICATA

Questa unità occupa un'area di modesta estensione, nella porzione sud-occidentale del foglio, ed è costituita da una potente successione argilloso-calcareo di età compresa tra il Valanginiano superiore (?) e l'Aquitano (Flysch Galestrino e Flysch Rosso) con spessore massimo dell'ordine di 600 m, e da una sovrastante unità quarzarenitica del Burdigaliano riferita al flysch numidico, spessa fino ad un massimo di 700-800 m. La successione è rappresentativa della porzione cretacico-miocenica del Bacino lagonegrese. I caratteri stratigrafici e strutturali di questa unità permettono di correlarla all'unità del Sannio *p.p. sensu* PATACCA & SCANDONE (2007).

2.1.1. - *Flysch Galestrino* (FYG)

Tale formazione, indicata nella cartografia geologica ufficiale (Foglio 200

“Tricarico”, AA. VV., 1968) con il termine di Formazione del Brusco, affiora in un’area ristretta, al bordo occidentale del foglio, lungo l’incisione Vallone Marcagliuzzi (subito a sud-ovest di Manche di Tolve), per uno spessore di circa 100 metri. La base stratigrafica non affiora poiché questa unità rappresenta il livello di scollamento dell’unità tettonica di appartenenza. Il passaggio stratigrafico al membro diasprigno del Flysch Rosso avviene gradualmente e parzialmente per eteropia; questo limite descritto in altre aree dell’Appennino meridionale (*i.e.* PESCATORE *et alii*, 1988), non è stato osservato nell’area del foglio in oggetto a causa dell’intensa tettonizzazione e delle estese coperture detritiche.

Questa formazione è costituita da una fitta alternanza di argilliti scagliettate grigio scure e di marne calcaree a cui si intercalano strati di calcareniti biancastre, calcilutiti e marne silicizzate; queste ultime presentano il tipico aspetto della pietra paesina. La geometria degli strati è tabulare e lo spessore è variabile dal centimetro a pochi decimetri. Le calcareniti sono a granulometria medio-fine e presentano strutture sedimentarie riferibili alla sequenza di BOUMA (1964): Tce, Tde, più raramente Tae. Le marne e le calcilutiti sono massive o caratterizzate da laminazione piano-parallela.

I caratteri di facies indicano un ambiente di bacino profondo interessato prevalentemente da sedimentazione emipelagica, da correnti di torbida diluite ed occasionalmente da correnti di torbida “classiche”, che trasportavano esclusivamente sedimento calcareo.

I campioni analizzati per la definizione dei caratteri biostratigrafici sono risultati sterili; l’età della formazione viene riferita, sulla base dei dati di letteratura, al Cretacico inferiore (OGNIBEN, 1969; SCANDONE, 1967; 1972).

2.1.2. - *Flysch Rosso* (FYR)

Tale formazione è stata indicata nella cartografia geologica ufficiale (Foglio 188 “Gravina in Puglia”, AA. VV., 1966; Foglio 200 “Tricarico”, AA. VV., 1968) rispettivamente con i termini di Complesso indifferenziato e Argille varicolori con brecciole a foraminiferi.

Da un punto di vista stratigrafico e paleogeografico è equivalente al Flysch Rosso *sensu* SCANDONE (1967; 1972), e alle argilliti varicolori, ai diaspri e alle calciruditi e calcareniti *sensu* CENTAMORE *et alii* (1971). La formazione poggia con un contatto stratigrafico graduale sul Flysch Galestrino (il contatto è visibile in aree limitrofe a quelle del foglio in oggetto) e passa verso l’alto alle quarzareniti del flysch numidico con un contatto stratigrafico concordante.

Nell’area del Foglio Irsina affiora sia a nord che immediatamente ad est della dorsale M. Cupolicchio - M. Vitale, e rappresenta la base stratigrafica della potente successione di flysch numidico che costituisce l’ossatura della dorsale suddetta.

Tale formazione è rappresentata da argilliti di colore variabile dal rosso, al grigio e al verde, cui si intercalano calcilutiti, calcareniti, calciruditi e marne di colore biancastro. Gli strati carbonatici hanno spessori variabili da pochi centimetri ad alcuni metri; sono spesso gradati normalmente e nella parte alta presentano laminazione piano-parallela e/o obliqua a vario angolo. Gli strati più grossolani, calciruditici, sono caratterizzati da una superficie inferiore erosiva su interstrati argillosi e contengono nella parte bassa numerosi *mud clast*. Le marne presentano spessori variabili dal centimetro ad alcune decine di centimetri e sono spesso laminate. Il contenuto fossilifero degli strati carbonatici, osservato in sezione sottile, è risultato ricco in foraminiferi rimaneggiati, sia bentonici che planctonici, oltre che in frammenti di lamellibranchi, echinidi e alghe coralline (SABATO *et alii*, in prep.). In località Fontana Autunno la parte alta della successione è caratterizzata dalla presenza di sottili intercalazioni di quarzareniti, che rappresentano il passaggio stratigrafico al sovrastante flysch numidico.

I caratteri di facies delle calcareniti indicano un sistema deposizionale tipo *apron*; lo spessore totale della formazione è di circa 300 metri.

L'età di questa formazione è stata riferita in passato, sulla base di dati di letteratura, ad un intervallo compreso tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore (BOENZI *et alii*, 1968; COCCO *et alii*, 1974; GALLICCHIO *et alii*, 1994). Nuovi dati, ricavati dallo studio di una successione ben esposta, affiorante in località Fontana Valloneto, nel confinante Foglio 470 "Potenza" e in località Calanche, nel sottostante Foglio 490 "Stigliano", indicano per la parte bassa della formazione un'età compresa fra il Valanginiano superiore (?) e il Turonian inferiore (GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 2007a), e per la parte alta della formazione un'età compresa fra l'Eocene medio (?) e l'Aquitano (GALLICCHIO *et alii*, 1994; SABATO *et alii*, in prep.). Correlazioni effettuate fra la successione affiorante nei fogli Potenza e Stigliano e quella affiorante nel Foglio Irsina permettono di attribuire quest'ultima ad un'età compresa tra il Valanginiano superiore (?) e l'Aquitano (Fig. 3).

2.1.2.1. - membro diasprigno (FYR₁)

Tale unità affiora estesamente nell'area occidentale del foglio lungo un allineamento passante tra le località Fosse Nicolette, Manche di Tolve e Serra Baldassarre; può essere riferito alla parte bassa del Flysch Rosso *sensu* SCANDONE (1967; 1972) e alle argilliti varicolori e ai diaspri di CENTAMORE *et alii* (1971), e corrisponde alle argilliti e radiolariti di Campomaggiore, recentemente studiate da SABATO *et alii* (2007).

Si tratta di una successione prevalentemente argillitica che affiora generalmente in assetto caotico. La parte bassa di tale successione è costituita da argilliti

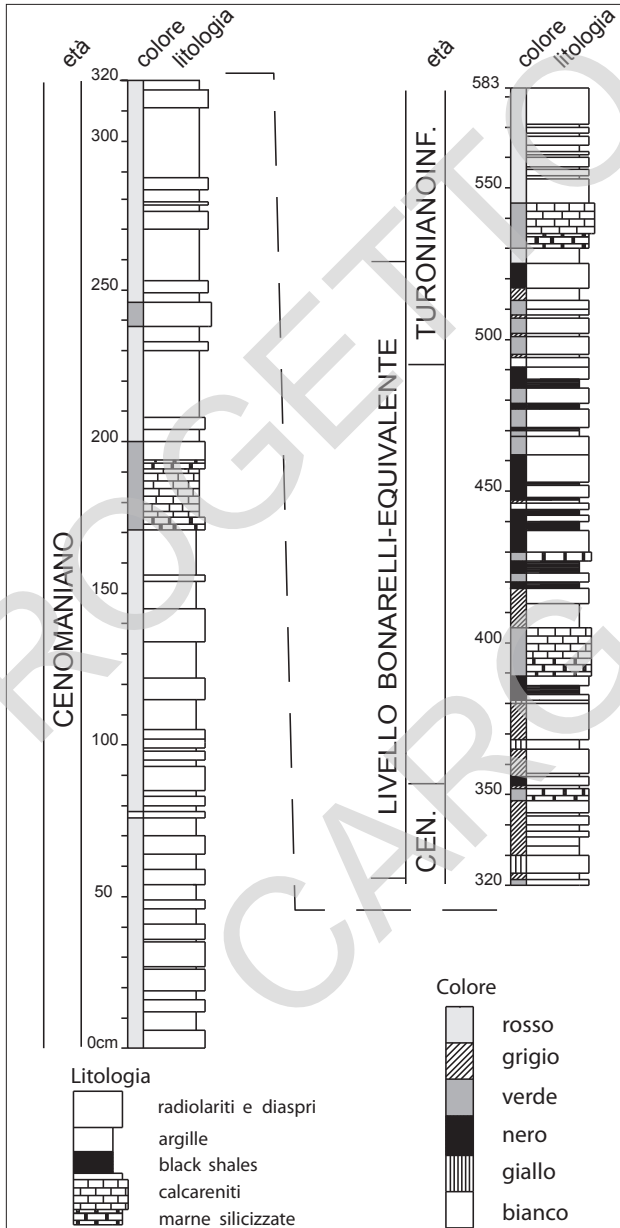


Fig. 7 - Stratigrafia del Livello Bonarelli nel membro diasprigno del Flysch Rosso affiorante in località Calanche, subito a ovest del Foglio 471 "Irsina" (da GALLICCHIO et alii, 2008, mod.).

grigio-verdi con liste e noduli di selce cui si intercalano sottili livelli di diaspri, *black shale*, e rari strati calcarei; in questa parte della successione è presente un livello biancastro spesso poco più di un metro, costituito da una fitta alternanza di marne silicizzate, diaspri e *black shale*, ben distinguibile ed utilizzabile come livello guida (questo livello non affiora nell'area del foglio; si osserva bene in località Calanche, immediatamente a S dell'area in oggetto, nel Foglio 490 "Stigliano"). Spostandosi verso la parte alta della successione le argilliti tendono ad assumere un colore rossastro, ed al loro interno spicca un particolare livello diasprigno, spesso poco meno di due metri, ricco in radiolari, argilliti e *black shale*. Tale livello, che affiora in modo discontinuo e con limitata estensione a nord di Manche di Tolve, ed in aree limitrofe esterne al foglio, nei fogli Potenza e Stigliano, è stato datato al passaggio Cenomaniano-Turoniano ed è risultato correlabile con il *Livello Bonarelli* (GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 2007a; GALLICCHIO *et alii*, 2008), il noto livello-guida dell'Appennino umbro-marchigiano (Fig. 7). Nell'area del Foglio "Irsina" il *Livello Bonarelli* affiora in maniera molto limitata ed è stato indicato con il simbolo di affioramento di interesse stratigrafico (▲).

Le argilliti sono in strati di spessore molto variabile, da pochi centimetri a 20-30 centimetri, sono fittamente laminate in genere con lamine piano-parallele, e localmente mostrano laminazione obliqua a vario angolo; a luoghi mostrano una intensa bioturbazione. I diaspri hanno colori variabili dal grigio al giallastro, e sono intensamente fratturati; si presentano in strati con spessori dell'ordine di alcuni centimetri, e mostrano strutture sedimentarie quali gradazione, laminazione piano-parallela e obliqua a vario angolo; questi litotipi sono ricchi in radiolari, spesso visibili anche ad occhio nudo. I livelli a *black shale*, al limite della fissilità, hanno spessori variabili dal millimetro al decimetro, sono fittamente laminati e presentano patine di alterazione di colore giallastro.

I caratteri di facies permettono di riferire tale membro ad un ambiente bacinale profondo, al di sotto della CCD, probabilmente a luoghi interessato da eventi torbidity diluiti (SABATO *et alii*, 2007a); lo spessore totale del membro è di circa 200 metri.

L'età di tale membro è compresa tra il Valanginiano superiore (?) ed il Turoniano inferiore, ed è stata ricavata da uno studio sulle associazioni a radiolari svolto nelle località Fontana Valloneto e Calanche, ubicate la prima nel confinante Foglio 470 "Potenza", la seconda nel confinante Foglio 490 "Stigliano" (GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 2007a).

2.1.3. - *flysch numidico* (FYN)

In precedenza questa formazione è stata indicata nella cartografia geologica ufficiale con il termine di Arenarie di Stigliano nel Foglio 200 "Tricarico", o è

stata inglobata nella Formazione della Daunia dagli autori del Foglio 188 “Gravina in Puglia”.

I principali affioramenti di tale formazione si rinvennero lungo l’allineamento Sant’Antonio Abate (a sud-ovest di Tolve) - Bosco Campagnasco (a nord di Albano di Lucania) dove l’unità raggiunge lo spessore massimo di 700-800 metri. La formazione poggia con un contatto stratigrafico concordante sul Flysch Rosso; il tetto della stessa formazione non è osservabile in questa unità tettonica.

Da un punto di vista litostratigrafico il flysch numidico è costituito da una potente successione di strati e banchi di quarzareniti e subordinatamente di subarcosi di spessore variabile dal decimetro fin oltre il metro, di colore grigio-giallastro o rossastro per alterazione, cui si intercalano sottili livelli di argilliti marnose di colore grigio-verdastro. Le areniti, mediamente cementate, hanno granulometria medio-fine e sono costituite prevalentemente da frammenti di quarzo mono- e policristallino arrotondati, subordinatamente da frammenti di alcali-feldspati e da rari frammenti di miche; il cemento è siliceo. Le strutture sedimentarie degli strati arenitici sono riferibili prevalentemente alle facies B e C di RICCI LUCCHI (1980) e le associazioni di facies sono confrontabili con quelle dei lobi di conoide sottomarina *sensu* MUTTI & RICCI LUCCHI (1972).

Sulla base dei dati di letteratura l’età del flysch numidico risulta riferibile al Miocene inferiore (OGNIBEN, 1969; CIARANFI & LOIACONO, 1983; PATACCA *et alii*, 1992); i dati ottenuti dalle campionature effettuate durante il rilevamento indicano per la parte bassa della formazione un’età burdigaliana, zona MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996), per la presenza di *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), rari *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON e per l’assenza di *Sphenolithus belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON (pre- *First Common Occurrence* di *S. heteromorphus*).

2.2. - UNITÀ TETTONICA DI SAN CHIRICO

Questa unità è caratterizzata da una porzione inferiore (spessa circa 400 metri), costituita dalla parte alta della successione lagonegrese, e da una porzione superiore (spessa oltre 900 metri), rappresentata da depositi torbiditici medio-miocenici dell’avanfossa appenninica (Bacino irpino). I depositi della parte alta della successione lagonegrese sono rappresentati dal Flysch Rosso e dal flysch numidico. Le unità del Bacino irpino sono rappresentate dalla formazione di Serra Palazzo (membro di Vallone Forluso, costituito prevalentemente da torbiditi silicoclastiche, e membro di Pantano dei Gamberi, costituito fino al 50% da torbiditi calciclastiche), localmente dal flysch di Faeto e dalle argille siltose del Torrente Flaga. E’ opportuno precisare che nell’area del Foglio Irsina il flysch di Faeto (CROSTELLA & VEZZANI, 1964) è rappresentato da affioramenti di limitata

estensione affioranti in un'area compresa tra Oppido Lucano e San Chirico Nuovo e che, differentemente da quanto succede nell'area-tipo (Appennino Dauno), ha spessori ridotti ed è ricoperto stratigraficamente dal membro di Pantano dei Gamberi della formazione di Serra Palazzo. Il flysch di Faeto affiorante in quest'area può essere, quindi, riferito ad una zona depocentrale di avanfossa esterna che nel Burdigaliano superiore - Langhiano *p.p.* doveva essere alimentata esclusivamente da torbiditi carbonatiche provenienti da aree di avampaese e che successivamente si era evoluta in bacino di avanfossa *s.s.*, alimentato sia da aree di catena che di avampaese. I caratteri stratigrafici e strutturali di questa unità permettono di correlarla all'unità Tufillo-Serra Palazzo *sensu* Patacca & Scandone (2007).

2.2.1.- *Flysch Rosso* (FYR)

Questa formazione è stata indicata nella cartografia geologica ufficiale (Foglio 188 "Gravina in Puglia" AA. VV., 1966; Foglio 200 "Tricarico", AA. VV., 1968) rispettivamente con i termini di Complesso indifferenziato e Argille varicolori con brecciole a foraminiferi.

Nell'ambito dell'unità tettonica di San Chirico questa formazione affiora in corrispondenza del *thrust* più esterno che sovrappone le unità della catena sulle unità della Fossa bradanica, costituendone il livello di scollamento. Rappresenta le porzioni più esterne del Flysch Rosso *sensu* SCANDONE (1967; 1972).

Si tratta prevalentemente di una successione argillitica molto tettonizzata e scompaginata, e frequentemente ricoperta da estese coltri detritiche e corpi di frana, tanto da rendere impossibile qualsiasi ricostruzione stratigrafica. Infatti, pur avendo riconosciuto litotipi riferibili al membro diasprigno (affioranti a SE di Tricarico sul versante sinistro del Fiume Basento, a NE di Tricarico nell'area di Cugno Spinoso, e a Serra Elia), non è stato possibile distinguerlo cartograficamente. La base stratigrafica della formazione non è affiorante nell'ambito di questa unità tettonica; il tetto della stessa formazione è invece rappresentato da un contatto stratigrafico concordante e netto con il sovrastante flysch numidico.

Alle argilliti si intercalano livelli caratterizzati da alternanze di calcilutiti e calcareniti con liste e noduli di selce, da calciruditi biancastre e da diaspri con *black shale* e da marne silicizzate. Le argilliti sono di colore variabile dal grigio-verde al rossastro e si presentano in strati con spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni decimetri; al loro interno si osserva una laminazione da piano-parallela ad obliqua a vario angolo da *ripple*. Le calcareniti e calcilutiti di colore biancastro sono in strati e banchi, spesso a base erosiva, e contengono clasti a spigoli vivi. I diaspri hanno colori variabili dal grigio al giallastro, e sono intensamente fratturati; hanno spessori di alcuni centimetri, e spesso presentano strutture sedimentarie quali gradazione diretta, laminazioni piano-parallele e *ripple*; spesso sono visibili

radiolari anche ad occhio nudo. I livelli di *black shale* hanno, in genere, un colore giallastro per alterazione, e la loro caratteristica è rappresentata da una fitta laminazione variabile da piano-parallela ad ondulata; questi litotipi hanno spessore variabile dal millimetro al decimetro.

I caratteri di facies indicano un ambiente bacinale profondo, raggiunto da flussi torbidity alimentati da un'area di piattaforma carbonatica. Si valuta uno spessore di oltre 200 metri.

L'età di questa formazione è riferita, sulla base dei dati di letteratura, ad un intervallo di tempo compreso tra il Valanginiano superiore (?) e l'Aquitano (GALLICCHIO *et alii*, 1994; GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 2007a; GALLICCHIO *et alii*, 2008; SABATO *et alii*, in prep.). Nell'area del Foglio Irsina i dati raccolti permettono di ipotizzare che nell'ambito dell'unità tettonica di San Chirico affiori solo la parte medio-alta della formazione riferibile ad un'età compresa fra il Cretaceo superiore (?) e l'Aquitano (Fig. 3).

2.2.2. - *flysch numidico* (FYN)

Questa formazione è stata indicata nella cartografia geologica ufficiale con il termine di Arenarie di Stigliano nel Foglio 200 "Tricarico", o è stata inglobata nella Formazione della Daunia dagli autori del Foglio 188 "Gravina in Puglia".

I principali affioramenti di questa formazione si rinvengono a sud di Tricarico, fra Tolve e San Chirico Nuovo, in corrispondenza di fasce strette, allungate in senso appenninico, e con spessori che non superano i 200 metri. La base della formazione è rappresentata da un contatto stratigrafico concordante con il Flysch Rosso; verso l'alto la stessa formazione passa con un contatto stratigrafico concordante alla formazione di Serra Palazzo.

Da un punto di vista litostratigrafico questa formazione è costituita da una successione di strati e banchi quarzarenitici e subordinatamente arcocici grigi di colore variabile dal giallastro al rossastro per alterazione, a cui si intercalano sottili livelli di argilliti marnose di colore grigio-verdastro. Gli strati sono tabulari e caratterizzati da uno spessore variabile dal decimetro al metro; le arenite sono generalmente alterate e debolmente cementate con cemento di composizione carbonatica, presentano granulometria medio-fine e sono costituite prevalentemente da frammenti di quarzo mono- e policristallino arrotondati, e subordinatamente da frammenti di alcali-feldspati e da rari frammenti di miche. Le strutture sedimentarie degli strati arenitici sono riferibili prevalentemente alle facies B e C di RICCI LUCCHI (1980) e le associazioni di facies sono confrontabili con quelle di lobi di conoide sottomarina *sensu* RICCI LUCCHI (1980).

Sulla base dei dati di letteratura l'età del flysch numidico risulta riferibile al Miocene inferiore (OGNIBEN, 1969; CIARANFI & LOIACONO, 1983; PATACCA *et*

alii, 1992). Le analisi sulle associazioni a nannofossili calcarei di alcuni campioni hanno permesso di riconoscere la biozona MNN3b del Burdigaliano.

2.2.3. - *flysch di Faeto* (FAE)

Questa unità affiora in corrispondenza di aree di limitata estensione a sud-est dell'abitato di Oppido Lucano e a nord-ovest dell'abitato di San Chirico Nuovo.

In precedenza l'unità in oggetto era stata attribuita dagli autori del Foglio 188 "Gravina in Puglia" alla Formazione della Daunia, che comprende una successione mista calcareo-marnosa e arenaceo-pelitica attribuita al Miocene medio-superiore. A nostro avviso questa successione può essere suddivisa in due porzioni, a loro volta correlabili a due differenti unità stratigrafiche: la porzione arenaceo-pelitica, correlabile alla formazione di Serra Palazzo, e la porzione calcareo-marnosa, correlabile al *flysch di Faeto*.

La successione qui riferita al *flysch di Faeto* presenta uno spessore massimo affiorante di circa 100 metri, ed è caratterizzata da strati calciclastici a granulometria medio-fine a cui si intercalano strati di marne argillose di colore variabile dal grigio-verde al biancastro, e strati di calcilutiti bianche e marne calcaree. Lo spessore degli strati varia da pochi centimetri ad alcuni decimetri, e le strutture sedimentarie dei depositi calciclastici, rappresentate da gradazione diretta e da laminazioni da piano-parallele ad incrociate (intervalli della sequenza di BOUMA, 1962), sono riconducibili a processi di torbida poco concentrati alimentati da aree carbonatiche. Il contatto stratigrafico con il sottostante *flysch numidico* non è osservabile nell'ambito del Foglio Irsina. Verso l'alto l'unità in oggetto passa per alternanza alle arenarie silicoclastiche della formazione di Serra Palazzo; con quest'ultima unità, inoltre, si ipotizza anche un rapporto di parziale eteropia.

Il contatto di tetto con la formazione di Serra Palazzo, indica che nell'ambito del foglio (rappresentativo delle aree più meridionali dell'avanfossa appenninica), diversamente da quanto avviene nelle aree-tipo, la deposizione del *flysch di Faeto* viene interrotta dalla deposizione delle arenarie silicoclastiche della formazione di Serra Palazzo già a partire dalla parte alta del Langhiano; ciò è in accordo con quanto osservato in aree più meridionali da GALLICCHIO (2004). L'età del *flysch di Faeto* viene riferita al Burdigaliano superiore- Langhiano *p.p.* sulla base sia della posizione stratigrafica, che dei dati di letteratura (*e.g.* MAIORANO, 1998).

2.2.4. - *formazione di Serra Palazzo* (PAA)

La denominazione di questa formazione è conforme con quanto espresso dagli autori nel Foglio 200 "Tricarico"; sempre nell'ambito della cartografia geologica

ufficiale (Foglio 188 “Gravina in Puglia”) la stessa formazione è stata riportata come Formazione della Daunia.

La formazione di Serra Palazzo è l’unità stratigrafica pre-pleiocenica più rappresentata nell’unità tettonica di San Chirico ed affiora diffusamente nelle aree più esterne della catena. Da Serra Elia (in adiacenza dell’abitato di Oppido Lucano) fino a San Chirico Nuovo affiora in maniera discontinua poiché si ritrova di frequente ricoperta da depositi pliocenici, mentre più a sud, ad ovest dell’abitato di Tricarico, affiora con maggiore continuità. La formazione è suddivisa in più scaglie tettoniche sovrapposte, caratterizzate da un livello di scollamento comune, localizzato nei livelli argilloso-calcarei del Flysch Rosso. In accordo con

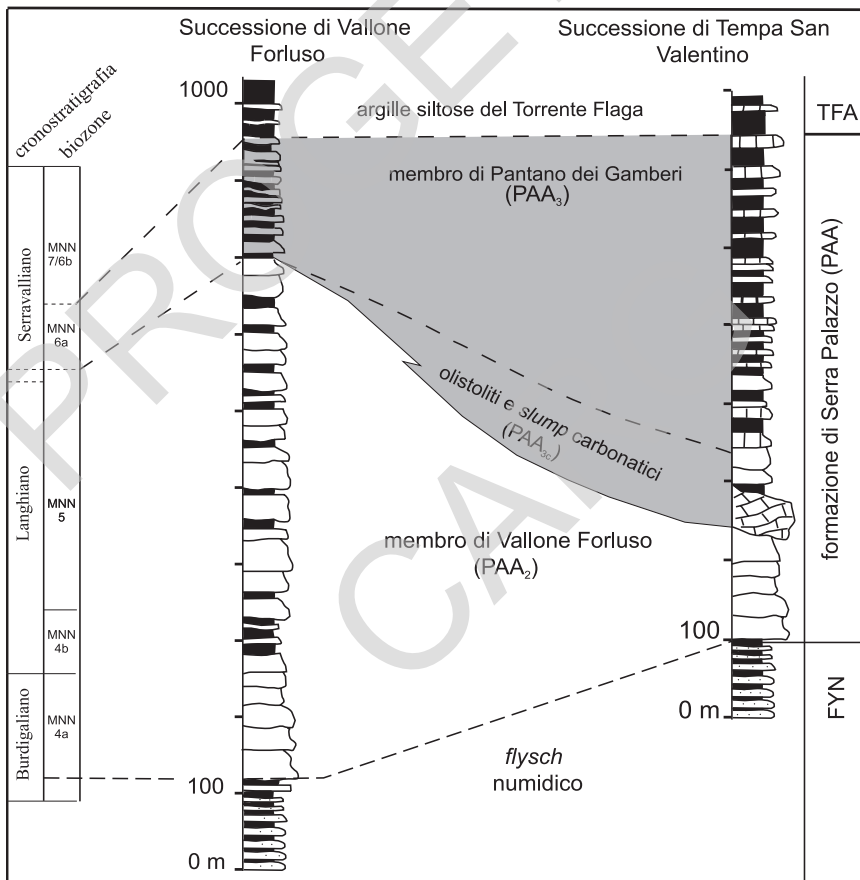


Fig. 8 - Caratteri stratigrafici della formazione di Serra Palazzo (da LOIACONO & SBARRA, 1991a, mod.).

quanto si osserva a scala regionale, la formazione poggia in concordanza con un contatto stratigrafico netto sulle quarzareniti del flysch numidico; localmente però nell'area del foglio (a sud-est dell'abitato di Oppido Lucano e a nord-ovest di San Chirico Nuovo), è stato riconosciuto anche l'appoggio stratigrafico sul flysch di Faeto, in accordo con quanto riscontrato da GALLICCHIO (2004) nell'area di Rotondella (MT), in prossimità della costa ionica. Verso l'alto la formazione in oggetto passa per alternanza alle argille siltose del Torrente Flaga. Questo contatto è poco rappresentato in carta in quanto la formazione di Serra Palazzo è spesso troncata a tetto da una superficie di erosione sulla quale poggiano in discordanza i depositi del supersistema di Ariano Irpino (AR).

Lo spessore massimo della formazione, osservabile nell'area in oggetto, è di 800-900 metri.

Nell'area meridionale del foglio, al confine con il sottostante Foglio 490 "Stigliano" affiorano due successioni, che negli anni passati sono state oggetto di numerosi studi, e che hanno permesso di ricostruire in dettaglio i caratteri stratigrafici e sedimentologici della formazione stessa (PALMENTOLA, 1970; LOIACONO & SBARRA, 1991a; 1991b; SBARRA, 1994, Fig. 8). Si tratta di due successioni affioranti rispettivamente lungo il torrente Forluso e nell'area di Tempa San Valentino, e appartenenti a due delle diverse scaglie tettoniche sovrapposte in cui l'unità tettonica di San Chirico è suddivisa. In base ai caratteri di facies, la formazione è stata suddivisa in due membri sovrapposti: membro di Vallone Forluso, rappresentato da litotipi perlopiù silicoclastici, e membro di Pantano dei Gamberi, rappresentato da litotipi a composizione sia silicoclastica che carbonatica, entrambi riferibili ad ambienti di tipo torbiditico.

Lo studio biostratigrafico effettuato sulle associazioni a foraminiferi e nanofossili calcarei di diversi campioni, parte dei quali sono risultati sterili e cronostatigraficamente poco significativi, indica un'età che va dal Burdigaliano (*Globigerinoides bisphericus* TODD, *G. trilobus* (REUSS), pre-*Orbulina universa* D'ORBIGNY), al Langhiano-Serravalliano (*O. universa*, *G. trilobus*) e Serravalliano (zona MNN6b/MNN7 per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), *Calcidiscus leptoporus* KAMPTNER, rari *C. macintyreii*, post-*Last Common Occurrence* di *C. premacintyreii* THEODORIDIS). Questi dati sono in accordo con quelli di letteratura (BOENZI *et alii*, 1968; 1971a; PALMENTOLA, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971; PIERI & WALSH, 1973; MAIORANO, 1996; GALLICCHIO & MAIORANO, 1999), che indicano un'età compresa tra la parte alta del Burdigaliano ed il Serravalliano *p.p.*

2.2.4.1. - membro di Vallone Forluso (PAA₂)

Questo membro rappresenta, per quanto riguarda l'estensione areale in affioramento, la porzione più significativa della formazione di Serra Palazzo; affiora

con buona continuità lungo il Vallone Forluso, dove è presente la sezione-tipo. Tale membro è costituito da una successione torbiditica silicoclastica a cui si intercalano marne argillose grigie e subordinatamente torbiditi calciclastiche. Le torbiditi silicoclastiche sono rappresentate da arcosi ed arcosi litiche a grana medio-grossolana con abbondante matrice e cemento carbonatico. Gli strati arenitici sono di colore grigio e sono caratterizzati da geometria variabile da tabulare a lenticolare; gli strati presentano spessore medio dell'ordine del metro, ma si rinvengono spesso amalgamati in banchi di 5/6 metri di spessore. Rare intercalazioni di torbiditi calciclastiche a grana grossolana (costituite sia da extraclasti che da intraclasti), in strati di spessore metrico, possono essere riscontrate a differenti altezze stratigrafiche. Le litofacies predominanti delle torbiditi silicoclastiche sono riferibili alle facies B e C di RICCI LUCCHI (1980), rappresentative di conoide sottomarina interna ed intermedia.

Tale membro caratterizza le successioni interne e la porzione bassa delle successioni esterne. Lo spessore massimo riscontrato, in corrispondenza delle successioni più interne è di circa 700 metri.

Sulla base dei dati di letteratura l'età viene riferita al Burdigaliano superiore-Langhiano (GALLICCHIO & MAIORANO, 1999). I campioni analizzati e risultati utili dal punto di vista biostratigrafico hanno dato associazioni a foraminiferi non più vecchie del Burdigaliano superiore con *G. trilobus* e *G. bisphericus*, pre-*O. univversa*.

2.2.4.2. - membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)

Questo membro è cartografabile in aree ristrette in corrispondenza dei *thrust* più esterni dell'unità tettonica di San Chirico. La sezione-tipo affiora in un'area compresa tra Tempa S. Valentino e Pantano dei Gamberi; buoni affioramenti si osservano anche in corrispondenza della parte alta della sezione di Vallone Forluso e a nord-ovest dell'abitato di San Chirico. L'unità è costituita da una alternanza di torbiditi a grana fine, sia a composizione silicoclastica che calciclastica (al 50% circa), a cui si intercalano calcilutiti, marne siltose e marne calcaree. Le litofacies predominanti sono riferibili alle facies C2.3, D, e G2 di RICCI LUCCHI (1980), indicative di un ambiente di conoide sottomarina esterna. Nella parte bassa dell'unità è stata distinta una litofacies rappresentata da un potente livello a *slump* caratterizzato dalla presenza di olistoliti di piattaforma carbonatica cretacea (PAA_{3c}), ben osservabili in località Tempa San Valentino (LOIACONO & SBARRA, 1991a; 1991b). Questi caratteri sono in accordo con quanto riconosciuto, più a sud nell'area-tipo della formazione da GALLICCHIO (1996) e GALLICCHIO & MAIORANO (1999).

Questo membro presenta uno spessore massimo affiorante di circa 500 metri.

Sulla base dei dati di letteratura l'età viene riferita al Langhiano superiore - Serravalliano *p.p.* (GALLICCHIO & MAIORANO, 1999). Questo dato trova conferma nello studio effettuato su alcuni campioni che hanno permesso di riconoscere associazioni a foraminiferi che, sebbene molto povere e mal preservate, sono caratterizzate dalla presenza di *O. universa* e *G. trilobus*; le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate indicative della parte alta del Serravalliano, al limite delle zone MNN6b e MNN7.

2.2.5. - argille siltose del Torrente Flaga (TFA)

Questa unità è stata correlata in passato alle marne argillose del Toppo Capuana (CENTAMORE *et alii*, 1971; PALMENTOLA, 1970; GALLICCHIO & MAIORANO, 1999), così come definite da CROSTELLA & VEZZANI (1964) nell'Appennino Dauno. Successivamente, nell'ambito dei lavori di coordinamento del Comitato d'Area dell'Appennino meridionale dell'APAT, svolti nell'ambito del progetto CARG (2005-2006) si è evidenziato che non vi erano elementi sufficienti per eseguire la suddetta correlazione per cui è stato deciso di proporre, per la porzione appenninica lucana, l'istituzione di una nuova unità stratigrafica: le argille siltose del Torrente Flaga. La difficoltà nell'eseguire tale correlazione è dovuta al fatto che nell'area-tipo l'unità delle marne argillose del Toppo Capuana, sebbene litologicamente simile e coeva con le argille siltose del Torrente Flaga, appartiene ad una differente unità tettonica (unità tettonica del Fortore, *sensu* DAZZARO *et alii*, 1988) i cui rapporti con l'unità tettonica di San Chirico non sono stati ancora del tutto chiariti.

Le argille siltose del Torrente Flaga affiorano in corrispondenza di aree poco estese, nelle località Vallone Forluso e Pantano dei Gamberi. In queste località si osserva il contatto stratigrafico per alternanza con la sottostante formazione di Serra Palazzo; il tetto della stessa unità è rappresentato invece da una superficie di erosione sulla quale poggia in discordanza il supersintema di Ariano Irpino.

Si tratta di una successione argilloso-marnosa di colore grigio scuro a cui si intercalano sottili strati di areniti fini, sia a composizione silicoclastica che calciclastica, e di calcilutiti bianche. I caratteri sedimentologici, rappresentati prevalentemente dalle facies G e D di RICCI LUCCHI (1980), sono indicativi di un ambiente di mare profondo a sedimentazione emipelagica, caratterizzato dall'arrivo di correnti di torbida diluite.

Lo spessore massimo osservabile nelle località sopra citate è di circa 50 metri.

In letteratura l'età della formazione è riferita ad un intervallo compreso tra la parte alta del Serravalliano ed il Tortoniano (CENTAMORE *et alii*, 1971; PALMENTOLA, 1970; GALLICCHIO & MAIORANO, 1999).

3. - DEPOSITI MARINI PLIOCENICI E QUATERNARI

(L. Sabato, S. Gallicchio, M. Tropeano)

I depositi marini pliocenici e quaternari che affiorano nel Foglio 471 “Irsina” possono essere distinti in base alla loro posizione stratigrafico-strutturale in: unità dei bacini intrappenninici, rappresentata dal supersistema di Ariano Irpino, e Unità della Fossa Bradanica.

3.1. - UNITÀ DEI BACINI INTRAPPENNINICI: SUPERSISTEMA DI ARIANO IRPINO (AR)

In tale supersistema ricadono tutti i depositi di età compresa fra il Pliocene e il Pleistocene inferiore in posizione di *wedge top-basin*, che si rinvengono in discordanza su unità più antiche poste all’interno o sul fronte della catena. Nella cartografia geologica ufficiale tali depositi sono stati indicati come Arenarie e conglomerati di Oppido Lucano nel Foglio 188 “Gravina in Puglia” (AZZAROLI *et alii*, 1968a) e come Sabbioni di Garaguso nel Foglio 200 “Tricarico” (BOENZI *et alii*, 1971a).

In aree comprese nei fogli 188 “Gravina in Puglia” e 200 “Tricarico” (nei quali ricade il Foglio Irsina), in base ai rapporti stratigrafici e tettonici, all’interno di tali depositi sono stati distinti due cicli (MAGGIORE & WALSH, 1975; BOENZI *et alii*, 1979; CIARANFI *et alii*, 1979; CALDARA *et alii*, 1993; SABATO & MARINO, 1994; PIERI *et alii*, 2004; GALLICCHIO & SABATO, 2008), separati da una lacuna stratigrafica.

3.1.1. - bacino di Potenza-Tricarico

Nell’ambito dei lavori di coordinamento dei fogli Ariano Irpino, S. Angelo dei Lombardi, Melfi, Potenza e Irsina, il supersistema di Ariano Irpino è stato riferito a più bacini di sedimentazione, e per l’area del Foglio “Irsina” e del Foglio “Potenza” è stato indicato il bacino di Potenza-Tricarico, come possibile comune area di sedimentazione. All’interno di tale bacino si sono distinti due sintemi: il sintema di Tricarico e il sintema di Tolve.

Nel Foglio “Irsina” i depositi appartenenti al supersistema di Ariano Irpino sono di età esclusivamente pliocenica. Il sintema di Tolve giace in netta discordanza angolare sul sintema di Tricarico, ed entrambi risultano composti da più litofacies; inoltre, all’interno del sintema di Tolve si distinguono due subsintemi (subsintema di Potenza e subsintema di Acerenza) in base alla presenza di una superficie di discordanza di importanza ed entità inferiori rispetto a quelle che caratterizzano la superficie di discordanza fra i due sintemi stessi.

3.1.1.1. - sintema di Tricarico (TCR)

Il sintema di Tricarico è rappresentato da una sequenza deposizionale, nella quale si distinguono depositi conglomeratici, sabbioso-arenacei e siltoso-argillosi, per uno spessore totale di circa 150 metri, corrispondenti al Ciclo di Ariano *sensu* SABATO & MARINO (1994). Tale sequenza poggia in trasgressione su depositi pre-pliocenici, e vi si distingue una litofacies basale arenaceo-conglomeratica e una sovrastante litofacies argillosa.

L'età di tale sintema è riferibile al Pliocene inferiore, intervallo tra la zona a *Globorotalia margaritae* (?) e la zona a *G. puncticulata* di COLALONGO & SARTONI (1979).

3.1.1.1.1. - litofacies arenaceo-conglomeratica (TCR_a)

Questa litofacies è rappresentata da depositi conglomeratici e/o arenacei, aventi uno spessore totale di circa 50 metri. I depositi conglomeratici, non sempre osservabili, hanno spessori di alcuni metri, solo raramente di circa 10 metri, come in località Fronte Pizzuta, a NE di Tricarico (Fig. 9), e sono organizzati in unità a gradazione normale o normale-inversa. Si tratta in genere di conglomerati clasto-sostenuti, con scarsa matrice sabbiosa, nei quali si intercalano molto frequentemente lenti e strati arenacei, mentre più raramente si rinvencono livelli pelitici. I ciottoli hanno composizione silicea, granitica e carbonatica, sono ben arrotondati e hanno dimensioni variabili fino ad un massimo di 20-30 centimetri; i clasti carbonatici presentano frequenti bioerosioni da litodomi, e spesso si rinvencono ostree e balanidi incrostanti sui clasti più grossolani. Pettinidi, ostree e balanidi dispersi sono osservabili anche nelle parti basali; molto frequente è la presenza di strutture da deformazione penecontemporanea (*soft-sediment deformation structures*), soprattutto *load-casts*. La parte restante della litofacies è rappresentata da arenarie organizzate in banchi di spessore fino a circa 2 metri, a luoghi amalgamati. In generale ogni banco mostra una superficie inferiore di tipo erosivo, gradazione inversa, e contiene livelli conglomeratici spessi fino ad alcuni decimetri (Fig. 10). Anche in tal caso i depositi contengono pettinidi, ostree, *Vermetus* sp., *Ditrupa* sp., e mostrano laminazione piano-parallela o obliqua a vario angolo. I depositi sono riferibili ad ambienti di transizione (di spiaggia e deltizi). L'età di tale litofacies è riferibile al Pliocene inferiore, zona a *Globorotalia margaritae* (?), ottenuta dall'analisi del contenuto microfossilifero ricavato dai rari livelli pelitici presenti nella parte basale della litofacies. Tuttavia va precisato che l'attribuzione biozonale è da considerarsi incerta in quanto le associazioni a foraminiferi di questo intervallo, probabilmente rimaneggiate, sono molto povere e mal preservate tanto da rendere dubbio anche il riconoscimento del *marker* zonale.



Fig. 9 - Depositi conglomeratici in giacitura subverticale (linea a tratteggio), facenti parte della litofacies arenaceo-conglomeratica del sistema di Tricarico.



Fig. 10 - Banchi arenacei con livelli conglomeratici nella litofacies arenaceo-conglomeratica del sistema di Tricarico, affioranti in località Fronte Pizzuta.

3.1.1.1.2. - litofacies argillosa (TCR_b)

Tale litofacies poggia con contatto netto sulla sottostante litofacies arenaceo-conglomeratica. Si tratta di argille siltoso-sabbiose con intercalazioni arenacee, spesse circa 100 metri, in strati di spessore variabile da pochi centimetri a circa 1 metro; raramente si osservano livelli conglomeratici, soprattutto alla base della litofacies. Tali depositi sono ricchi sia di macrofauna (lamellibranchi) che di microfauna (foraminiferi e nanoplancton), e sono riferibili ad ambienti di piattaforma-prodelta.

L'abbondante contenuto microfossilifero osservato in tali depositi ha permesso di riferirli al Pliocene inferiore. Le associazioni a foraminiferi indicano la biozona a *Globorotalia margaritae*/*G. puncticulata* per la presenza di entrambi i marker zonali, e il limite tra le biozone a *Globorotalia margaritae*/*G. puncticulata* e a *Globorotalia puncticulata* per la presenza di *G. puncticulata* e di rare *G. margaritae*, di cui non è stato possibile riconoscere con sufficiente affidabilità la *Last Common Occurrence*. Le associazioni a nannofossili calcarei hanno permesso di riferire tale litofacies al limite tra le zone MNN14/15 e MNN16a, per la presenza di *Discoaster tamalis*, *D. asymmetricus*, *P. lacunosa*, rari piccoli *Sphenolithus* spp. e rare *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER). Le parti più alte della litofacies sono state riferite alla zona a *G. puncticulata* per la presenza del marker zonale e l'assenza di *G. margaritae*.

3.1.1.2. - sintema di Tolve (TLV)

Il sintema di Tolve giace, per mezzo di una superficie di disconformità messa in evidenza da una netta discordanza angolare, sia su depositi pliocenici del sintema di Tricarico (Fig. 11) che su depositi pre-pliocenici (Figg. 12, 13), e corrisponde al Ciclo di Atessa *sensu* SABATO & MARINO (1994). Tale sintema è rappresentato da tre litofacies aventi uno spessore complessivo variabile fino ad un massimo di circa 140 metri. Fra la litofacies più antica e le altre due si osserva una discordanza angolare, per cui si sono distinti due subsintemi: subsintema di Potenza e subsintema di Acerenza.

L'età di tale sintema è riferibile al Pliocene medio e superiore.



Fig. 11 - Litofacies arenaceo-sabbiosa del sintema di Tolve in netto contatto discordante (linea punteggiata) sulla litofacies arenaceo-conglomeratica del sintema di Tricarico.



Fig. 12 - Litofacies arenaceo-sabbiosa del sintema di Tolve in discordanza (linea tratteggiata) sui depositi della formazione di Serra Palazzo, nei dintorni di Tricarico.



Fig. 13 - Litofacies arenaceo-sabbiosa del sintema di Tolve in discordanza (linea tratteggiata) sui depositi della formazione di Serra Palazzo in località Civita.

3.1.1.2.1. - subsistema di Potenza (TLV1)

Il subsistema di Potenza è formato da una sola litofacies, che giace in discordanza sia sui depositi del sintema di Tricarico, come in località Scalicelle a nord di Tricarico, che sulla formazione di Serra Palazzo, come visibile subito a SE di Tricarico.

3.1.1.2.1.1. - litofacies conglomeratico-sabbiosa (TLV_{1a})

Si tratta di depositi con spessori variabili da 30 a 50 metri, costituiti da una fitta alternanza di arenarie e sabbie, cui si intercalano rari strati calcarenitici, ricche di frammenti di macrofossili (*Pecten* sp., ostree) e briozoi; a varie altezze sono visibili livelli di *mud clast* e livelli argillosi ricchi di frustoli vegetali. Verso l'alto compaiono livelli conglomeratici che diventano prevalenti negli ultimi 10 metri. Si tratta di conglomerati disorganizzati con molta matrice argillosa, e clasti perlopiù a spigoli vivi, di dimensioni anche di 20-30 centimetri; alcuni presentano bioerosioni da spugna. Nella parte alta i conglomerati sono maggiormente

organizzati e i clasti sono da subarrotondati ad arrotondati. Localmente, la parte medio-bassa di tale litofacies è caratterizzata da un livello spesso almeno 10 metri formato da un conglomerato matrice-sostenuto estremamente caotico, con blocchi di diametro variabile da alcune decine di centimetri a oltre il metro, di composizione arenacea e, più raramente, granitica, immersi in matrice argillosa, con frammenti di strati arenacei.

L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad ambienti transizionali, di spiaggia e deltizi; il livello caotico potrebbe essere riferibile a depositi di frana lungo coste rocciose.

L'età, ricavata dal contenuto fossilifero di alcuni livelli argillosi, è riferibile al Pliocene medio *p.p.*, zona a *Globorotalia crassaformis* per la presenza del marker zonale e l'assenza di *G. puncticulata*.

3.1.1.2.2. - subsintema di Acerenza (TLV₂)

Il subsintema di Acerenza è formato da due litofacies e poggia sul subsintema sottostante per mezzo di una superficie non ben visibile, ma caratterizzata da una discordanza angolare, come si può osservare a est di località S. Andrea, nei pressi di Tricarico.

3.1.1.2.2.1. - litofacies arenaceo-sabbiosa (TLV_{2a})

Questa litofacies è rappresentata da areniti, areniti ibride *sensu* ZUFFA (1980) e, secondariamente, da calcareniti bioclastiche, con spessori variabili fino ad un massimo di circa 60 metri. La parte bassa di tale unità è rappresentata da pochi decimetri di conglomerati composti da clasti ben arrotondati (da pochi a 30 centimetri di diametro), e bioerosi da litodomi. Le areniti e areniti ibride che seguono sono organizzate in strati e banchi fino a 2 metri di spessore, e mostrano laminazioni piano-parallele e/o di tipo *hummocky*. La parte superiore dell'unità, spessa circa 20 metri (Fig. 14), è caratterizzata da clinoforni inclinati di circa 30°, e diretti verso S-SO, costituiti da una fitta alternanza di strati silicoclastici e carbonatici. Questi ultimi sono ricchi di macrofossili, sia interi che in frammenti (alghe rosse, lamellibranchi, briozoi, echinidi, *Balanus* sp.), e di foraminiferi bentonici (*Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Cibicides* sp., *Elphidium* sp., *Lenticulina* sp.). La bioturbazione, a luoghi intensa, è presente per tutto lo spessore della litofacies.

L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad ambienti di mare basso, ad elevata energia, localmente interessati da processi di amplificazione tidale (LONGHITANO *et alii*, 2007; SABATO *et alii*, 2007b; LONGHITANO *et alii*, 2008a; 2008b; 2010).



Fig. 14 - Parte alta della litofacies arenaceo-sabbiosa del sistema di Tolve nei pressi di Tricarico, caratterizzata da areniti ibride clinostratificate.

L'età è genericamente riferibile al Pliocene medio *p.p.*, in base ai rapporti stratigrafici che intercorrono con le unità sottostante e sovrastante.

3.1.1.2.2.2. - litofacies argilloso-siltosa (TLV_{2b})

Tale litofacies è rappresentata da argille siltoso-sabbiose di colore grigio piombo, cui si intercalano sottili livelli siltosi e strati arenacei, per uno spessore di circa 30 metri, ricavato anche in base a dati di perforazione (SABATO, 1984). L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad un ambiente di *shoreface*-transizione alla piattaforma (SABATO & MARINO, 1994).

Le argille sono ricche di foraminiferi, planctonici e bentonici, oltre che di nannoplancton, che hanno permesso di riferire la litofacies al Pliocene medio *p.p.* e superiore. Sulla base dei foraminiferi sono state riconosciute le zone ad *Anomalinoidea helicinus* e a *Bulimina marginata* per la presenza dei *marker* zionali e di altre forme tipiche di questi intervalli; le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate indicative della zona MNN16b-17, per la presenza di *Discoaster tamaris*, *D. asymmetricus*, *D. pentaradiatus*, *Pseudoemiliania lacunosa* e della zona MNN18, per la presenza di *D. brouweri* e l'assenza di altri *Discoaster*.

3.2. - UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA (P. Pieri, L. Sabato, M. Tropeano)

Nella porzione orientale del Foglio 471 "Irsina" affiora la parte alta della successione di riempimento della Fossa bradanica. A questa successione sono state qui attribuite due unità formazionali: le argille subappennine, cui si intercala un membro conglomeratico, e la sovrastante formazione di Monte San Marco, cui si intercalano sette lenti conglomeratiche.

È bene precisare che i depositi grossolani affioranti nelle porzioni sommitali delle piatte colline della Fossa bradanica venivano essenzialmente riferiti nei fogli geologici in scala 1:100.000 alla formazione delle Sabbie di Monte Marano passante verso l'alto alla formazione del Conglomerato di Irsina. Si tratta di due

formazioni che furono istituite negli anni '60 durante il rilevamento del Foglio 188 "Gravina in Puglia" (RICCHETTI, 1965; AZZAROLI *et alii*, 1968a) ed utilizzate anche nel rilevamento dei fogli limitrofi (187 "Melfi", 189 "Altamura", 200 "Tricarico", 201 "Matera") (Fig. 15).

Nell'ambito dei lavori per la realizzazione del presente foglio, ed in particolare nell'area dell'abitato di Irsina (area-tipo della formazione del Conglomerato di Irsina), è risultata inapplicabile la suddivisione formazionale proposta negli anni '60 nelle carte geologiche ufficiali relative all'area bradanica (SABATO *et alii*, 2004). Nell'area-tipo affiorano tre litosomi conglomeratici, geneticamente

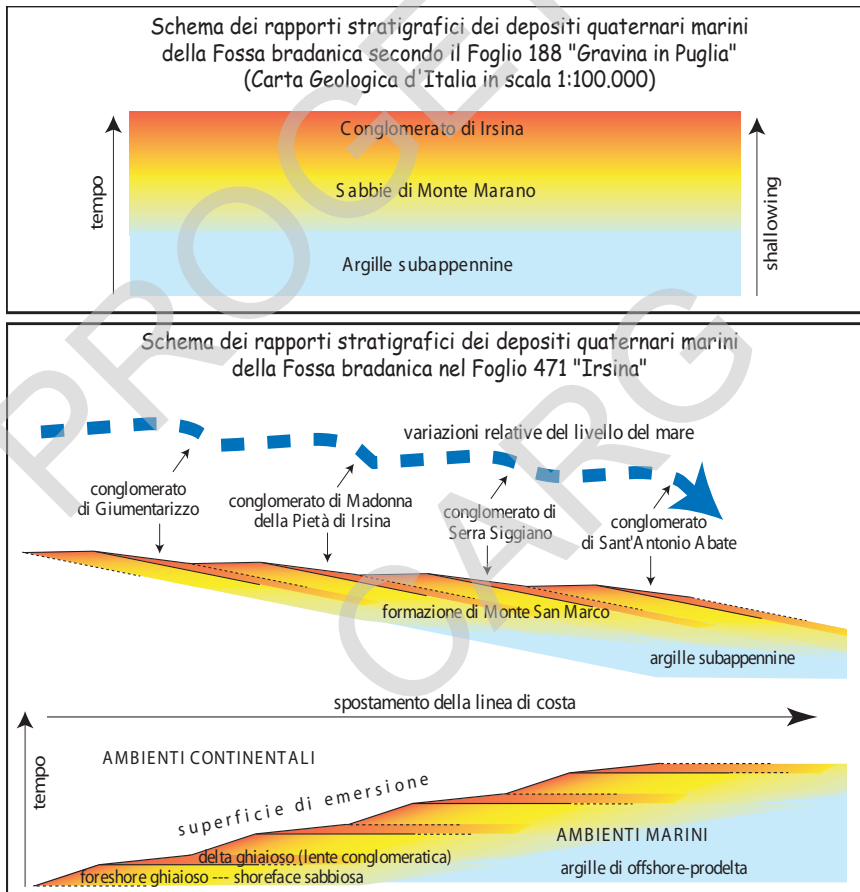


Fig. 15 - In alto, lo schema stratigrafico derivante dalla Carta Geologica d'Italia, Foglio 188 "Gravina in Puglia" (scala 1:100.000); in basso, schema stratigrafico derivante dai rilevamenti del Foglio 471 "Irsina" (scala 1:50.000) (da SABATO *et alii*, 2004, mod.).

non correlabili, che sono disposti geometricamente come segue (Fig. 23): il più basso stratigraficamente (ma più alto topograficamente) rappresenta facies prossimali ghiaiose di un sistema costiero prevalentemente sabbioso che si sviluppa in continuità su facies fini attribuibili alla formazione delle argille subappennine (il sistema prograda da NO verso SE); in contatto erosivo nella porzione meridionale della collina di Irsina (topograficamente più in basso rispetto alla sommità dei depositi conglomeratici precedenti) si rinviene un altro corpo conglomeratico, a geometria cuneiforme e caratterizzato da *foreset* ad alto angolo (un corpo deltzio), la cui prosecuzione verso bacino è troncata dall'attuale versante della collina; infine, sulle aree sommitali della collina di Irsina si rinviene a luoghi un ultimo litosoma conglomeratico a matrice sabbiosa rossastra che si sviluppa in netta erosione indifferentemente su entrambi i litosomi conglomeratici (un sistema fluviale ad ampi canali divaganti). Anche nelle altre aree del Foglio Irsina, dove nella letteratura geologica venivano individuate successioni tradizionalmente ascritte alle Sabbie di Monte Marano ed al Conglomerato di Irsina, la suddivisione formazionale tradizionale è risultata inapplicabile. In particolare si è rilevato che l'intera successione bradanica affiorante presenta più corpi conglomeratici cuneiformi (posti prevalentemente nella parte sommitale delle colline bradaniche) che si intercalano a diverse altezze stratigrafiche, con rapporto basale erosivo o comunque brusco, a successioni prevalentemente sabbiose che verso l'alto possono passare a facies conglomeratiche di modesto spessore. A luoghi, in erosione su tutto, si ritrovano depositi conglomeratici e/o sabbiosi rossastrati.

In conclusione, nell'area della sua istituzione, alla formazione del Conglomerato di Irsina erano stati attribuiti tutti i litosomi conglomeratici affioranti nella parte alta delle colline bradaniche, fossero essi: 1) porzioni conglomeratiche poco spesse della parte alta di successioni prevalentemente sabbiose di ambiente transizionale (in rapporto di continuità stratigrafica); 2) corpi conglomeratici cuneiformi intercalati durante la generale progradazione alle successioni sabbiose di ambiente transizionale (in rapporto prevalentemente brusco, e a luoghi erosivo); 3) corpi prevalentemente conglomeratici canalizzati di ambiente continentale (in rapporto erosivo su tutti i depositi precedenti).

Da quanto esposto è risultato necessario emendare la formazione del Conglomerato di Irsina (inapplicabile nella sua area-tipo nella forma istituita) e conseguentemente emendare anche la formazione delle Sabbie di Monte Marano. Quest'ultima proposta nasce dal fatto che tutti gli operatori sul territorio, esclusivamente in base ai dati della cartografia ufficiale, descrivono ovunque la successione bradanica come la sovrapposizione geometrica di una unità tabulare conglomeratica su una unità tabulare sabbiosa, con proliferazione di errori grossolani in fase di pianificazione territoriale e di analisi idrogeologiche. Si propone quindi di adottare la formazione di Monte San Marco descrivibile come una successione sabbiosa nella quale si intercalano lenti conglomeratiche (geometricamente rappresentate da corpi cuneiformi) (Fig. 15).

È indispensabile sottolineare che in netto rapporto di disconformità sulla formazione di Monte San Marco, poggiano differenti litosomi sabbiosi e/o conglomeratici di origine alluvionale. Questi, nella precedente cartografia in scala 1:100.000, poiché non riconosciuti come unità differenti dalle sottostanti, erano stati cartografati nell'ambito delle formazioni, qui emendate, che rappresentavano la porzione sommitale di riempimento della Fossa bradanica (Sabbie di Monte Marano, Sabbie dello Sturato, Argille Calcigne, Conglomerato di Irsina). I litosomi sabbiosi e/o conglomeratici di origine alluvionale qui riconosciuti vengono attribuiti a tre sintemi, non facenti parte della serie bradanica (sintema di Ponte dell'Acqua, sintema di Fosso Macello, sintema di Santa Maria d'Irsi - vedi capitolo 4).

3.2.1. - argille subappennine (ASP)

La formazione delle argille subappennine (AZZAROLI *et alii*, 1968b), corrispondente alle Argille azzurre di CANTELLI (1960) e RICCHETTI (1965; 1967), e alle Argille di Gravina di AZZAROLI *et alii* (1968a; 1968b) è stata istituita alla fine degli anni '60, a seguito dei lavori di aggiornamento della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (VALDUGA, 1973); nella Cartografia geologica ufficiale (Foglio 188 "Gravina in Puglia" AA. VV., 1966; Foglio 200 "Tricarico" AA. VV., 1968) la formazione è indicata con il termine di Argille di Gravina. Affiora per buona parte dell'area orientale del foglio che, si ricorda, è ubicata nella zona centrale della Fossa bradanica. Si tratta della parte affiorante (localmente spessa circa 400 metri) della porzione emipelagica post-torbiditica della successione di riempimento della Fossa bradanica che, in base a dati di profondità, raggiunge fino al substrato del bacino uno spessore di almeno 2.000 metri e possiede un'età compresa fra il Pliocene inferiore e l'Emiliano (BALDUZZI *et alii*, 1982a; CASNEDI *et alii*, 1982).

La formazione è rappresentata da argille siltose, silt argillosi e, a luoghi, da silt sabbiosi di colore grigio-azzurro, con intercalazioni sabbiose o, più raramente, conglomeratiche. L'assetto è sostanzialmente monoclinale con immersione prevalente degli strati verso NE e inclinazioni variabili da suborizzontali fino a un massimo di circa 10°-15°. Solo in corrispondenza di alcuni lineamenti tettonici si osserva un andamento differente, con immersioni a NO o verso i quadranti meridionali.

La formazione si presenta in strati di spessore variabile da pochi centimetri a oltre un metro; a luoghi si osservano strati gradati normalmente, spesso caratterizzati dalla presenza di strutture quali lamine piano-parallele o *ripple*. Frequentemente una diffusa bioturbazione caratterizza i depositi argillosi. Localmente si rinvengono superfici erosive evidenziate da resti vegetali, detrito bioclastico

o macrofossili interi, prevalentemente lamellibranchi e gasteropodi. Il contenuto microfaunistico è abbondante, essenzialmente rappresentato da foraminiferi bentonici e planctonici. I caratteri di facies ricavati sono riferibili ad ambienti di *offshore*-piattaforma distale, a luoghi interessati da eventi di tempesta.

In alcune aree, ad esempio quella di Irsina, i caratteri di facies della parte alta della successione suggeriscono ambienti di *offshore* passanti ad ambienti di *shoreface* (SABATO, 1996). In questo caso infatti la successione delle argille subappennine è caratterizzata da silt con laminazione parallela e *ripple*, ricchi di interstrati sabbiosi a base erosiva, con lamine piano-parallele o oblique tipo *wavy*, e con abbondanti lamellibranchi.

In base ai dati litostratigrafici e sedimentologici raccolti, e in accordo con quanto osservato da PESCATORE & SENATORE (1986) relativamente alle caratteristiche morfologiche dell'attuale area di sedimentazione dell'avanfossa sudappenninica (Golfo di Taranto), l'ambiente in cui si sedimentavano le argille subappennine è riferibile ad una rampa, cioè un pendio deposizionale (attualmente non più ampio di 15 chilometri) a debole inclinazione (attualmente di circa 1°) che collegava le aree a sedimentazione paralicca con le aree bacinali (TROPEANO *et alii*, 2002a).

Nella parte alta della formazione è intercalato un corpo conglomeratico deltizio: il conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁), spesso circa 1200 metri.

In base al contenuto microfossilifero, rappresentato da abbondanti foraminiferi e nannoplancton calcareo, la formazione delle argille subappennine risulta in quest'area avere un'età compresa fra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore. Le associazioni a foraminiferi hanno permesso di riconoscere, nelle parti basali, la zona a *Bulimina marginata*, per la presenza del *marker* zonale e l'assenza di *Globorotalia bononiensis* (Pliocene superiore *p.p.*), e la zona a *Hyalinea balthica* nelle parti sommitali (Pleistocene inferiore, Emiliano). Sulla base dei nannofossili calcarei, sono state individuate, dal basso verso l'alto, le biozone di RIO *et alii* (1990) del Pleistocene inferiore MNN19c (per la presenza di medium *Gephyrocapsa*, *P. lacunosa*, *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, post-estinzione di *C. macintyreii*, subpiano Santerniano), MNN19d (per la presenza di *large Gephyrocapsa*, subpiano Emiliano) e MNN19e (abbondanti *small Gephyrocapsa*, post-estinzione di *large Gephyrocapsa* e di *H. sellii*, subpiano Siciliano).

3.2.1.1. - conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁)

Questo membro corrisponde a parte del Conglomerato di Serra del Cedro di GAMBASSINI (1967), che attribui alla stessa unità formazionale sia il membro in oggetto, riconosciuto successivamente come un corpo deltizio intercalato alle argille subappennine da LOIACONO & SABATO (1987), sia un corpo di conoide

alluvionale, un'unità conglomeratica discordante sulle precedenti (LOIACONO & SABATO, 1987), e qui indicata come sintema di Ponte dell'Acqua (vedi sottoparagrafo 4.1.1.).

Lo spessore affiorante del conglomerato di Serra del Cedro è variabile fino a un massimo di circa 400 metri (Fig. 16), e si assottiglia rapidamente verso NE, raggiungendo spessori di poche decine di metri. Dati di profondità indicano che tale membro raggiunge spessori di circa 1200 metri (BALDUZZI *et alii*, 1982a).

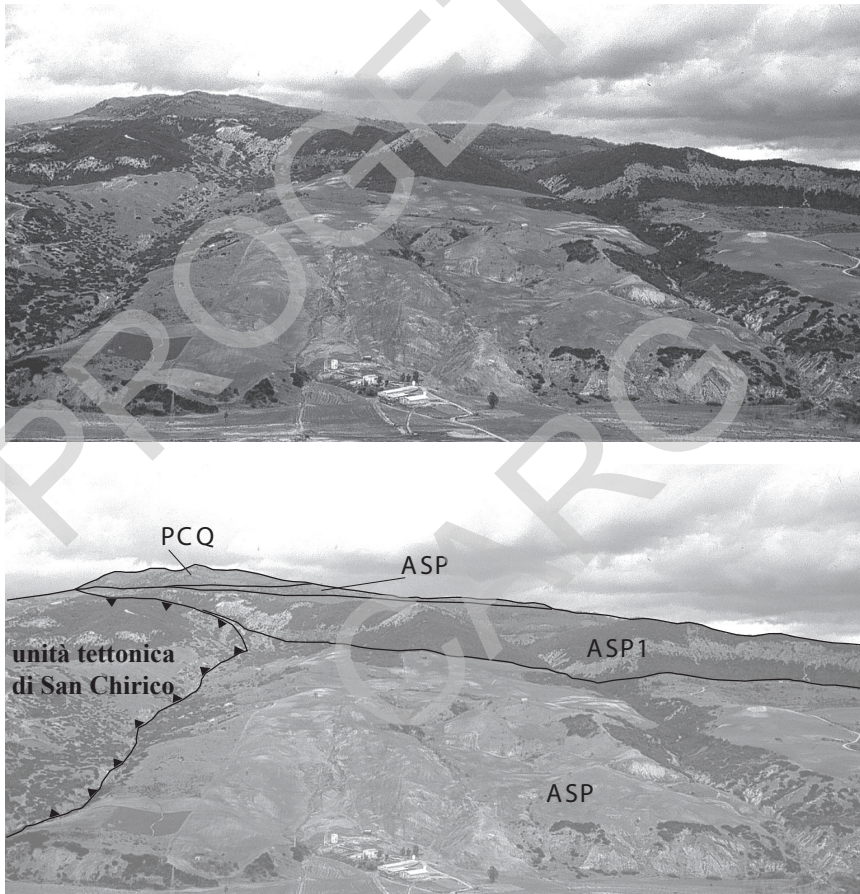


Fig. 16 - Veduta panoramica dei depositi dell'unità tettonica di San Chirico in contatto tettonico sia sui depositi della Fossa bradanica che sui conglomerati del sintema di Ponte dell'Acqua (PCQ), ben visibile nella parte alta della foto. In appoggio sulle argille subappennine (ASP) è visibile il conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁).

In base a quanto già osservato da SABATO (1984) e LOIACONO & SABATO (1987), il conglomerato di Serra del Cedro è costituito da conglomerati da moderatamente a ben cementati, a matrice microconglomeratica o sabbiosa, a cui si intercalano sabbie e sabbie argillose con geometrie a luoghi lentiformi. Lo spessore degli strati conglomeratici varia da pochi decimetri fino a raggiungere i 10 metri, come avviene in località Mass.ia Cataldo. All'interno possono presentarsi scarsamente organizzati, o mostrare gradazione diretta o inversa, o ancora mostrare strutture quali *foreset* a basso o ad alto angolo. In genere sono clasto-sostenuti, anche se non mancano casi in cui la matrice diviene molto abbondante. A luoghi, all'interno, si rinvencono resti di gusci di lamellibranchi. In alcuni casi si osservano superfici canalizzate, come in località V.ne Canal Dente. All'interno di tali depositi si possono spesso osservare fenomeni di rimobilizzazione (*slump scar* associati spesso a *backset*). I ciottoli, in genere ben arrotondati, hanno dimensioni molto variabili, da 4-5 centimetri fino a un massimo di 20 centimetri, e mostrano spesso chiare embriciature; la composizione è prevalentemente arenacea, in minor percentuale si osservano clasti carbonatici ed infine granitici. A luoghi i clasti presentano bioerosioni da litodomi.

Le intercalazioni sabbiose e/o sabbioso-argillose si presentano sia in strati continui, spessi alcune decine di centimetri, che in lenti. Si tratta di depositi massivi o laminati, a luoghi intensamente bioturbati e ricchi di resti vegetali. I livelli pelitici riscontrabili a più altezze fra i depositi conglomeratici sono in genere bioturbati e, da dati di letteratura (LOIACONO & SABATO, 1987), risultano essere ricchi di foraminiferi sia bentonici che planctonici.

Le indicazioni di paleocorrente, ricavate da assi di canale, *foreset* e embriciature, indicano provenienze dai settori occidentali.

I caratteri di facies del conglomerato di Serra del Cedro sono riferibili alla parte subacquea di un *fan delta*, come già riscontrato da SABATO (1984) e LOIACONO & SABATO (1987).

In base alle analisi relative ai depositi delle argille subappennine sottostanti (località Pianella) e sovrastanti (località Ponte dell'Acqua) il conglomerato di Serra del Cedro, questo risulta di età emiliana. Ciò è inoltre confermato dai risultati di analisi del contenuto microfaunistico delle intercalazioni argillose all'interno dell'unità (LOIACONO & SABATO, 1987).

3.2.2. - formazione di Monte San Marco (SBC)

La formazione di Monte San Marco (SBC), la cui istituzione era già stata proposta da SABATO (1996) con il nome di Sabbie e Conglomerati di Monte San Marco, è costituita prevalentemente da depositi sabbiosi e arenacei o sabbioso-conglomeratici di spessore variabile fino ad un massimo di circa 60 metri, che poggiano in contatto stratigrafico per alternanza sulle argille subappennine.

Vengono di seguito descritte due sezioni, entrambe composite, analizzate una nei pressi dell'abitato di Irsina e l'altra nei pressi dell'abitato di Grassano.

Nell'area di Irsina, nei pressi di località Monte San Marco, la formazione è costituita, dal basso verso l'alto, da alcuni metri di argille e argille siltose intensamente bioturbate, a cui seguono silt ben laminati che segnano il passaggio stratigrafico con la formazione sottostante. Al di sopra, per uno spessore di circa 25 metri, si rinvengono sabbie e arenarie fini con laminazioni piano-parallele, ondulate, da *ripple* o oblique a basso angolo (*hummocky*); spesso si osservano superfici erosive marcate da orizzonti di lamellibranchi; frequente è la bioturbazione, prevalentemente da echinidi. Seguono circa 15-20 metri di sabbie e arenarie che si alternano e mostrano al loro interno strutture tipo *hummocky* (Fig. 17), livelli argillosi bioturbati, superfici erosive. La parte alta della successione (spessa 15-20 metri) è rappresentata da sabbie grossolane, bioturbate, passanti verso l'alto a conglomerati in strati a gradazione inversa, oppure da conglomerati e sabbie, clinostratificati con angoli di circa 10° , che mostrano una direzione di propagazione da NO a SE. In generale la fauna, ricca nella parte bassa, è rappresentata da lamellibranchi. L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad un ambiente di piattaforma-transizione a *shoreface*, passanti verso l'alto ad un ambiente di avanspiaggia (Fig. 18) (SABATO, 1996).

Nell'area di Grassano, località Cinti, la sezione, rappresentativa della parte



Fig. 17 - Stratificazione gibbosa ritmica (*hummocky*) in sabbie di shoreface appartenenti alla formazione di Monte San Marco, in località Carpiniello.



Fig. 18 - Livelli di conglomerati ben selezionati, con ciottoli molto appiattiti e indicanti una prevalente immersione verso mare. Caratteri di avanspiaggia nella formazione di Monte San Marco, in località Monte San Marco.

bassa della formazione, si apre con circa 15 metri di arenarie fini e ben classate, organizzate in pacchi spessi alcuni decimetri, bioturbati (echinidi), che si alternano con strati arenacei caratterizzati da laminazione piano-parallela e obliqua a basso angolo. Raramente si osservano sottili strati conglomeratici e laminazione ad alto angolo. A differenti altezze stratigrafiche si osservano alcune lenti argillose, lateralmente continue per circa 1 metro. Questa porzione della sezione è relativa ad ambienti di *offshore*-transizione a *shoreface* inferiore. La successione prosegue per circa 10 metri con arenarie, in genere a grana media e bioturbate, organizzate in *set* di 10-20 centimetri costituiti da arenarie ciottolose e arenarie con strutture incrociate concave, legate a correnti lungo costa dirette N-S. Verso l'alto cunei conglomeratici si alternano a cunei arenacei, inclinati di 5°-6° e che si chiudono verso mare; nei cunei arenacei è visibile una laminazione piana obliqua. Questa porzione della successione può essere riferita ad ambienti di *shoreface* inferiore-transizione all'*offshore* (PIERI *et alii*, 2004).

L'età di tale formazione, e delle sette lenti conglomeratiche in essa comprese, viene riferita almeno al Pleistocene inferiore in quanto poggia in contatto stratigrafico sulle argille subappennine (vedi sottoparagrafo 3.2.1.).

La formazione di Monte San Marco è rappresentata regionalmente (perlomeno nell'ambito del Foglio "Irsina") da una serie progradante che si ringiovanisce da O-SO verso E-NE e che in ogni località mostra caratteri di *shallowing upward*. Localmente, quindi, le singole successioni osservabili sono progressivamente più alte stratigraficamente spostandosi nello stesso verso di progradazione; si verifica però che la parte alta delle stesse successioni (quindi non per successiva erosione) raggiunga quote progressivamente più basse spostandosi secondo progradazione. In accordo con TROPEANO *et alii* (2002a) questa caratteristica è attribuibile ad un contesto di sedimentazione con tendenza regressiva in un'area soggetta a relativo abbassamento del livello del mare (sollevamento tettonico).

In alcune delle aree di affioramento della formazione, in genere nella parte sommitale delle locali successioni, è stata riscontrata la presenza di litosomi conglomeratici, con spessori variabili fino a un massimo di 60 metri, non attribuibili alle facies conglomeratiche di spiaggia con cui localmente si chiudono i depositi della formazione di Monte San Marco. Si tratta di distinti corpi cuneiformi prevalentemente progradazionali, e geneticamente legati alla formazione di Monte San Marco, ma spesso con base erosiva che a luoghi raggiunge le argille subappennine (vedi conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina, comma 3.2.2.2., Fig. 21). I depositi appartenenti ai diversi litosomi sono attribuibili ad ambienti ghiaiosi deltizi, a luoghi passanti verso l'alto a depositi di tipo continentale, e presentano caratteri di *shallowing upward*.

Dal punto di vista geometrico, come detto, tali corpi conglomeratici deltizi occupano quasi sempre la porzione sommitale delle locali successioni sabbiose e, di conseguenza, dei rilievi collinari bradanici. Si è verificato però che la quota di appoggio dei corpi conglomeratici è sempre altimetricamente più bassa della quota raggiunta dall'unità sabbiosa affiorante frontalmente rispetto al corpo conglomeratico progradante. In pratica, localmente ed in alcuni intervalli di tempo, la progradazione delle successioni appartenenti alla formazione di Monte San Marco è dovuta alla formazione di delta ghiaiosi in appoggio erosivo sui depositi precedenti ma sigillati distalmente da successioni prevalentemente sabbiose quando terminavano o diminuivano gli apporti grossolani (facies sabbiose che in virtù del sollevamento bacinale in atto non potevano più raggiungere per quota le aree prossimali di sedimentazione ghiaiosa deltizia). Questo tipo di evoluzione progradazionale giustificherebbe anche la presenza di facies conglomeratiche non cartografabili all'interno della successione sabbiosa.

I sette litosomi conglomeratici riconosciuti nell'area rilevata, ed attribuiti ad altrettanti corpi deltizi, sono stati distinti in lenti indicate con doppia lettera a pedice da *ba* a *bg* (conglomerato di Giumentarizzo, conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina, conglomerato di Grassano, conglomerato di Masseria D'Amati,

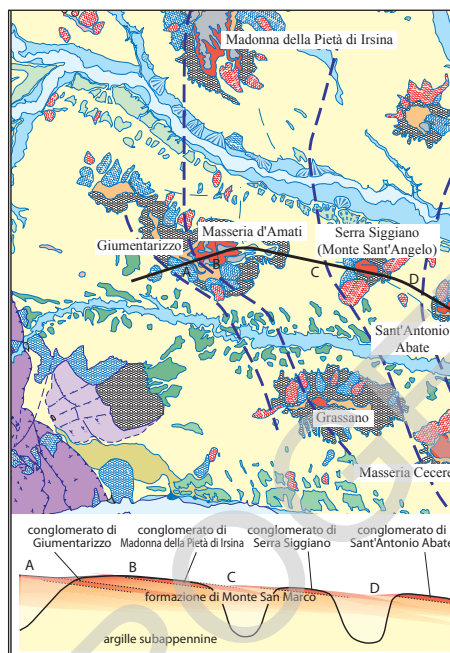


Fig. 19 - In alto: riproduzione schematica della porzione del Foglio 471 "Irsina" in cui ricade la formazione di Monte San Marco. Vengono riportati i nomi delle lenti conglomeratiche intercalate e la probabile posizione delle paleolinee di costa (linee tratteggiate A-D) cui le lenti (corpi deltizi cuneiformi) possono essere riferite. In basso: sezione schematica (vedi traccia nella figura in alto) dei rapporti stratigrafici riconosciuti nell'ambito della formazione di Monte San Marco.

conglomerato di Serra Siggiano, conglomerato di Masseria Cecere, conglomerato di Sant'Antonio Abate) e, seppur presenti localmente nella parte alta delle successioni, si intercalano, a varie altezze stratigrafiche, nell'ambito della formazione di Monte San Marco.

In base a criteri altimetrici e sequenziali, questi litosomi potrebbero essere riferiti a quattro fasi di stazionamento del livello del mare (A-D), ed essere correlati come segue: A: conglomerato di Giumentarizzo; B: conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina, conglomerato di Grassano, conglomerato di Masseria d'Amati; C: conglomerato di Serra Siggiano, conglomerato di Masseria Cecere; D: conglomerato di Sant'Antonio Abate (Fig. 19).

3.2.2.1. - conglomerato di Giumentarizzo (SBC_{ba})

Tale lente possiede uno spessore di almeno 8 metri, costituisce un corpo intercalato a facies sabbiose nella parte alta del versante della collina di Verrutoli, ed è rappresentata da depositi prevalentemente conglomeratici con rare intercalazioni arenacee, il cui contatto basale è brusco, ma di continuità, sulle facies sabbiose della formazione di Monte San Marco. Alla base, per circa un metro, la lente è caratterizzata da depositi conglomeratici con clasti arrotondati e subsferici del



Fig. 20 - Parte alta del conglomerato di Giumentarizzo; si osservi che superiormente passa a facies sabbiose di ambienti di piattaforma-transizione a shoreface (formazione di Monte San Marco).

diametro di 10-15 centimetri, cui segue un metro di alternanze decimetriche di arenarie e conglomerati. Seguono 6 metri di conglomerati a matrice sabbiosa, con rare lenti sabbiose, clinostratificati con *foreset* immergenti verso i quadranti sud-orientali (Fig. 20); localmente si osservano livelli con clasti di dimensioni di circa 30-40 centimetri, con fori di litodomi. In genere i conglomerati sono disorganizzati, localmente matrice-sostenuti, con clasti solo raramente appiattiti, e a luoghi subangolari.

I depositi del conglomerato di Giumentarizzo mostrano caratteri di facies riferibili ad un ambiente deltizio.

3.2.2.2. - conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina (SBC_{bb})

Tale lente caratterizzante la parte vecchia dell'abitato di Irsina, ha uno spessore massimo di circa 60 metri, ed è costituita da depositi prevalentemente conglomeratici, in contatto erosivo su facies sabbiose della formazione di Monte San Marco e localmente sulle argille subappennine (Fig. 21). Nell'ambito di tali depositi conglomeratici è possibile distinguere una unità *bottomset*, una *foreset* e una *topset*. L'unità *foreset* è formata da strati conglomeratici, e più raramente sabbiosi, clinostratificati; il suo spessore varia da pochi metri nelle aree prossimali a circa 50 metri nelle aree distali. I *foreset* mostrano una inclinazione variabile da circa 30° nelle aree prossimali, fino a raggiungere valori prossimi all'orizzontale nelle aree distali, poste verso SE, dove le superfici dei *foreset* diventano tangenziali, e

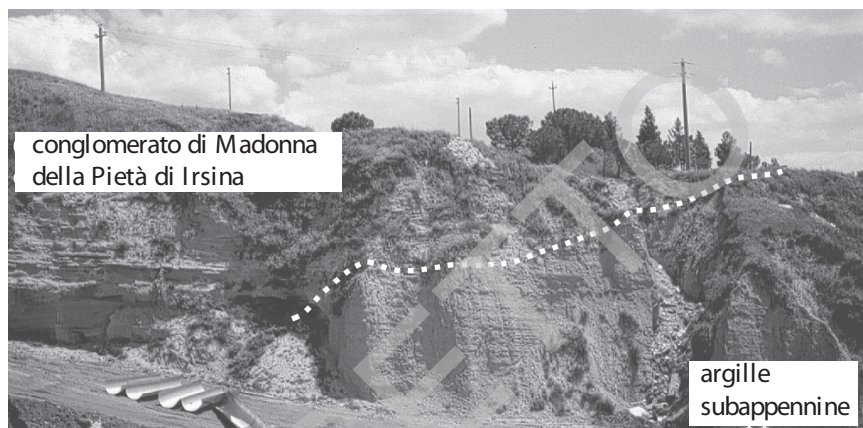


Fig. 21 - Conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina in appoggio erosivo (linea punteggiata) sulle argille subappennine nei dintorni dell'abitato di Irsina.

passano gradualmente all'unità *bottomset*. Le misure di paleocorrente, ricavate da direzioni di asse di canale, giaciture di ciottoli embriciati ed immersioni di *foreset*, indicano provenienze da N-NO. Come detto, distalmente gli strati *foreset* passano a strati *bottomset*, prevalentemente rappresentati da facies sabbiose,



Fig. 22 - Depositi del conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina in giacitura topset tagliano con geometria obliqua i sottostanti strati in foreset, nelle aree prossimali del deposito deltizio, subito a ovest di Irsina.

contenenti una microfauna essenzialmente rappresentata da *Elphidium advenum* (CUSHMAN), *Nonion depressulum* (WALKER & JACOB). L'unità *topset* ha spessore massimo di circa 10 metri ed è in contatto erosivo sull'unità *foreset* nelle aree prossimali (geometria obliqua), come si può osservare subito a ovest dell'abitato di Irsina (Fig. 22), mentre nelle aree distali passa gradualmente all'unità *foreset* (geometria sigmoidale). Gli strati del *topset* sono suborizzontali, e sono rappresentati da conglomerati ricchi di intercalazioni sabbiose. I clasti hanno dimensioni inferiori rispetto all'unità *foreset*, e mostrano una embriciatura verso mare ben sviluppata.

L'analisi di facies ha permesso di riferire il corpo prevalentemente conglomeratico affiorante nell'abitato di Irsina a un delta di tipo GILBERT (GILBERT, 1885), dominato dall'azione delle onde (MASSARI & PAREA, 1990; SABATO, 1996; 2003).

In accordo con SABATO (1996) e SABATO *et alii* (2004) i depositi appartenenti

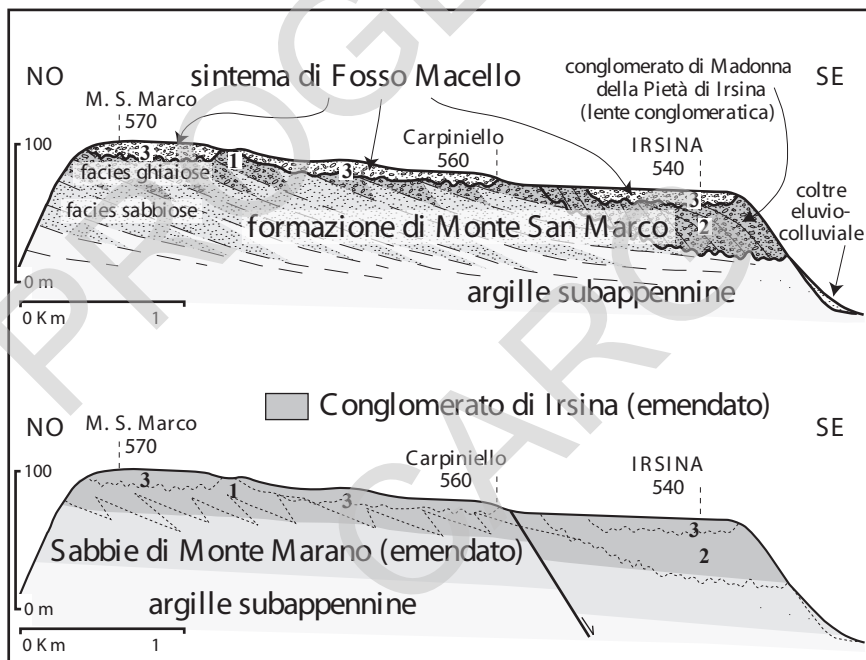


Fig. 23 - In alto: schema deposizionale dei depositi sommitali della Fossa bradanica affioranti a Irsina (da SABATO, 1996, mod.). In basso: schema deposizionale degli stessi depositi secondo quanto riportato nel Foglio 200 "Tricarico" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Si noti come i nuovi rilevamenti abbiano messo in luce che, localmente, tre differenti litosomi conglomeratici (1, 2, 3) fossero stati in precedenza accomunati nella formazione del Conglomerato di Irsina (qui emendata). Si noti inoltre la presenza della coltre eluvio-colluviale lungo il versante meridionale della collina di Irsina che, non distinta come tale nei vecchi rilevamenti, induceva a ritenere ribassata da una faglia diretta l'intera serie della Fossa bradanica.

a questa unità sono presenti esclusivamente nella zona meridionale dell'abitato di Irsina, a differenza di quanto sostenuto da MASSARI & PAREA (1990), che estendono i depositi deltizi anche alla zona settentrionale. In quest'ultima area affiorano invece i depositi di spiaggia ghiaiosa rappresentativi della porzione alta delle successioni prevalentemente sabbiose della formazione di Monte San Marco, nelle quali il corpo deltizio in oggetto è intercalato con contatto basale erosivo (Fig. 23).

3.2.2.3. - conglomerato di Grassano (SBC_{bc})

Nella parte vecchia dell'abitato di Grassano è possibile osservare un corpo conglomeratico cuneiforme che si intercala a facies prevalentemente sabbiose (Figg. 24, 25). Si tratta di un corpo conglomeratico spesso circa 12 metri, all'interno del quale si possono distinguere un'unità *bottomset*, una *foreset* ed una *topset* (Fig. 26). L'unità *foreset* è cuneiforme ed il suo spessore decresce da 5 metri a 2,5 metri spostandosi dalle aree prossimali a quelle distali. I *foreset* conglomeratici progradano verso nord-est e la loro inclinazione decresce verso il bacino, variando da 17° a 5° circa. L'unità *foreset* mostra verso l'alto una complessa geometria obliquo-sigmoi-

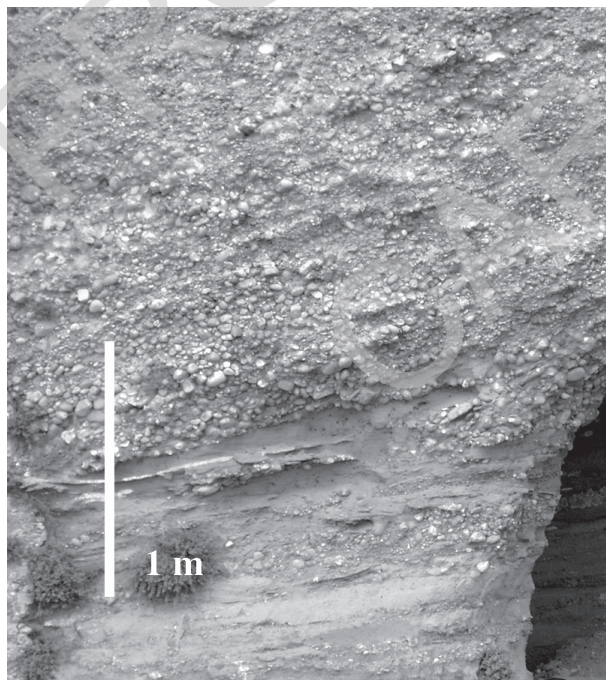


Fig. 24 - Parte bassa del conglomerato di Grassano in appoggio sulle facies sabbiose della formazione di Monte San Marco in località Cinti, a Grassano.

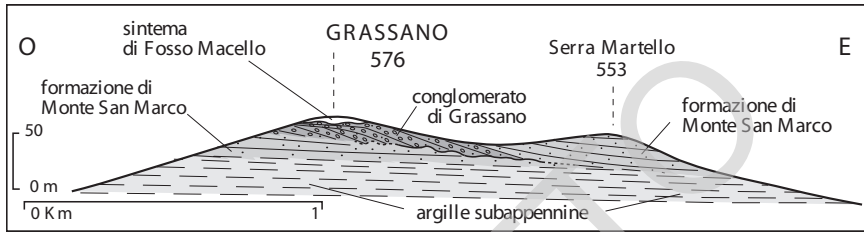


Fig. 25 - Schema deposizionale dei depositi sommitali della Fossa bradanica affioranti a Grassano (da TROPEANO et alii, 2002a, mod.).

dale, e passa gradualmente a quella *bottomset*, spesso circa 3 metri, formata da strati sabbiosi da debolmente inclinati a orizzontali, nei quali si osservano laminazioni concave, e nei quali si intercalano lenti conglomeratiche. Il contatto fra l'unità *foreset* e quella *topset* è messo in evidenza da una netta diminuzione della dimensione dei clasti, il cui diametro medio passa da 7-8 centimetri a 3-4 centimetri. L'unità *topset* è formata per i primi 2 metri circa da un conglomerato organizzato in strati orizzontali; l'embriciatura dei clasti indica paleoflussi diretti verso NE. I successivi 2 metri, che chiudono l'unità *topset*, sono composti da conglomerati molto ben selezionati, con ciottoli che mostrano embriciature verso mare, passanti a conglomerati matrice-sostenuti. In accordo con SABATO (2003), TROPEANO et alii (2002a) e PIERI et alii (2004), i caratteri di facies osservati permettono di attribuire il corpo conglomeratico ad un delta tipo GILBERT dominato dalle onde, passante verso l'alto ad ambienti di *shoreface* e *beachface* ed infine ad ambienti alluvionali; distalmente passa a facies sabbiose che lo ricoprono nella sua porzione più profonda.



Fig. 26 - Contatto foreset/topset visibile in località Cinti, a Grassano, nel conglomerato di Grassano.

3.2.2.4. - conglomerato di Masseria d'Amati (SBC_{bd})

Nei pressi di Masseria d'Amati, si osservano depositi conglomeratici che poggiano con un brusco contatto su facies sabbiose che presentano fitte laminazioni piano-parallele (Fig. 27) e strutture tipo *gutter* conglomeratiche; la lente conglomeratica affiora per uno spessore di circa 8-10 metri, ed è caratterizzata per i primi 2 metri da conglomerati in livelli di 40-50 centimetri con clasti arrotondati aventi dimensioni da pochi fino a 10 centimetri, a gradazione inversa, cui seguono livelli sabbiosi, a volte discontinui; raramente sono presenti clasti fuori misura, di 20-30 centimetri. I successivi 2 metri sono ricchi di intercalazioni sabbiose con lamine oblique a vario angolo, contenenti ciottoli con fori di litodomi. Negli ultimi 4 metri diminuiscono le intercalazioni sabbiose e i conglomerati diventano meno organizzati; la granulometria dei clasti aumenta, con medie di circa 6-8 centimetri, e diventano più frequenti quelli di circa 20 centimetri. Verso Valle Siggiano l'affioramento è discontinuo; si riconoscono facies conglomeratiche grossolane disorganizzate, con clasti di dimensioni superiori a quelle osservate nella sezione di Masseria d'Amati. Le facies descritte permettono di attribuire il corpo conglomeratico ad un sistema deltizio.



Fig. 27 - Appoggio brusco del conglomerato di Masseria D'Amati sulle facies sabbiose della formazione di Monte San Marco nei pressi di Masseria D'Amati.

3.2.2.5. - conglomerato di Serra Siggiano (SBC_{be})

In località Monte S. Angelo, nella porzione sommitale di una piccola collina isolata ed i cui versanti sono dominati da frane, si riconosce un corpo conglomeratico spesso circa 30 metri. Nella parte bassa si osservano livelli conglomeratici e livelli sabbiosi, entrambi di spessori decimetrici, che si alternano; le sabbie sono pulite e laminate, i conglomerati sono ben organizzati, con ciottoli appiattiti e di dimensioni in media di 7-8 centimetri. Nella parte alta aumentano i conglomerati, che diventano disorganizzati, con ciottoli prevalentemente subsferici, spesso di dimensioni di 20-30 centimetri, raramente di 50 centimetri. Le intercalazioni sabbiose, più rare rispetto alla parte inferiore, presentano strutture da *trough*. Nella parte superiore i conglomerati si presentano in *foreset*, con inclinazioni di circa 10°. I caratteri di facies permettono di riferire tali depositi ad un sistema deltizio.

3.2.2.6. - conglomerato di Masseria Cecere (SBC_{bf})

Si tratta di conglomerati in brusco contatto basale su facies sabbiose riferibili ad un delta dominato dalle onde che si ispessisce e si sviluppa verso est, in aree esterne al foglio. Lo spessore affiorante è localmente di circa 20 metri.

3.2.2.7. - conglomerato di Sant'Antonio Abate (SBC_{bg})

Tale lente affiora solo per una piccola parte nel Foglio "Irsina"; è rappresentata da un corpo conglomeratico cuneiforme, in contatto erosivo sulle facies sabbiose della formazione di Monte San Marco, con spessori variabili fino ad un massimo di 60 metri. Il corpo risulta clinostratificato con *foreset* inclinati fino a un massimo di circa 20°-25°. I *foreset* hanno spessore fino al massimo di 1 metro, possiedono gradazione diretta, e più raramente inversa. I clasti, prevalentemente a composizione arenacea, hanno dimensioni medie di 5-6 centimetri e massime di 20 centimetri, si presentano generalmente ben arrotondati, e spesso appiattiti, dando indicazioni di paleocorrenti dirette verso i quadranti orientali. Spesso sono presenti sabbie con ciottoli, in lenti o in livelli più continui. La matrice è sabbioso-microconglomeratica, e solo raramente è molto abbondante. L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad un ambiente deltizio che si sviluppa per la gran parte verso est, in aree esterne al foglio.

4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Nell'ambito dei depositi continentali quaternari rientrano sia quelli per cui non è più possibile risalire al bacino idrografico di appartenenza, sia quelli in cui la paleogeografia è chiara, ed infine quei depositi che risultano tuttora in evoluzione. Nel primo caso tali depositi sono stati indicati come “depositi alluvionali non attribuibili agli attuali bacini idrografici”, nel secondo caso come “depositi alluvionali distinti per bacino di pertinenza”, all'interno dei quali si sono individuati quattro supersintemi, e nel terzo caso come “unità non distinte in base al bacino di pertinenza”.

4.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI NON ATTRIBUIBILI AGLI ATTUALI BACINI IDROGRAFICI (*L. Sabato, M. Tropeano*)

Si tratta di depositi continentali conglomeratici e sabbiosi per i quali non è possibile risalire al bacino idrografico di appartenenza, e che giacciono in netta discordanza, per mezzo di una superficie di erosione, sui sottostanti depositi appartenenti all'Unità della Fossa bradanica. Sulla base del riconoscimento di superfici di disconformità, si sono distinti tre sintemi, dal più antico: sintema di Ponte dell'Acqua, sintema di Fosso Macello, sintema di Santa Maria d'Irsi.

In base a considerazioni di carattere regionale, ed in base a dati di letteratura (SABATO, 1996; PIERI *et alii*, 1997), l'età di tali depositi può essere riferita al Pleistocene inferiore-medio (?).

4.1.1. - *sintema di Ponte dell'Acqua (PCQ)*

Nel Foglio 200 “Tricarico” i depositi di tale sintema erano stati considerati da GAMBASSINI (1967) come facenti parte della formazione del conglomerato di Serra del Cedro. Tali depositi vengono invece qui distinti dalla formazione suddetta in quanto in contatto erosivo sia sul conglomerato di Serra del Cedro, così come definito in queste note (vedi 3.2.1.1), che sulla formazione delle argille subappennine (Fig. 16). Si tratta di depositi conglomeratici grossolani poligenici, solo a luoghi sabbiosi, spessi fino a un massimo di circa 150 metri, disorganizzati, in strati e banchi di spessore metrico, con clasti prevalentemente arrotondati e con diametri variabili fino ad un massimo di 50 centimetri. La matrice è di tipo sabbioso-terrosa, di colore rossastro. Spesso si rinvengono associati livelli argillosi massivi. L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad un ambiente di conoide alluvionale (SABATO, 1984; LOIACONO & SABATO, 1987).

4.1.2. - *sintema di Fosso Macello (SFM)*

Si tratta di depositi sabbiosi fini e/o ghiaiosi, ricchi di matrice terroso-argillosa rosso-bruna e di livelli carboniosi e croste manganesifere. Sono estremamente discontinui e poggianti in discordanza sui depositi sabbioso-conglomeratici dell'Unità della Fossa bradanica (formazione di Monte San Marco, e lenti conglomeratiche associate), lungo superfici di erosione molto irregolari (Fig. 28) e frequentemente a base canalizzata. A luoghi i depositi ghiaiosi si presentano clinostratificati a basso angolo, o mostrano canali di larghezza di poco superiore al metro; i ciottoli hanno diametri variabili da 1 a 10 centimetri, e se embriciati indicano paleoflussi da N. Lo spessore di tali depositi è variabile da luogo a luogo, da pochi decimetri fino a oltre 10 metri. In accordo con SABATO (1996), i caratteri di facies sono riferibili ad ambienti continentali di tipo alluvionale o retrodunale.



Fig. 28 - Deposito sabbioso e/o ghiaioso-conglomeratico arrossato in facies alluvionale appartenente al sintema di Fosso Macello, in contatto discordante erosivo sui sottostanti depositi deltizi del conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina, affiorante nei pressi dell'abitato di Irsina.

4.1.3. - *sintema di Santa Maria d'Irsi (SMS)*

Si tratta di depositi conglomeratici o sabbioso-terrosi, frequentemente disorganizzati, con uno spessore variabile fino a un massimo di circa 10 metri. Tali depositi si rinvencono in lembi di varia dimensione, poggiano in erosione sia sulle argille subappennine, sia sulla formazione di Monte San Marco e sia sul sintema di Ponte dell'Acqua, e sono posti a quote elevate rispetto all'attuale livello di base dei corsi d'acqua presenti nell'area del Foglio Irsina, spesso in posizione di spartiacque, e sono riferibili a parziale riempimento di paleoincisioni. L'ambiente è di tipo continentale.

4.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI DISTINTI PER BACINO DI PERTINENZA (F. Boenzi, M. Lazzari)

Nell'area del Foglio 471 "Irsina", sui fianchi dei principali corsi d'acqua, in particolare del Fiume Bradano e dei suoi affluenti, quali il Torrente Bilioso ed il Torrente Basentello, nonché del Fiume Basento, affiorano, a quote diverse, depositi alluvionali terrazzati. Lo studio di questi sedimenti, soprattutto dal punto di vista cronostratigrafico, è difficile da fare, innanzitutto perché si tratta di lembi residui e poi perché per avere precisi elementi di correlazione, da un lato si dovrebbero condurre ricerche circostanziate sui singoli affioramenti, e dall'altro si dovrebbero prendere in esame i bacini idrografici nel loro insieme a scala regionale.

Comunque i sedimenti alluvionali sono stati suddivisi in quattro supersintemi rispettivamente del Bradano, del Basento, del Bilioso e del Basentello.

Tale distinzione si è resa necessaria perché, in pratica, ogni bacino presenta peculiarità morfologiche differenti che non permettono una precisa correlazione. Ad esempio i depositi alluvionali dei torrenti Bilioso e Basentello avrebbero dovuto essere correlati con quelli del Bradano, di cui i detti torrenti sono affluenti, ma la loro posizione altimetrica nonché la mancanza di indicazioni cronologiche non lo hanno reso possibile.

I depositi alluvionali ubicati, come si è detto, a varie quote sui versanti delle valli, per le loro caratteristiche stratigrafiche e geomorfologiche possono essere riferiti a più sintemi. Questi verranno descritti, bacino per bacino, a cominciare da quelli più antichi.

I dati raccolti per collocare cronologicamente i sedimenti alluvionali sono piuttosto scarsi e riguardano soprattutto la valle del Fiume Basento. In particolare le indicazioni si ricavano dalla presenza di manufatti litici riferibili al Paleolitico inferiore-medio (BOENZI *et alii*, 1978), che permettono, in linea generale, di attribuire i depositi alla parte alta del Pleistocene medio. In particolare tali manufatti sono stati rinvenuti nei depositi appartenenti al sistema di Piano Focaccia-Masseria Orlandi. Ciò ha permesso di fornire per il supersistema individuato nel bacino idrografico di questo corso d'acqua una suddivisione cronologica sia pur generale dei sintemi che lo compongono. Per i supersintemi dei bacini idrografici degli altri corsi d'acqua, a causa della mancanza di dati, ciò non è stato possibile e pertanto l'età riportata riguarda solamente il supersistema e non i vari sintemi.

4.2.1. - *supersistema del Fiume Basento (BT)*

La descrizione viene fatta a cominciare dal bacino del Fiume Basento perché sotto molti aspetti in questo bacino gli affioramenti sono meglio conservati. Tale descrizione inizia dai depositi posti a quote più elevate e prosegue verso quelli più bassi. Ciascuno di questi depositi costituisce un sistema nel quale è ben individuabile una superficie di erosione basale.

4.2.1.1. - sintema di Serravuzzo (RVZ)

I depositi che costituiscono tale sintema affiorano in lembi tra i 370 ed i 390 metri s.l.m. ed il loro spessore medio è di circa 10 metri. Nel complesso i sedimenti sono soprattutto conglomeratico-sabbiosi, tuttavia possono essere distinti due termini, quello inferiore di natura prevalentemente conglomeratica con caratteri di piana *braided* e quello superiore rappresentato da un'alternanza di sabbie e silti cui si intercalano lenti conglomeratiche. Pleistocene medio *p.p.* (parte bassa?).

4.2.1.2. - sintema di Piano Focaccia-Masseria Orlandi (PFC)

Il sintema è costituito da depositi alluvionali, presenti tra i 330 ed i 340 metri s.l.m., rappresentati dal basso verso l'alto dalla seguente successione: conglomerati debolmente cementati, alternanza di lembi conglomeratico-sabbiosi, sabbie e sabbie argillose. La successione descritta indicherebbe un passaggio da un ambiente di tipo *braided* ad uno di piana di esondazione. Lo spessore complessivo dei depositi è di circa 10 metri. In questi depositi, come detto in precedenza sono stati rinvenuti manufatti litici che hanno consentito di avere una generale indicazione cronologica.

Va rilevato che questi sedimenti sono a luoghi intagliati da una superficie di erosione che forma un terrazzo inciso. Pleistocene medio *p.p.* (parte alta?).

4.2.1.3. - sintema di Masseria Decuzzi (MDZ)

L'unità affiora fra i 260 e i 320 m d'altitudine, e lo spessore dei sedimenti è di circa 7-8 metri. Dal basso verso l'alto si osservano conglomerati eterometrici, che costituiscono il termine più rappresentativo, cui seguono sabbie e sabbie siltose, fra le quali s'intercalano sottili letti conglomeratici; anche in questo caso i caratteri sedimentari del sintema sembrerebbero evolversi da piana di tipo *braided* a piana di esondazione. Pleistocene superiore *p.p.* (parte bassa?).

4.2.1.4. - sintema di Masseria Linzalata (SLZ)

È costituito da un deposito sabbioso-conglomeratico con caratteri deposizionali riconducibili ad un ambiente di tipo *braided* affiorante in lembi poco estesi tra i 202 ed i 318 metri di quota, con uno spessore medio di 2-3 metri. Pleistocene superiore *p.p.* (parte alta?).

4.2.2. - *supersintema del Fiume Bradano (BD)*

Nel supersintema del Fiume Bradano ricadono i depositi ascrivibili a quattro ordini di terrazzi (riferibili ad altrettanti sintemi, delimitati in basso da superfici di erosione suborizzontali). Il Fiume Bradano attraversa l'area del foglio da nord-ovest verso sud-est. Fra gli affluenti presenti in carta, i più importanti sono il Torrente Bilioso e la Fiumara di Tolve in destra orografica, e il Torrente Basentello e il Torrente Percopò in sinistra orografica. Poiché il bacino idrografico di alcuni affluenti in destra orografica del Fiume Bradano ricade in gran parte su un'area del fronte della catena appenninica, l'alveo di questi corsi d'acqua presenta una significativa pendenza. Tale caratteristica si riflette anche sull'altimetria dei depositi terrazzati, per cui ad uno stesso ordine (sintema) vengono attribuiti lembi di terrazzo che dai versanti degli affluenti posti in area di catena fino ai versanti dell'asta principale si trovano a quote notevolmente diverse. L'età del supersintema è riferibile, nel complesso, al Pleistocene medio-superiore.

4.2.2.1. - sintema di Masseria Becce (MBC)

Si tratta di depositi conglomeratico-sabbiosi in lembi isolati e fortemente elaborati da interventi antropici, posti tra le quote 390 e 469 metri s.l.m. Lo spessore valutabile è di circa 10 metri. A causa della scarsa qualità degli affioramenti non è stato possibile rilevare sufficienti elementi sedimentari per l'indicazione dei paleoambienti.

4.2.2.2. - sintema di Piani La Colonna (PLC)

Tale sintema si rinviene da quota 315 a quota 380 metri s.l.m., e ad esso vengono attribuiti sia depositi fluviali riferibili a piane *braided* che depositi di conoide alluvionale, quasi tutti subaffioranti e frequentemente antropizzati e con spessori massimi osservabili di circa 10 metri. Si tratta prevalentemente di depositi conglomeratici e conglomeratico-sabbiosi nelle aree più elevate, e di depositi sabbioso-conglomeratici e siltoso-sabbiosi nelle aree meno elevate.

4.2.2.3. - sintema di Torre d'Oppido (TPD)

Tale sintema si rinviene da quota 265 a quota 443 metri s.l.m. Anche in questo caso al sintema vengono riferiti sia depositi fluviali attribuibili a piane *braided*, che depositi di conoide alluvionale. Questi depositi, significativamente antropiz-

zati per motivi agricoli, presentano spessori massimi residui non superiori a 15 metri. Si riconoscono depositi da conglomeratici e conglomeratico-sabbiosi a sabbioso-conglomeratici e siltoso-sabbiosi.

4.2.2.4. - sintema di Pezza Chiarella (**PZC**)

Tale sintema si rinviene da quota 218 a quota 384 metri s.l.m., e presenta ampi lembi di depositi di conoide alluvionale in corrispondenza della confluenza della Fiumara di Tolve con l'asta principale del Fiume Bradano e della confluenza del Fosso San Chirico con il Fosso Canapile. Un affioramento nei pressi di Masseria Pelosa ha permesso di riconoscere facies attribuibili ad una piana *braided* (depositi di barra, di riempimento di canale e di piana esondabile). Si tratta di depositi sabbioso-conglomeratici e conglomeratici, aventi uno spessore di circa 10 metri.

4.2.3. - *supersintema del Torrente Bilioso* (**BL**)

Nel supersintema del Torrente Bilioso ricadono i depositi ascrivibili a due ordini di terrazzi riferibili ad altrettanti sintemi: sintema di Masseria Casaligno (**MCG**) (da quota 280 a quota 430 m s.l.m.), sintema di Masseria Monteleone (**NTL**) (da quota 240 a quota 400 m s.l.m.). I sintemi sono rappresentati da un'alternanza di conglomerati e sabbie disposti in lenti e letti. Lo spessore è dell'ordine di qualche metro ed in generale sembrano potersi interpretare come depositi di corsi d'acqua di tipo *braided* o di conoidi. Pleistocene medio-superiore.

4.2.4 - *supersintema del Torrente Basentello* (**BS**)

Nel supersintema del Torrente Basentello ricadono i depositi ascrivibili a tre ordini di terrazzi riferibili ad altrettanti sintemi: sintema di Masseria Capolazzo (**MCL**) (da quota 245 a quota 260 m s.l.m.), sintema di Capolazzo (**CPZ**) (da quota 225 a quota 235 m s.l.m.), sintema di Mass. Mangiariddo (**MID**) (da quota 205 a quota 220 m s.l.m.).

Le caratteristiche dei depositi appartenenti a tali sintemi sono sostanzialmente simili: si tratta di depositi prevalentemente conglomeratici a luoghi ricchi di matrice terrosa e con frequenti intercalazioni siltoso-sabbiose. Si tratta di depositi di conoidi o di tipo *braided*. Lo spessore è dell'ordine di pochi metri. Pleistocene medio-superiore.

4.2.5. - *Cenni sull'età e sulla genesi*

Punto di partenza per datare i sedimenti alluvionali terrazzati, che sono stati raggruppati nei su descritti supersintemi, possono essere considerate le unità sabbioso-conglomeratiche che seguono stratigraficamente verso l'alto le argille subappennine e costituiscono la parte sommitale dei rilievi collinari dell'area della Fossa bradanica che ricade nel Foglio Irsina. Poiché tali unità sono riferibili al Pleistocene inferiore-medio è logico supporre che i depositi alluvionali dovrebbero essersi formati dopo e quindi tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore. Comunque, indicazioni sull'età di questi sedimenti si ricavano, fra l'altro, dalla bibliografia esistente (PICCARRETA & RICCHETTI, 1970; NEBOIT, 1975; 1980; BOENZI *et alii*, 1978)

In particolare NEBOIT (*opp. citt.*) è dell'opinione che l'accumulo dei depositi in questione possa essersi prodotto durante periodi interglaciali pleistocenici, mentre BOENZI *et alii* (1978), che hanno studiato in particolare i terrazzi del Basento, sulla base di osservazioni sedimentologiche e di ritrovamenti di alcuni manufatti litici paleolitici, ritengono, come si è accennato, che i depositi alluvionali costituenti i terrazzi possano essersi formati soprattutto in periodi freddi del Pleistocene medio e superiore.

Comunque al di là di queste indicazioni è chiaro che per avere dati cronologici precisi sarebbero necessarie circostanziate datazioni assolute, che purtroppo non è stato possibile effettuare poiché ciò avrebbe richiesto una ricerca specifica ed un attento studio morfologico inquadrato nell'ambito dell'evoluzione quaternaria dell'area.

Nel complesso, le caratteristiche stratigrafiche osservate in questi sedimenti alluvionali mostrano che la loro evoluzione sedimentaria è stata complessa ed è stata condizionata da variazioni di portata dei corsi d'acqua e da fenomeni di intensa erosione dei versanti, connessi certamente a cause climatiche e tettoniche.

Per quanto riguarda le cause che hanno prodotto l'incisione di questi depositi alluvionali pleistocenici e quindi la formazione dei terrazzi, sembra che il fattore determinante sia stato quello tettonico ed in particolare il sollevamento dell'area. A questo proposito va rilevato che data la rapidità del sollevamento possono essersi verificati, nell'ambito di intervalli di tempo abbastanza ridotti, più episodi di accumulo e di incisione dei depositi alluvionali in questione. In altri termini ogni sistema si può essere formato in un periodo ristretto e quindi è difficile stabilire la sua precisa collocazione cronologica.

4.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA (F. Boenzi)

Appartengono a queste unità i depositi continentali ancora in fase di evoluzione e trasformazione geomorfologica, che per la loro posizione non possono essere collocati bacino per bacino. Nello specifico si tratta di accumuli di frana, dei depositi detritici e colluviali e dei sedimenti alluvionali attuali e recenti. Questi ultimi, per la loro importanza morfogenetica, vengono descritti più nei particolari, qui di seguito.

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

Si tratta di prodotti e depositi siltoso-argillosi e sabbioso-limosi di colore rossastro, con intercalazioni ghiaiose, di spessore variabile da poche decine di centimetri ad alcuni metri. Si rinvergono spesso intorno ai rilievi sabbioso-conglomeratici della Fossa bradanica, e ricoprono spesso depositi di frana. L'età è riferita al Pleistocene superiore.

4.3.2. - *Deposito alluvionale (b_a) e Deposito alluvionale recente (b_b)*

Nei fondovalle dei corsi d'acqua menzionati affiorano diffusamente sedimenti alluvionali olocenici attuali e recenti, questi ultimi incisi e terrazzati. I sedimenti recenti sono prevalentemente riferibili, come si accennerà, ad epoche storiche. Questa scelta è stata suggerita prima di tutto perché essi, per età e per genesi, sono accomunabili fra loro, e poi perché ancora oggi sono soggetti a processi di evoluzione e trasformazione morfologica.

In generale tali sedimenti, il cui spessore arriva fino ad un massimo di 10 metri, sono costituiti da conglomerati con lenti sabbioso-limose o da sabbie con ghiaie (b_a) e da sabbie e da sabbie e silt a cui possono intercalarsi lenti e livelli conglomeratici (b_b). Circa l'età di questi depositi studi condotti in aree limitrofe (NEBOIT, 1980, 1983; BRÜCKNER, 1983) basati su datazioni assolute e reperti archeologici, hanno stabilito che essi possono essersi formati soprattutto tra l'VIII secolo a.C. ed il III secolo d.C.

In particolare, secondo gli autori menzionati la formazione dei sedimenti in questione sarebbe stata innescata soprattutto dall'attività antropica. In particolare i disboscamenti operati dai Greci prima e dai Romani dopo, avrebbero favorito estesi fenomeni di erosione sui versanti argillosi ed il conseguente accumulo nei fondovalle.

L'incisione ed il terrazzamento di questi depositi secondo NEBOIT (2003) po-

trebbero essere legati soprattutto ad un cambiamento di portata dei corsi d'acqua, dovuto a cause climatiche che avrebbero favorito l'erosione lineare e quindi l'approfondimento dei corsi d'acqua nei loro alvei.

Il problema è difficile da risolvere; le osservazioni condotte nell'area esaminata e inquadrata nel contesto geologico regionale inducono a ritenere che anche le cause tettoniche siano state importanti. In particolare il sollevamento dell'area ha dovuto avere notevole influenza sui processi erosivi e sull'approfondimento dei corsi d'acqua, come del resto era avvenuto nel Pleistocene medio e superiore quando si erano formati i terrazzi più antichi.

Nel complesso comunque gli alvei sono tuttora in fase di evoluzione e trasformazione.

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

Si tratta di terreni caotici antichi costituiti da litotipi eterogenei ed eterometrici (da granuli a blocchi), inglobati in matrice argilloso-sabbiosa, a luoghi pedogenizzati ed interessati da fenomeni di erosione. Attualmente stabilizzato. L'età è riferita al Pleistocene superiore-Olocene.

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

Si tratta di terreni caotici costituiti da litotipi eterogenei ed eterometrici (da granuli a blocchi), inglobati in matrice argilloso-sabbiosa. L'età è riferita all'Olocene.

4.3.5. - *Deposito di versante (a)*

Si tratta di terreni eterometrici costituiti da clasti grossolani e blocchi a spigoli vivi, a luoghi cementati, immersi in una matrice sabbioso-limosa che localmente assumono un colore rossastro; lo spessore è di pochi metri. L'età è riferita all'Olocene.

PROGETTO
CARG

V - CARATTERI STRUTTURALI

(S. Gallicchio, P. Pieri, G. Vitale)

In questo capitolo vengono descritte le principali strutture tettoniche, anche con evidenze di sinsedimentarietà, riconosciute sia dagli affioramenti sia da dati di sottosuolo.

L'area del Foglio 471 "Irsina" ricade lungo il bordo esterno dell'orogene appenninico a cavallo fra il dominio di catena e quello di avanfossa.

Il dominio di catena presenta un assetto strutturale particolarmente complesso legato a tettonica polifasica miocenico-quadernaria; in linea generale può essere descritto come un sistema di *thrust* e pieghe adriatico-vergenti di età neogenico-quadernaria, complicato da strutture trascorrenti e distensive plio-pleistoceniche (dirette sia in direzione appenninica che antiappenninica).

Nell'ambito di tale settore sono state distinte due unità tettoniche geometricamente sovrapposte. L'unità più interna, in posizione geometrica superiore, è rappresentata dall'unità tettonica di Vaglio di Basilicata; l'unità più esterna, geometricamente sottostante, è rappresentata dall'unità tettonica di San Chirico. Il limite tra le due unità è rappresentato da un fronte di sovrascorrimento di importanza regionale non più antico del Pliocene superiore (*thrust* di S. Antonio Abate-M. Cupolicchio, SAMC in Fig. 2), correlabile con la struttura denominata *Stigliano ramp* da PATACCA & SCANDONE (2001).

Il settore di catena, inoltre, è dislocato trasversalmente da più faglie dirette e/o transtensive, prevalentemente con componente trascorrente destra, che si sviluppano in direzione SO-NE; da sud verso nord si individuano tre strutture principali che sono state così indicate: a) faglia Tricarico-Serra del Cedro, TRCD; b) faglia Monte Cupolicchio-San Chirico, CUSC; c) faglia Tolve-Monte Strombone, TOST (Fig. 2).

Il dominio di avanfossa comprende parte del settore centro-occidentale della Fossa bradanica e presenta un generale assetto tabulare, ovvero monoclinico con inclinazioni massime di pochi gradi (in genere verso NE). Solo localmente si osservano faglie subverticali.

Nell'area del Foglio "Irsina" il contatto tra il dominio di catena e il dominio di avanfossa si osserva, in affioramento, in corrispondenza del *thrust* Oppido Lucano-Tricarico, OLTR (Fig. 2), che attraversa tutta l'area del foglio in direzione NO-SE. In realtà il bordo appenninico affiorante non coincide con il fronte della catena (*leading edge*), quest'ultimo infatti è sepolto al di sotto dei depositi argilloso-sabbiosi quaternari della Fossa bradanica.

I dati di sottosuolo, inoltre, hanno permesso di riconoscere che la distanza tra il fronte appenninico affiorante e quello sepolto è di circa 6 Km a nord (all'altezza di Oppido Lucano), mentre tende a ridursi progressivamente verso sud dove, poco a nord di Serra del Cedro, il fronte esposto corrisponde al *leading edge*. Infine, esclusivamente in base ai dati di profondità (sondaggi e profili sismici, CARISSIMO *et alii*, 1962; SELLA *et alii*, 1988), è noto che, nell'area in oggetto, la porzione di catena affiorante è sovrapposta in corrispondenza di una superficie di scollamento di importanza regionale sui depositi del Plio-Pleistocene al tetto della successione carbonatica apula sepolta.

1. - CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ TETTONICA DI VAGLIO DI BASILICATA

L'unità tettonica di Vaglio di Basilicata è costituita da depositi cretacico-miocenici di margine passivo appartenenti al Bacino Lagonegrese *sensu* MOSTARDINI & MERLINI (1986) e PESCATORE (1988); da un punto di vista litostratigrafico questa unità tettonica è costituita dalle seguenti formazioni: a) Flysch Galestrino; b) Flysch Rosso; c) flysch numidico.

L'elemento strutturale più antico dell'unità tettonica di Vaglio di Basilicata è rappresentato da una struttura compressiva medio-miocenica che ha causato la sovrapposizione tettonica di unità argillitiche essenzialmente cretacico-paleogene (?) (Flysch Galestrino e membro diasprigno del Flysch Rosso) sul flysch numidico. Tale struttura si riconosce ad ovest di due elementi morfostrutturali ben evidenti nel foglio in oggetto: l'alto di M. Cupolicchio-M. Vitale (a sud) e l'allineamento S. Antonio Abate-Tuppo di Maggio (a nord). Nella zona meridionale la sovrapposizione tettonica si osserva in corrispondenza di un piano con geometria tipo *flat*, nella zona settentrionale si osserva in corrispondenza di un piano con geometria tipo *ramp*.

Oltre a quello già descritto, gli elementi tettonici più evidenti che interessano questa unità sono rappresentati senza dubbio dal *breaching* medio-pliocenico

del *thrust* di S. Antonio Abate-M. Cupolicchio (SAMC in Fig. 2) che si sviluppa in direzione appenninica e che delimita a letto la stessa unità tettonica, e da una faglia ad alto angolo indicata come faglia di Monte Cupolicchio-San Chirico (CUSC in Fig. 2) che si sviluppa in direzione antiappenninica tagliando trasversalmente l'unità tettonica in questione. La struttura del *thrust* si sviluppa in direzione appenninica e con vergenza a nord-est, dalla località Sant'Antonio Abate fino all'area di Calanche, passando a nord-est dell'abitato di Albano di Lucania; questa sovrappone l'unità tettonica di Vaglio di Basilicata sull'unità tettonica di San Chirico in corrispondenza di unità stratigrafiche del Pliocene medio-superiore, che presentano una struttura plicativa riconducibile alla sinclinale di letto del *thrust* su descritto.

La faglia Monte Cupolicchio-San Chirico suddivide l'unità tettonica in oggetto in due settori: un settore ribassato a nord (zona S. Antonio Abate-Tuppo di Maggio) ed uno rialzato a sud (Dorsale M. Cupolicchio-M. Vitale). La dislocazione del fronte dell'unità tettonica di Vaglio di Basilicata, provocata dalla struttura in oggetto, indica chiaramente che si tratta di una struttura transtensiva con una importante componente trascorrente destra.

Nel settore meridionale, geometricamente sollevato rispetto a quello settentrionale, emerge una potente scaglia di flysch numidico caratterizzata da una generale struttura monoclinale con immersione a SO, dislocata trasversalmente da numerose faglie distensive che si sviluppano sia in direzione appenninica che antiappenninica. Nel settore settentrionale invece, geometricamente ribassato rispetto al precedente, affiorano diffusamente le unità argillitiche cretacico-paleogene che pur presentando un assetto caotico, sono caratterizzate localmente da sistemi di pieghe policlinali sia alla meso che alla macroscale.

2. - CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ TETTONICA DI SAN CHIRICO

L'unità tettonica di San Chirico è costituita da una successione di margine passivo, equivalente a quella dell'unità tettonica di Vaglio di Basilicata, ma, differentemente da quest'ultima, evolve verso l'alto a successioni di avanfossa neogene, rappresentate in basso dal flysch di Faeto e dalla formazione di Serra Palazzo (parzialmente eteropiche) e dalle argille siltose del Torrente Flaga, in continuità di sedimentazione sulla formazione di Serra Palazzo, relative all'avanfossa appenninica miocenica (Bacino irpino), ed in alto da depositi pliocenici che poggiano in discordanza e con lacuna stratigrafica sulle precedenti unità, e che sono relativi ad un bacino di *wedge-top* appenninico pliocenico (bacino di Potenza-Tricarico).

Questa unità tettonica è suddivisa in più scaglie (sub-unità) da una serie di *thrust* tardo-miocenici che hanno deformato e raddoppiato tettonicamente le unità

dell'avanfossa miocenica sudappenninica. L'attività dei *thrust* è continuata anche durante tutto il Pliocene, come dimostrano le discordanze angolari presenti nell'ambito della successione pliocenica sovrastante, ed il coinvolgimento degli stessi depositi pliocenici in un sistema di pieghe e *thrust* adriatico-vergenti. Nell'ambito di questa unità tettonica la distanza fra i sovrascorimenti che la hanno suddivisa in più scaglie (sub-unità) è compresa fra 1 e 2 chilometri; in genere la geometria di questi piani di faglia è caratterizzata da lunghi *flat* che attualmente presentano un'inclinazione variabile fra i 45° e i 50° e da un'anticlinale di rampa frontale. Queste ultime sono ben osservabili in affioramento sia nell'area meridionale del foglio (zona compresa tra le faglie antiappenniniche di Monte Cupolicchio-San Chirico e Tricarico-Serra del Cedro, CUSC e TRCD in Fig. 2) sia nell'area settentrionale a nord della faglia Tolve-Monte Strombone (TOST in Fig. 2). Nell'area centrale del foglio, invece, (zona compresa tra la faglia Monte Cupolicchio-San Chirico e quella Tolve-Monte Strombone) le strutture anticlinali non si osservano a causa dell'erosione che ha portato in affioramento le porzioni più profonde dei *thrust*, rappresentati da piani con geometria *flat*.

In questa unità tettonica i depositi pliocenici si sono conservati sia nelle zone frontali dei *thrust* che sui fianchi posteriori. Nell'area ubicata nei pressi di Tre Cancelli (a NE di M. Cupolicchio), sul dorso della scaglia tettonica più interna dell'unità tettonica di San Chirico, si osservano depositi pliocenici che si sovrappongono in *onlap* sul substrato assumendo una struttura monoclinale a vergenza appenninica; verso ovest invece gli stessi depositi pliocenici sono stati deformati dal *breaching* del *thrust* di S. Antonio Abate-M. Cupolicchio (SAMC in Fig. 2), e ne costituiscono la sinclinale di letto.

Nell'area di Tricarico, invece, in prossimità del *leading edge* appenninico, i depositi pliocenici hanno registrato una deformazione molto più complessa e spinta, legata a riattivazioni di *thrust*, a fenomeni di *breaching* molto ravvicinati tra di loro e a faglie dirette e trasversive antiappenniniche. In particolare nei dintorni dell'abitato di Tricarico si ritrovano strutture plicative, riconducibili alle sinclinali di letto e alle anticlinali frontali di *thrust* plio-pleistocenici a vergenza adriatica. Il limite orientale del fronte appenninico è caratterizzato da un *breaching* del Pleistocene inferiore che sovrappone l'unità tettonica di San Chirico sull'Unità della Fossa bradanica; tale *thrust* (Oppido Lucano-Tricarico, OLTR in Fig. 2) costituisce il limite in affioramento tra la catena appenninica e la Fossa bradanica nell'area del foglio in oggetto. Questo limite è fortemente dislocato da faglie antiappenniniche quaternarie.

Nell'ambito dell'unità tettonica di San Chirico è di particolare importanza la faglia Tricarico-Serra del Cedro (TRCD in Fig. 2), che ribassa verso nord i terreni di questa unità, permettendo da un lato la conservazione dei depositi pliocenici nell'area di Tricarico e dall'altro l'osservazione delle unità più profonde che, esumate da importanti fenomeni erosivi, mostrano gli effetti della tettonica a *thrust*

miocenica. Sul lato sinistro del Fiume Basento, infatti, è possibile osservare il raddoppio tettonico di due scaglie dei terreni miocenici: la sovrapposizione del membro diasprigno del Flysch Rosso, che costituisce il substrato della scaglia tettonica in posizione geometrica superiore, sulle argille siltose del Torrente Flaga (tetto della scaglia tettonica inferiore) e sulla formazione di Serra Palazzo; l'età della formazione più giovane rappresenta un vincolo stratigrafico di notevole importanza per la tempistica della deformazione dell'avanfossa miocenica.

3. - CARATTERI STRUTTURALI DELL'UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA

I termini basali affioranti della Fossa bradanica presentano un generale assetto di blanda monoclinale con immersione verso i quadranti orientali. Le inclinazioni variano da circa 10 gradi in prossimità del fronte appenninico, a letto del *breaching* del Pleistocene inferiore, a circa zero gradi nelle aree più esterne del foglio. La formazione di Monte San Marco, che si sovrappone stratigraficamente alle argille subappennine, non mostra giaciture indotte da tettonica, ma verso l'alto, su facies suborizzontali sabbiose, presenta frequentemente clinoforni che raggiungono anche 30 gradi di inclinazione, dovuti essenzialmente a processi sedimentari. Faglie ad alto angolo, sia in direzione appenninica che antiappenninica complicano localmente l'assetto monoclinale della successione. Inoltre, in prossimità del fronte appenninico, l'assetto dei depositi della Fossa bradanica è legato chiaramente alle strutture di crescita delle ultime fasi deformative del fronte alloctono sepolto. Nei pressi di Serra del Cedro, infatti, sono state osservate, strutture compressive ad alto angolo, in depositi alluvionali terrazzati posti ad una quota di 750 m s.l.m. (sintema di Santa Maria D'Irsi) del Pleistocene medio-superiore (PIERI *et alii*, 1997). La differente quota altimetrica cui si rinviene la formazione di Monte San Marco, è stata attribuita al rapporto fra sedimentazione e tettonica in un'area in sollevamento (PIERI *et alii*, 1997; TROPEANO *et alii*, 2002a; SABATO *et alii*, 2004).

4. - CONSIDERAZIONI FINALI

L'area del Foglio 471 "Irsina" ricade, nell'ambito dell'orogene appenninico, a cavallo della zona di contatto tra il dominio di catena e quello dell'avanfossa plio-pleistocenica.

I caratteri strutturali dell'area, quindi, riflettono la lunga e complessa storia tettonica dell'Appennino meridionale che, a partire dal Miocene inferiore, ha portato alla deformazione dei domini paleogeografici mesozoico-terziari del margi-

ne occidentale della Placca Adriatica, fino a determinare l'attuale configurazione stratigrafico-strutturale e geomorfologica dell'area.

Le strutture più antiche sono legate al sovraccorrimiento del Miocene medio che affiora nell'unità tettonica di Vaglio di Basilicata. Questa struttura, ad andamento appenninico, ha portato alla sovrapposizione di unità argillitiche cretacicopaleogeniche sulla formazione del flysch numidico. Questo sovraccorrimiento può essere ragionevolmente collegato alle prime fasi tettoniche che hanno portato alla strutturazione dell'avanfossa miocenica *s.l.*; le aree più interne del Bacino Lagonegrese vengono quindi deformate e ricoperte da coltri di provenienza relativamente più interna, e si individuano così le aree di *thrust-top basin*, di *foredeep sensu strictu* e di *foreland basin*.

Le aree di *foredeep sensu strictu* sono rappresentate *pro-parte* dalla successione sedimentaria miocenica dell'unità tettonica di San Chirico. Questa successione mostra come, nelle aree del bacino del flysch numidico non raggiunte dalle coltri argillitiche cretacicopaleogeniche, la sedimentazione quarzarenitica venga sostituita nelle aree più interne da quella arcosico-litica della formazione di Serra Palazzo e in quelle più esterne dal flysch di Faeto. La stessa successione è stata deformata e raddoppiata tettonicamente a partire dalla parte alta del Serravalliano. Tale età è ricavata da quella delle argille siltose del Torrente Flaga che si rinvengono al letto dei *thrust* che hanno raddoppiato più volte la successione sedimentaria miocenica dell'unità tettonica di San Chirico. L'attività dei *thrust* serravalliano-tortoniani è continuata anche durante tutto il Pliocene, come dimostrano i caratteri strutturali e le discordanze sintettoniche che caratterizzano i depositi pliocenici. Tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inferiore si sono, inoltre, attivati importanti strutture compressive con geometria *breaching*; queste costituiscono attualmente i limiti delle diverse unità tettoniche presenti nel Foglio 471 "Irsina". Nello stesso periodo l'area è stata interessata da importanti faglie trascorrenti, sia in direzione appenninica che antiappenninica. Quelle in direzione appenninica sembrano essere associate a tettonica compressiva e potrebbero essere strettamente legate ai *breaching* su menzionati, mentre quelle antiappenniniche presentano una forte componente distensiva e ritagliano le strutture descritte in precedenza, suddividendo l'area in oggetto in quattro principali settori (allungati in direzione sud-ovest nord-est) che mostrano entità di sollevamento differenti. I settori più sollevati sono quelli che si sviluppano nell'area a sud della faglia Tricarico-Serra del Cedro (TRCD) e nell'area compresa tra le lineazioni di Tolve-Monte Strombone (TOST) e Monte Cupolicchio-San Chirico (CUSC); i settori meno sollevati sono quelli compresi tra la faglia Monte Cupolicchio-San Chirico (CUSC) e quella Tricarico-Serra del Cedro (TRCD) e l'area a nord della faglia Tolve-Monte Strombone (TOST), (Fig. 2).

VI - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

(F. Boenzi, S. Gallicchio)

L'area del Foglio "Irsina" dal punto di vista morfologico può essere suddivisa, in relazione alle caratteristiche litologiche e strutturali, in due zone distinte.

La prima, più occidentale, corrisponde all'area appenninica, la seconda più orientale alla Fossa bradanica.

L'area appenninica da un punto di vista orografico è rappresentata da una serie di dorsali che si allungano, parallelamente tra loro, da NNO a SSE; i rilievi più occidentali sono i più elevati e superano di poco i 1000 metri s.l.m., quelli più orientali raggiungono quote variabili dai 400 ai 900 metri s.l.m. L'esame dei principali elementi morfologici che caratterizzano l'area in oggetto mostra che questi sono strettamente legati ai caratteri lito-strutturali della regione.

La parte più occidentale dell'area appenninica, dove affiora l'unità tettonica di Vaglio di Basilicata, è caratterizzata dalla presenza di un rilievo monoclinico che si estende tra Monte S. Donato (639 m s.l.m.) a nord e Monte Cupolicchio (1097 m s.l.m.) a sud. La dorsale che si sviluppa in corrispondenza di una potente successione di flysch numidico è tipicamente asimmetrica ed il versante orientale è quello più acclive. In relazione alle caratteristiche morfologiche il rilievo può essere suddiviso da nord a sud in due settori separati da una faglia ad alto angolo con componente trascorrente destra, e direzione SO-NE; questa ribassa e trasla verso NE la parte settentrionale del rilievo e il fronte di sovrascorrimento associato. Il settore settentrionale, morfologicamente meno marcato si estende tra il Santuario di Sant'Antonio Abate e Masseria dell'Arciprete (rispettivamente con quote di 686 e 586 m s.l.m.). Il settore meridionale appare molto più pronunciato; questo, raggiungendo le quote di 1097 e 1068 m s.l.m., rappresenta i rilievi più elevati dell'area del foglio. Il fronte orientale di questa dorsale, corrispondente

ad uno dei *thrust* principali dell'area (*thrust* di S. Antonio Abate-M. Cupolicchio, SAMC in Fig. 2) è spesso, marcato dalla presenza di estese frane e di accumuli detritici.

L'area appenninica che si sviluppa ad est del rilievo sopra descritto fino al cospetto della Fossa bradanica è caratterizzata da dorsali che pur chiaramente allungate da NNO a SSE, morfologicamente appaiono meno accentuate e più elaborate dalle azioni erosive. Questa situazione potrebbe essere connessa alle caratteristiche litologiche delle unità affioranti nell'area (unità tettonica di San Chirico), nonché ai caratteri geometrici dei *thrust* che costituiscono il bordo appenninico, il quale fra l'altro appare a luoghi abbastanza articolato in relazione agli spostamenti differenziati del fronte delle coltri, che si producono in corrispondenza di faglie antiappenniniche ad alto angolo.

Particolarmente interessante è il versante orientale della dorsale appenninica più esterna, nel settore compreso tra M. Belvedere a nord e Tempa San Valentino a sud. Tale versante, che si affaccia sulla Fossa bradanica, appare infatti sensibilmente elaborato. Questa peculiarità geomorfologica, evidente nel tratto meridionale della dorsale stessa, pone il problema se il versante stesso possa essere, sotto certi aspetti, il risultato di un processo di "esumazione". In altri termini è possibile che questo versante, originariamente, fosse coperto da sedimenti argilloso-sabbiosi della Fossa bradanica e poi sia stato "esumato" per smantellamento erosivo degli stessi sedimenti.

Anche il settore più esterno è fortemente condizionato da strutture antiappenniniche che generalmente si sviluppano in direzione SO-NE. Queste morfologicamente sono rappresentate da allineamenti di creste, di scarpate (Serra Lentine-Cugno della Pica) e di corpi franosi (area della Fiumara di Tolve, area a nord di M. Cupolicchio, area a sud di San Chirico).

Anche l'idrografia dell'area appenninica è legata ai caratteri strutturali dell'area. Si distinguono infatti, sia corsi d'acqua ad andamento O-E e SO-NE che ad andamento NNO-SSE e N-S. I primi tagliano perpendicolarmente le dorsali, come ad esempio il Torrente Castagno, la Fiumara di Tolve, il Fosso San Chirico e il Torrente Bilioso; gli altri corsi d'acqua, affluenti dei precedenti, diretti all'incirca da NNO a SSE e/o da N a S, scorrono nelle depressioni comprese tra una dorsale e l'altra in piccole valli asimmetriche, come è il caso del Torrente Alvo, del Vallone Malcanale e del Fosso Piano delle Ginestre.

L'area orientale del foglio, corrispondente, come si è detto, alla Fossa bradanica, è caratterizzata da una morfologia nel complesso più regolare.

L'elemento peculiare dell'area è rappresentato da rilievi collinari di tipo tabulare a sommità pianeggiante, che costituiscono dorsali poste a 600-500 m s.l.m., separate da corsi d'acqua.

La dorsale più settentrionale è quella sulla quale poggia l'abitato di Irsina, un'altra dorsale si estende tra Monte Verrutoli e Corona Romana, ed infine più a

Si erge quella che ospita il centro urbano di Grassano. Tra la dorsale di Irsina e quella di Monte Verrutoli scorre il Fiume Bradano; tra quest'ultima e quella di Grassano, il Torrente Bilioso.

I rilievi, in relazione alle loro condizioni litologiche e giaciture, presentano, a luoghi, caratteristiche geomorfologiche dovute a processi di erosione differenziata.

In particolare, le sommità pianeggianti delle dorsali, costituite in prevalenza da sedimenti sabbioso-conglomeratici, sono a luoghi delimitate da gradini, cui seguono verso il basso, in corrispondenza degli affioramenti argillosi, tratti meno inclinati.

In molte località i fianchi delle colline sono interessati da incisioni di tipo calanchivo, che pur non essendo localmente estese, come invece in altre aree della Fossa bradanica, costituiscono un importante particolare morfologico.

Le parti sommitali dei rilievi descritti rappresenterebbero nel complesso una superficie di accumulo, che, nel tempo e nello spazio in relazione al graduale sollevamento quaternario dell'area, è stata incisa e sezionata dai menzionati corsi d'acqua.

Nello specifico la superficie sommitale, ridotta ormai a lembi residui, corrisponderebbe a più piane costiere formatesi in relazione alla regressione marina durante il Pleistocene inferiore.

Su questa superficie si nota, a luoghi, un reticolo idrografico "relict" rappresentato da brevi vallecole. Sui tratti più elevati dei versanti dei rilievi collinari della Fossa bradanica è possibile osservare la presenza di lembi di una superficie poco inclinata costituita da depositi colluviali provenienti dallo smantellamento delle parti più elevate delle colline. Questi sedimenti a luoghi possono coprire e modellare corpi di antiche frane le cui nicchie di distacco contornano le piatte sommità delle colline stesse.

L'approfondimento dei corsi d'acqua a partire da questa superficie originale è stato graduale ed è marcato dalla presenza di lembi di terrazzi alluvionali disposti a varie quote sui fianchi delle principali valli.

Localmente si distinguono, soprattutto nei bacini del Fiume Bradano e del Fiume Basento, che lambisce la parte meridionale del foglio, per lo meno tre ordini di terrazzi.

Il Fiume Bradano è il corso d'acqua più importante dell'area. Esso scorre da NO a SE ed il suo andamento nel primo tratto, fino alla confluenza con la Fiumara di Tolve è a meandri, poi assume un tracciato, grosso modo, con andamento a treccia e scorre su un fondo valle piuttosto ampio nel quale ben si distingue una piana alluvionale incisa e terrazzata soggetta a periodiche esondazioni.

PROGETTO
CARGO

VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA (G. Vitale)

1. - FRANE E DISSESTI

L'area del Foglio 471 "Irsina" è interessata da movimenti franosi che si concentrano principalmente nel settore appenninico e solo subordinatamente nel settore bradano. Nella maggior parte dei casi le frane presentano chiari segni di evoluzione in corso (a_{1a}) e solo in misura minore si rinvengono frane senza indizi di evoluzione (a_{1b}); queste ultime risultano spesso ricoperte da una coltre eluvio-colluviale (b_2) e da un deposito di versante (a).

La distribuzione e la tipologia delle frane risente delle caratteristiche litologiche e giaciture, del degrado superficiale, nonché delle caratteristiche strutturali dei versanti; la tettonica, in particolare, sembra avere un ruolo predominante nel settore di catena dove molte nicchie di distacco sono ubicate lungo zone di taglio o in aree laddove le rocce risultano interessate da intenso clivaggio e fratturazione.

1.1. - IL SETTORE APPENNINICO

Il settore appenninico risulta particolarmente interessato da movimenti di massa che in molti casi minacciano la stabilità di piccoli centri urbani; Tricarico, Tolve e San Chirico Nuovo, ad esempio sono contornati da frane e durante le fasi di rilevamento si è potuto più volte constatare come la loro attività crei seri disagi all'intera rete viaria.

Le due unità tettoniche distinte nel settore appenninico presentano caratteristiche

morfologiche, litologiche e strutturali differenti e, pertanto, risulta diverso il tipo di distribuzione e il meccanismo dei movimenti gravitativi.

1.1.1. - *Unità tettonica di Vaglio di Basilicata*

Nell'area occidentale della zona di catena l'elemento morfologico principale è rappresentato dalla dorsale montuosa di Monte Cupolicchio-Monte Vitale. I rilievi sono costituiti dalle quarzareniti del flysch numidico, e si elevano rispetto alle aree circostanti dove affiorano le unità del Cretacico inferiore - Miocene inferiore (Flysch Galestrino, Flysch Rosso) la cui litologia è dominata dalla componente pelitica.

Lungo la dorsale di Monte Cupolicchio-Monte Vitale le frane interessano sia il versante orientale, in cui gli strati sono disposti a franapoggio, sia il versante occidentale con assetto giaciturale a reggipoggio. Sui due versanti i meccanismi cinematici, che governano i movimenti di massa, sono differenti così come le cause predisponenti.

Sul versante occidentale le frane sono concentrate nelle unità a prevalente componente pelitica: il meccanismo principale è la colata, favorita sia dalla elevata percentuale della frazione argillosa che dall'elevato grado di tettonizzazione delle rocce. In misura minore si rinvergono frane da crollo che hanno interessato la formazione del flysch numidico: blocchi quarzarenitici, anche di grandi dimensioni, si rinvergono all'interno dei depositi colluviali che caratterizzano la base del versante occidentale di Monte Cupolicchio.

Oltre alla componente litologica e al grado di fratturazione, un ruolo importante viene giocato dalla giacitura a franapoggio degli strati, legata al basculamento per tettonica compressiva.

Il versante orientale presenta un assetto giaciturale a reggipoggio; la quasi totalità delle nicchie di distacco è concentrata nel flysch numidico da dove partono le superfici di rottura che si propagano nei depositi del sottostante membro calcareo del Flysch Rosso; il meccanismo cinematico principale è lo scorrimento planare favorito dalla presenza di materiale a comportamento rigido su un substrato a prevalente comportamento plastico. Anche il grado di fratturazione gioca un ruolo importante; l'ubicazione delle frane infatti è guidata dalla presenza di una superficie di accavallamento di importanza regionale che per buona parte del suo sviluppo è mascherata dagli stessi corpi di frana.

1.1.2. - *Unità tettonica di San Chirico*

Nella zona orientale del settore di catena l'elemento morfologico principale è

rappresentato dalle valli della Fiumara di Tolve, del Torrente Alvo, del Torrente Castagno, del Fiume Basento e di alcune incisioni minori a carattere torrentizio. La direzione dei corsi d'acqua taglia quasi perpendicolarmente i principali rilievi montuosi le cui creste sono allineate in direzione appenninica e denotano un parziale controllo della tettonica a *thrust* sulla morfologia. In ogni caso il ruolo principale nel determinare le forme del rilievo è giocato dalla litologia: nelle zone di alto morfologico affiorano le unità caratterizzate da rocce competenti (flysch numidico, formazione di Serra Palazzo e Flysch Rosso) quali quarzareniti, arenarie, conglomerati, calcareniti e calcari, mentre nelle zone di basso morfologico affiorano i terreni a prevalente componente pelitica (argille siltose del Torrente Flaga, membro diasprigno del Flysch Rosso).

I versanti che delimitano le valli sono ampiamente interessati da movimenti gravitativi che si concentrano principalmente nelle formazioni in facies di flysch (argille siltose del Torrente Flaga, formazione di Serra Palazzo, flysch di Faeto, flysch numidico e Flysch Rosso), in misura minore nelle unità argillose plioceniche (litofacies argillosa del sintema di Tricarico e litofacies argilloso-siltosa del sintema di Tolve) e in numero nettamente subordinato nelle unità plioceniche caratterizzate da litologie elastiche a granulometria grossolana quali calcareniti, arenarie, sabbie e conglomerati (litofacies arenaceo-conglomeratica del sintema di Tricarico e litofacies conglomeratico-sabbiosa e arenaceo-sabbiosa del sintema di Tolve).

La litologia influenza in maniera predominante il meccanismo del movimento, mentre la distribuzione delle frane è nettamente controllata dalla tettonica: le nicchie di distacco sono localizzate sui versanti a franapoggio esposti sia a sud-ovest che a nord-est, la cui origine, come già detto, è legata al basculamento per tettonica a *thrust*, oppure lungo le zone di taglio connesse alla tettonica trascorrente plio-quadernaria ad orientazione antiappenninica.

I versanti che delimitano la Fiumara di Tolve e il Torrente Alvo sono interessati, praticamente senza soluzione di continuità, da movimenti gravitativi che si concentrano principalmente nelle facies arenaceo-pelitiche della formazione di Serra Palazzo. I meccanismi cinematici prevalenti sono rappresentati dallo scorrimento planare e dallo scorrimento rotazionale: le superfici di scivolamento si impostano negli intervalli argilloso-marnosi che comunque restano nettamente subordinati rispetto agli strati arenacei.

Anche le facies calciclastiche del flysch di Faeto sono interessate da movimenti gravitativi, ma questi sono controllati più dal grado di fratturazione che dalla litologia: ne sono un esempio le frane che interessano la dorsale che congiunge Monte Strombone con San Chirico Nuovo, tutte localizzate lungo zone dove si intersecano più piani di taglio. I meccanismi prevalenti sono lo scorrimento planare e rotazionale e subordinatamente i crolli, che si concentrano lungo le nicchie di distacco preesistenti.

Il flysch numidico affiora in strette fasce localizzate in genere al tetto dei sovrascorrimenti. Le frane che interessano questa formazione sono legate all'eccessivo grado di fratturazione e all'alterazione superficiale che in alcuni casi porta alla formazione di un deposito sabbioso giallastro che, quando localizzato su di un versante assai acclive, dà luogo a delle vere e proprie colate come si osserva a nord di Tolve (Fosso San Chirico). In questo stesso settore del foglio le frane più imponenti si concentrano nelle formazioni del Cretacico inferiore-Miocene inferiore a prevalente componente pelitica ed a elevato grado di tettonizzazione; ne sono un esempio le frane a cinematica complessa localizzate a sud di San Chirico Nuovo (lungo la Fiumara di San Chirico), a nord di Tolve (versante meridionale di Monte Moltone) e lungo il Fiume Basento.

1.2. - IL SETTORE DELLA FOSSA BRADANICA

Nel settore bradanico le frane sono concentrate principalmente lungo i versanti che circondano i rilievi tabulari su cui sorgono i centri abitati di Irsina e Grassano e la collina di Verrutoli. Si tratta principalmente di scorrimenti rotazionali evolventi a colate che hanno interessato conglomerati e sabbie della formazione di Monte San Marco e le sottostanti argille subappennine. In molti casi si tratta di frane antiche ricoperte da coltri eluvio-colluviali.

Nella restante parte della Fossa bradanica l'assenza di pendenze significative si traduce in una generale stabilità dell'area: frane di limitata importanza, in quanto ad estensione e spessore del materiale coinvolto, si rilevano tuttavia in corrispondenza dei fianchi delle blande colline argillose e degli alvei del Fiume Bradano, del Fiume Basento e dei corsi d'acqua minori. In questi casi si tratta principalmente di piccole colate e di fenomeni di *creeping*.

2 - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio 471 "Irsina" ricade per circa il 80% nel bacino idrografico del Fiume Bradano e per la restante parte nel bacino idrografico del Fiume Basento.

Il Fiume Bradano attraversa la parte nord-orientale del foglio in direzione appenninica, ed ha come principale affluente il Torrente Bilioso. La rete idrografica si presenta piuttosto ramificata: i principali affluenti sono il Torrente Basentello e il Torrente Percopò in sponda sinistra e la Fiumara di Tolve in sponda destra.

Il Fiume Basento lambisce la porzione meridionale del foglio tagliando trasversalmente le strutture appenniniche. I principali affluenti ricadenti nell'area del foglio sono rappresentati dai valloni Forluso, Malcanale e Pantano dei Gamberi che drenano il versante sinistro del fiume.

Il regime di tali corsi d'acqua è tipicamente torrentizio, con piene nei periodi autunno-inverno e magre estive: le portate massime si registrano con maggior frequenza fra settembre e novembre, mentre i periodi di secca si verificano fra maggio e novembre. I dati pluviometrici, relativamente ai tratti dei bacini in esame, indicano precipitazioni medie annue pari a circa 500-700 mm per il Bradano e di 700-800 mm circa per il Basento. In genere le precipitazioni sono frequenti ed abbondanti tra i mesi di ottobre e marzo e si riducono notevolmente nei mesi successivi.

In tutta l'area del Foglio Irsina le risorse idriche sono limitate, sia per quanto riguarda le manifestazioni sorgentizie che per quanto concerne la falda idrica sotterranea; ciò è legato alle modeste precipitazioni annue e alla diffusa presenza di terreni poco permeabili o addirittura impermeabili.

Le modalità con cui si sviluppa la circolazione idrica sotterranea dipendono dall'assetto stratigrafico-strutturale e dalla configurazione morfologica e, pertanto, esistono notevoli differenze fra il settore appenninico e quello bradanico.

2.1. - IL SETTORE APPENNINICO

Nell'area appenninica il deflusso idrico globale avviene prevalentemente come ruscellamento superficiale e solo un'aliquota minore come infiltrazione. Ciò è dovuto alla diffusa presenza di successioni sedimentarie scarsamente permeabili e alle condizioni morfologiche che favoriscono lo scorrere delle acque lungo i versanti.

Nell'area occidentale del settore appenninico (unità tettonica di Vaglio di Basilicata) affiorano principalmente terreni impermeabili appartenenti alle formazioni cretacico-mioceniche (Flysch Galestrino e Flysch Rosso) la cui litologia è dominata dalla componente pelitica; subordinatamente, in corrispondenza dei principali rilievi montuosi, affiorano terreni dotati di una bassa permeabilità per fratturazione (flysch numidico) e solo localmente, alla base dei rilievi, si rinvengono coperture detritiche e depositi eluvio-colluviali (**a**, **b₂**) di una certa importanza in quanto a spessore e dotate di una discreta permeabilità per porosità.

In tale contesto geologico, una modesta circolazione idrica si sviluppa all'interno delle quarzareniti del flysch numidico e di frane antiche, detriti di versante e depositi eluvio-colluviali (**a_{1b}**, **a**, **b₂**); tale circolazione dà luogo a manifestazioni sorgentizie effimere osservabili lungo i versanti occidentali di Monte Vitale e Monte Cupolicchio.

Nella zona appenninica esterna (unità tettonica di San Chirico) affiorano principalmente depositi in facies di flysch e di ambiente di transizione (FYN, FAE, PAA, TCR e TLV) che danno luogo a complessi idrogeologici i cui caratteri sono di difficile valutazione a causa dei complicati rapporti stratigrafici e strutturali

tra le diverse associazioni litologiche. Quasi sempre queste unità stratigrafiche sono di limitata estensione o presentano una componente pelitica che rende tali complessi idrogeologici impermeabili o scarsamente permeabili anche se la componente lapidea (quarzareniti, arenarie, calcari e calcari marnosi) risulta spesso intensamente fratturata e dotata di una discreta permeabilità. Si tratta, comunque, di acquiferi estremamente frammentati e quindi di potenzialità non elevata che danno luogo a sorgenti di importanza locale e fortemente dipendenti dalle escursioni stagionali.

2.2. - IL SETTORE BRADANICO

Il settore bradanico è dominato dalla presenza di un potente substrato impermeabile costituito dalla formazione delle argille subappennine, a cui si sovrappongono localmente terreni marini e alluvionali permeabili per porosità.

Tale situazione stratigrafica associata alla scarsa fratturazione delle rocce a contatti stratigrafici suborizzontali determinano l'esistenza di due tipi principali di acquiferi: il primo è rappresentato dagli acquiferi presenti nei depositi sabbioso-conglomeratici (formazione di Monte San Marco e lenti associate) a permeabilità medio-bassa affioranti in corrispondenza dei principali rilievi collinari; il secondo si identifica con gli acquiferi presenti nei depositi alluvionali quaternari caratterizzati da una buona permeabilità per porosità e affioranti (b , b_b) nelle zone di subalveo.

Gli acquiferi presenti nelle zone collinari hanno importanza locale, sono multistrato, con scarsa continuità laterale, caratterizzati da forte escursione annuale e strettamente dipendenti dalle precipitazioni meteoriche; tali falde, inoltre, alimentano piccole sorgenti a carattere stagionale presenti lungo i versanti delle colline.

Gli acquiferi presenti nelle zone di subalveo dei fiumi Bradano e Basento e dei principali affluenti rappresentano l'unica risorsa idrica dell'area sfruttata in agricoltura. Gli acquiferi sono in genere monostrato a superficie libera, di spessore, estensione ed importanza variabile in funzione della geometria e della granulometria del deposito; anche in questo caso, le risorse idriche disponibili restano limitate, sia per lo scarso spessore del materasso alluvionale, che in genere non supera i 10-15 metri, sia per le già accennate scarse precipitazioni meteoriche.

VIII - ABSTRACT

The geological map of the 471 Sheet “Irsina”, at the scale of 1:50.000, was investigated and surveyed at the scale 1:25.000. The area of the Sheet “Irsina” includes part of the 188 Sheet “Gravina in Puglia” and part of the 200 Sheet “Tricarico” both at the scale of 1:100.000.

The investigated area is located in the Basilicata region (southern Italy), along the chain-foredeep border of the South-Apennines orogenic system. The western part involves deformed units of the chain domain, while the eastern one involves the Bradanic Trough domain (Plio-Pleistocene foredeep s.s.).

The chain area consists of several Cretaceous to Pliocene lithostratigraphic units that were split by different *thrusts* from late Oligocene - early Miocene to Pliocene. During early Pleistocene, Cretaceous to Pliocene units *overthrust* the foredeep deposits of the Bradanic Trough. Furthermore, in Plio-Pleistocene times the chain was affected by breaching thrusts and extensive strike-slip faults.

The frontal imbricate fan of the Apennines in the 471 Sheet “Irsina” is represented by two main superimposed tectonic units. From the bottom they are: San Chirico and Vaglio di Basilicata tectonic units.

The San Chirico tectonic unit is made up of a continuous Cretaceous to Miocene succession, on which Pliocene wedge-top deposits unconformably lie. The pre-Pliocene stratigraphic succession is represented by: *Flysch Rosso*, *flysch numidico*, *flysch di Faeto*, *Serra Palazzo* formation and *argille siltose del Torrente Flaga*. These units belong to the eastern areas of the Cretaceous to lower Miocene Lagonegrese domain that, during middle and late Miocene, became the south Apennines foredeep (Irpinian Basin). The Pliocene covers, referable to wedge-top domains, rest unconformably on these pre-Pliocene units and show a depositional arrangement characterized by angular unconformities and growth structures.

These deposits (Ariano Irpino supersynthem) developed onto the moving “allochthon” and despite their age correlations, they are considered as having been deposited within a satellite sub-basin (Potenza-Tricarico basin). Two syntems, bounded by an unconformity surface and both showing syntectonic sedimentary features, have been distinguished (Tolve synthem and Tricarico synthem). Near the chain front these successions were successively cut by several tight thrust planes, the youngest of which (the Stigliano ramp) developed around the late Pliocene–early Pleistocene boundary.

The Vaglio di Basilicata tectonic unit is represented by a continuous and conformable Cretaceous to lower Miocene succession, belonging to the Lagonegro Basin, and is made up of: *Flysch Galestrino*, *Flysch Rosso* and *flysch numidico*.

The two tectonic units are mainly arranged in a east-verging thrust and fold structures of lower-middle Miocene age and are tectonically superimposed one on the other by a breaching thrust (Stigliano ramp).

The San Chirico tectonic unit tectonically overlies the Plio-Pleistocene fore-deep s.s. deposits of the Bradanic Trough either along a wide east-verging sub-surface thrust or along an out-of-sequence Quaternary thrust (Oppido Lucano-Tricarico ramp) which presently crops out and shows NW-SE strike and NE vergence. Moreover, the area of the chain has been affected by SW-NE strike tensional and transtensional faults.

The eastern part of the 471 Sheet Irsina is represented almost by Quaternary deposits, more or less in horizontal arrangement, which mainly correspond to the upper part of the in-fill succession of a foredeep basin (the Bradanic Trough). The outcropping succession of the basin is represented by regressive deposits characterized in the lower part by upper Pliocene-lower Pleistocene hemipelagites (silty-clays) of the *argille subappennine* formation, and in the upper part by lower Pleistocene coarse-grained deposits. These latter lie on the hemipelagites (silty-clays) of the *argille subappennine* fm. in, alternatively, conformable or erosional contact. These deposits represent the Monte San Marco formation that is made up of up to 60 m thick, sandstones and conglomerates interpreted as offshore-transition to shoreface systems prograding onto- and distally passing to- hemipelagites of the *argille subappennine* fm. Seven conglomeratic lenses are interbedded in the Monte San Marco fm., and locally some of them erosionally overlie the *argille subappennine* fm. These bodies, mostly characterized by deltaic facies, have a sigmoidal shape, are clinostratified and show thickness variable from some meters to over 60 meters, and their age becomes younger from W to E, from the higher to the lower.

Erosively overlying either the Monte San Marco fm. or the conglomeratic lenses, sandy-conglomeratic deposits, lower-middle (?) Pleistocene in age, were observed, related to alluvial environments.

Finally, Quaternary alluvial deposits belonging to four distinct catchments

and grouped in four supersynthem, and a series of Quaternary units indistinct for catchment areas, complete the picture of the 471 Sheet “Irsina”.

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP 471 “IRSINA”

QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNITS NOT DISTINGUISHED ON THE BASIS OF THE CATCHMENT BASIN

Slope debris deposit (a)

Deposit made up of heterometric angular clasts and boulders, sometimes cemented, silty-sandy matrix supported, and locally of reddish-colour; it is a few metres in thickness. *Holocene*

Landslide deposit (a_{1a})

Chaotic deposit made up of polygenic and heterometric (from granules to boulders) clasts, sandy-clay matrix-supported. *Holocene*

Alluvial deposit (b_a)

Mostly polymictic and heterometric conglomerates, with silty-sandy lenses, representing the present-day river beds; sometimes this deposit shows also alluvial fan facies. The thickness is of decametre order. *Holocene*

Ancient landslide deposit (a_{1b})

Ancient chaotic deposit made up of polygenic and heterometric (from granules to boulders) clasts, sandy-clay matrix-supported, sometimes pedogenized and affected by erosion phenomena. Present-day stabilized. *Late Pleistocene-Holocene*

Actual alluvial deposit (b_b)

Primarily silty-sandy deposits, lesser silty-sandy deposits with gravelly lenses. Facies are related to braided plain and alluvial fan deposits. The thickness is variable up to 10 metres. *Late Pleistocene-Holocene*

Colluvial-eluvial deposits (b₂)

Silty-clayey, sandy and reddish sandy silty deposits with gravel interbeds. The thickness is of some metres. Along the flanks of the hills of the Bradanic Trough, frequently these deposits cover thick landslide deposits. *Late Pleistocene*.

ALLUVIAL DEPOSITS BELONGING TO PRESENT-DAY CATCHMENTS

BASENTELLO RIVER SUPERSYNTHEM (BS)

The supersynthem is represented by mostly conglomeratic deposits forming three synthems bounded at the base by horizontal erosional surfaces, cut in the clays.

These deposits, for their sedimentary characteristics, belong to a braided river or alluvial fan depositional systems. *Middle-Late Pleistocene*.

MASSERIA MANGIARIDDO SYNTHEM (MID)

Mostly conglomeratic deposits outcropping between 205 and 220 meters. The thickness is of a few meters. *Middle-Late Pleistocene*.

CAPOLAZZO SYNTHEM (CPZ)

Mostly conglomeratic deposits outcropping between 225 and 235 meters. The thickness is of a few meters. *Middle-Late Pleistocene*.

MASSERIA CAPOLAZZO SYNTHEM (MCL)

Mostly conglomeratic deposits outcropping between 245 and 260 meters. The thickness is of a few meters. *Middle-Late Pleistocene*.

BILIOSO RIVER SUPERSYNTHEM (BL)

The supersynthem consists of sediments that constitute two synthems represented by conglomerates with intercalated sandy lenses or beds; these synthems, bounded at the base by erosional surfaces, are related to braided river depositional systems. Locally, upward, these sediments show characters of flood plain. *Middle-Late Pleistocene*.

MASSERIA MONTELEONE SYNTHEM (NTL)

Sandy-conglomeratic deposits outcropping between 240 and 400 meters. The thickness is of a few meters. *Middle-Late Pleistocene*.

MASSERIA CASALIGNO SYNTHEM (MCG)

Sandy-conglomeratic deposits outcropping between 280 and 430 meters. The thickness is of a few meters. *Middle-Late Pleistocene*.

BRADANO RIVER SUPERSYNTHEM (BD)

The supersynthem is represented by four synthems bounded at the base by

horizontal erosional surfaces. These synthem are made up of sandy-conglomeratic sediments locally not well outcropping because of anthropic activities. Sedimentary characteristics of these synthem could be related to flood plain of braided rivers and to alluvial fan depositional systems. *Middle-Late Pleistocene*.

PEZZA CHIARELLA SYNthem (PZC)

Sandy-conglomeratic deposits often with facies features related to alluvial fan depositional systems, outcropping between 218 and 384 meters. The thickness is of about 10 meters. *Middle-Late Pleistocene*.

TORRE D'OPPIDO SYNthem (TPD)

Conglomeratic, sandy-conglomeratic, conglomeratic-sandy and silty-conglomeratic deposits with sedimentary features related to alluvial plain or locally to alluvial fan depositional systems. Frequently these deposits are not-well outcropping because of anthropic activity; they crop out between 265 and 443 meters. The thickness varies up to a maximum 15 meters. *Middle-Late Pleistocene*.

PIANI LA COLONNA SYNthem (PLC)

Conglomeratic, sandy-conglomeratic, conglomeratic-sandy and silty-sandy deposits often not well outcropping because of intense anthropic activity; these deposits outcrop between 315 and 380 meters. The thickness is of about 10 meters. *Middle-Late Pleistocene*.

MASSERIA BECCE SYNthem (MBC)

Conglomeratic-sandy deposits, locally with evidences of anthropic activity, outcropping between 390 and 469 meters. The thickness is of about 10 meters. *Middle-Late Pleistocene*.

BASENTO RIVER SUPERSYNthem (BT)

The supersynthem consists of four synthem of sandy and conglomeratic sediments, bounded at the base by horizontal erosional surfaces. The lower part of these synthem is made up mostly of conglomerates showing facies features related to braided river systems, while the upper part is made up of silty-sandy sediments with facies features related to flood plain systems. *Middle Pleistocene and Late Pleistocene*.

MASSERIA LINZALATA SYNthem (SLZ)

Sandy-conglomeratic deposits outcropping between 202 and 318 meters. The thickness is almost 2-3 meters. *Late Pleistocene p.p. (upper part ?)*.

MASSERIA DECUZZI SYNTHEM (MDZ)

Conglomeratic-sandy deposits outcropping between 260 and 320 meters. The thickness is of about 7-8 meters. *Late Pleistocene p.p (lower part ?)*.

PIANO FOCACCIA-MASSERIA ORLANDI SYNTHEM (PFC)

Conglomeratic and sandy deposits outcropping between 330 and 340 meters. The thickness is of about 10 meters. *Middle Pleistocene p.p. (upper part ?)*.

SERRAVUZZO SYNTHEM (RVZ)

Sandy-conglomeratic deposits outcropping between 370 and 390 meters. The thickness is of 10 meters. *Middle Pleistocene p.p. (lower part ?)*.

ALLUVIAL DEPOSITS NOT BELONGING TO PRESENT-DAY CATCHMENTS

Conglomeratic and sandy continental deposits not belonging to the present-day catchments, unconformably lying on deposits belonging to the Bradanic Trough Unit. Three synthems can be recognized, from the most ancient: Ponte dell'Acqua, Fosso Macello and Santa Maria d'Irsi .

Thanks to literature data (SABATO, 1996; PIERI *et alii*, 1997) the age of these deposits can be referred to *early-middle (?) Pleistocene*.

SANTA MARIA D'IRSI SYNTHEM (SMS)

Conglomerates or sandy-earthy deposits frequently disorganized and located at high altitude compared with the present-day base-level, and frequently in divide position. These deposits represent the partial in-fill of paleoincisions and overlay either the argille subappennine or the Monte San Marco formations or the Ponte dell'Acqua synthem. The thickness of these deposits ranges up to about 10 metres. *Early-Middle (?) Pleistocene*.

FOSSO MACELLO SYNTHEM (SFM)

Reddish sandy and/or gravelly deposits, extremely discontinuous unconformably overlying either sandy and conglomeratic-sandy deposits or the conglomeratic lenses of the Monte San Marco formation; the boundary is represented by irregular erosional and frequently channellized surfaces. Facies features are related to alluvial or coastal systems. The thickness is variable up to a maximum of over 10 metres. *Early-Middle (?) Pleistocene*.

PONTE DELL'ACQUA SYNTHEM (PCQ)

Polymictic and heterometric coarse conglomerates with reddish silty-sandy matrix, erosively and unconformably overlying either the conglomerato di Serra del Cedro or the argille subappennine fm. Facies features are referred to an allu-

vial fan system; the thickness is up to 150 metres. *Early-Middle (?) Pleistocene*.

PLIOCENE AND QUATERNARY MARINE DEPOSITS

BRADANIC TROUGH UNITS

MONTE SAN MARCO FORMATION (SBC)

Sands which alternate with arenites locally passing upward to conglomerates. This formation lies in stratigraphic contact by alternance on the argille subappennine, and the facies features vary from shoreface-offshore transition to gravelly or sandy backshore environments moving from bottom to top. In the upper part of the formation seven wedge deltaic bodies, here indicated as lenses (SBC_{ba-bg}), are recognized. The overall thickness of the formation is about 60 metres. *Early Pleistocene*.

conglomerato di Sant'Antonio Abate (SBC_{bg})

Wedge-shape conglomerates erosively overlying sandy facies. These conglomerates are clinostratified with high-angle (20°-25°) dipping. The facies are related to a deltaic system that is located for its most part out of the Irsina geological map. The thickness is of about 60 metres.

conglomerato di Masseria Cecere (SBC_{bf})

Conglomerates sharply lying on sandy deposits and showing facies features related to a wave-dominated delta mostly located out of the the Irsina geological map. Locally, the thickness is of about 20 metres.

conglomerato di Serra Siggiano (SBC_{be})

Conglomerates outcropping on the upper part of an isolated hill affected by landslides. The contact on the underlying sandy facies is not well visible. The facies features allow to refer these deposit to a delta system. The thickness is variable up to about 30 metres.

conglomerato di Masseria D'Amati (SBC_{bd})

Conglomerates sharply lying on sandy facies and showing facies characteristics related to a delta system passing distally and upward to sandy facies. Close to Valle Siggiano the outcrop is discontinuous; the maximum thickness is of about 8-10 metres.

conglomerato di Grassano (SBC_{bc})

Conglomerates sharply lying on sandy facies. This body marks the old village of Grassano and forms a little wedge-shaped wave-dominated GILBERT delta passing upward to shoreface and finally to alluvial systems. The maximum thickness is of about 12 metres.

conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina (SBC_{bb})

Conglomerates erosively overlying sandy facies and locally the argille subappennine fm. They form a wedge body marking the old part of the Irsina village and show up to 30° dipping foresets. This body can be referred to a wave-dominated GILBERT delta. The thickness is variable up to 60 metres.

conglomerato di Giumentarizzo (SBC_{ba})

Conglomerates with rare interbedded arenites, with south-eastern dipping foresets. These deposits form a lens interbedded within sandy facies in the upper part of the Verrutoli hill. The facies analysis suggests a deltaic origin for this lens. The thickness is of about 8 metres.

ARGILLE SUBAPPENNINE (ASP)

Blu-grey silty clays and sandy silts, locally containing sandy or more rarely conglomeratic intercalations, forming some centimetres up to over 1 meter thick beds. The facies features are related to offshore *s.l.* or ramp systems. The total outcropping thickness is of about 400 metres. In the upper part a thick conglomeratic member is located (ASP₁). *Late Pliocene-Sicilian* (*Bulimina marginata* zone, *Hyalinea baltica* zone, MNN19c, MNN19d and MNN19e nannofossil zones,).

CONGLOMERATO DI SERRA DEL CEDRO (ASP₁)

Polymictic conglomerates with sandy and/or clayey-sandy interbeds. These deposits form a wedge-shaped member north-eastward thinning (distally). The outcropping thickness varies from some metres to 400 metres, while subsurface data reveal a thickness of over 1200 meters. The facies features of the outcropping deposits are related to the subaqueous part of a fan delta. *Emilian*.

INTRAPPENNINIC BASINS UNIT**ARIANO IRPINO SUPERSYNTHEM (AR)**

All the Pliocene to lower Pleistocene wedge-top deposits disconformably lying on more ancient deposits either intrappenninic or located on the border chain belong to the Ariano Irpino supersynthem.

In the Irsina geological map two synthems belong to this supersythem: the Tricarico sythem and the Tolve sythem.

TOLVE SYNTHEM (TLV)

ACERENZA SUBSYNTHEM (TLV₂)

Silty-clayey lithofacies (TLV_{2b})

Dark grey silty-sandy clays rich in microfauna, with thin silty layers and arenites interbedded. The thickness is variable and also by subsurface data it can reach 30 metres. The facies features are related to shoreface-offshore transition systems. *Middle Pliocene p.p. and Late Pliocene* (*Anomanolinoides helycinus* zone and *Bulimina marginata* zone, MNN16b-17 and MNN18 zones).

Arenaceous-sandy lithofacies (TLV₂)

Arenites, hybrid arenites and bioclastic calcarenites rich in macrofossils, entire or in fragments. These deposits are well parallel stratified, and their upper part is made up of hybrid arenites displaying up to 30° clinostratified beds. The lithofacies shows facies features related to shallow marine environments, locally affected by tidal processes. The maximum thickness is of about 60 metres. *Middle Pliocene p.p.*

POTENZA SUBSYNTHEM (TLV₁)

Conglomeratic-sandy lithofacies (TLV_{1a})

Interbedding of arenites and sands, rich in macrofossils, entire or in fragments, with rare interlayered calcarenites passing upward to massive to organized conglomerates. These deposits can be referred to transitional systems. Locally, the middle-lower part of the lithofacies is characterized by a matrix-supported conglomerate, extremely chaotic with cobbles. These latter can be related to rock-falls along sea cliff. The thickness is variable from 30 to about 50 metres. *Middle Pliocene p.p.* (*Globorotalia crassaformis* zone).

Unconformably lying either on *Cretaceous-Miocene* units of the Unità Tettonica di San Chirico or on the:

TRICARICO SYNTHEM (TCR)

Clayey lithofacies (TCR_b)

Rich in macro-and microfossils silty-sandy clays with arenites interbeds;

rarely, at the base conglomerates layers occur. The facies features are referred to prodelta-offshore environments. The total thickness is of about 100 metres. *Early Pliocene* (interval between *Globorotalia margaritae*/*G. puncticulata* zone and *Globorotalia puncticulata* zone, boundary between MNN14/15 zone and MNN16a zone).

Arenaceous-conglomeratic lithofacies (TCR_a)

Clast-supported conglomerates (not ever outcropping) with poor sandy matrix and arenites interbeds passing upward to up to 2 metres thick beds of arenites, sometimes amalgamated. Abundant macrofossils are present. The facies analysis suggests a transitional origin (delta or beach environments). The total thickness is of about 50 metres. *Early Pliocene* (*Globorotalia margaritae* Zone ?).

Unconformably lying on the *Cretaceous-Miocene* units of the Unità Tettonica di San Chirico

TECTONIC UNITS OF THE APENNINIC CHAIN

VAGLIO DI BASILICATA TECTONIC UNIT

***FLYSCH NUMIDICO* (FYN)**

Quartzarenites and grey-yellowish subarkoses (reddish if altered), in some decimetres to over 1 metres thick beds, with thin grey-greenish marly argillites. The grain-size of the arenites are medium-fine and their sedimentary features allow to refer the formation to submarine fan lobe facies. The maximum outcropping thickness is of about 700-800 metres.

Burdigalian. The lower part of the formation is referred to the MNN3b nanofossil zone.

***FLYSCH ROSSO* (FYR)**

Varicoloured (red, grey or green) shales with interbedded calcarenites, calcirudites and whitish calcilitites. The grain-size of the calcarenites is variable from medium to coarse and upward they show parallel and cross-lamination; the calcirudites are characterized by macrofossils in fragments and by reworked foraminifers. The facies features suggest a turbiditic origin for these deposits. The thickness is of about 300 metres. *Late Valanginian* (?) - *Aquitanian*.

DIASPRIGNO MEMBER (FYR₁)

Varicoloured (grey-green to reddish) shaly deposits with rare silicified interbeds of calcilitites, calcarenites and marls. In the middle-upper part of the mem-

ber, discontinuously, the “Livello Bonarelli” (▲) occurs. The latter is about 1 metre thick, is made up of jasper, red and green shales and black shales, and contains a Cenomanian-Turonian radiolarian fauna. The facies characteristics are typical of basinal systems, locally affected by distal turbiditic currents. The member is about 200 metres thick. *Late Valanginian (?)–Early Turonian*.

FLYSCH GALESTRINO (FYG)

Grey shales and calcareous marls with interbedded calcilutites, medium-fine calcarenites and silicified marls; these latter show the typical features of the “pietra paesina”, and the calcarenites contain the BOUMA sequence structures. The facies characters of this formation suggest deep water environments either with emipelagic or distal turbiditic sedimentation. The thickness is of about 100 metres. *Early Cretaceous*.

Tectonically superimposed on:

SAN CHIRICO TECTONIC UNIT

ARGILLE SILTOSE DEL TORRENTE FLAGA (TFA)

Marls and dark grey marly clays with rare thin interbedded fine either siliciclastic or calciclastic arenites and white calcilutites; the facies features allow to refer these deposits to emipelagic environments, locally characterized by dilute turbiditic currents. The thickness is of about 50 metres. *Serravallian p.p.–Tortonian*.

SERRA PALAZZO FORMATION (PAA)

Primarily siliciclastic turbidites (Vallone Forluso member - **PAA₂**) with grey clayey marls interbeds, lesser calciclastic turbidites, prevailing upward (Pantano dei Gamberi member - **PAA₃**). The total thickness is of about 800-900 metres. *Late Burdigalian –Serravallian p.p.* Foraminiferal assemblages containing *Globigerinoides bisphericus* e *G. trilobus*, pre- *Orbulina universa*, in the lower part, and calcareous nannofossil assemblages referable to the boundary MNN6b/MNN7 zones, in the upper part.

PANTANO DEI GAMBERI MEMBER (PAA₃)

Medium-fine calciclastic turbidites (representing the 50% of the member) thinly interbedded with fine siliciclastic turbidites and silty marls. The mainly represented lithofacies shows submarine lower fan facies features. The member reaches 500 metres, in the eastern outcrops. In the lower part of the member a lithofacies can be distinguished (**PAA_{3c}**); it is made up of olistoliths coming

from Cretaceous carbonates platform, and chaotic facies (slumps). *Late Langhian-Serravallian p.p.* Foraminiferal assemblages containing *Orbulina universa* e *Globigerinoides trilobus*; boundary MNN6b/MNN7 nanofossil zones in the upper part.

VALLONE FORLUSO MEMBER (PAA₂)

Matrix-rich arkoses and lithic arkoses with carbonate cement with interbeds of thin silty clays and rare coarse calciclastic arenites made up of extraclasts and intraclasts. This member shows up to 6 metres thick beds, often amalgamated, and lens-shaped. The mostly occurring facies are related to proximal and middle submarine fan. The maximum thickness is of 700 metres, in the western outcrops. Late Burdigalian-Langhian. Foraminiferal assemblages containing *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphericus*, pre- *Orbulina universa*.

FLYSCH DI FAETO (FAE)

Whitish medium-fine calciclastic turbidites with calcilutites and grey to white calcareous marls interbedded, in a few centimetres to some decimetres thick beds. The calciclastic turbidites show sedimentary structures referred to the upper part of BOUMA sequence, and related to dilute turbiditic currents. These deposits conformably lie on the flysch numidico, and pass to the Serra Palazzo formation. The thickness is of about 100 metres. *Late Burdigalian-Langhian p.p.*

FLYSCH NUMIDICO (FYN)

Quartzarenites and grey subarkoses (yellow if altered) in decimetres to 1 metre thick beds, with thin grey-greenish marly argillites interlayered. The grain-size of the arenites is medium-fine and the sedimentary structures are related to submarine fan lobe facies association. The maximum thickness is of about 200 metres. *Burdigalian* (MNN3b nanofossil zone in the lower part).

FLYSCH ROSSO (FYR)

Grey-green to reddish shales, with rare calcilutites, calcarenites and silicified marls interbedded, varicoloured jaspers layers and thin black shales beds. At different heights calcarenites and whitish calcirudites with an erosional lower boundary occur. Facies features are referred to basin environments locally affected by turbiditic currents. The thickness is of over 200 metres. *Late Cretaceous (?) - Aquitanian*.

Tectonically superimposed on the Bradanic Trough Unit

BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (1966) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: F° 188 "Gravina in Puglia"*. Servizio Geologico d'Italia, E.I.R.A., Firenze.
- AA. VV. (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: F° 200 "Tricarico"*. Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e cartavalori, Ercolano, Napoli.
- AA. VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000- Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, 1: 203 pp.
- AA. VV. (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000- Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, 4: 42 pp.
- AA. VV. (1995) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000- Guida all'informatizzazione*. Quaderni SGN, serie III, 3: 130 pp.
- AA. VV. (1996) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000- Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni SGN, serie III, 2: 97 pp.
- AA. VV. (1997) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000- Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, 6: 147 pp.
- AA. VV. (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quaderni SGN, serie III, 9: 155 pp.
- AZZAROLI A., PERNO U. & RADINA B. (1968a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 188 Gravina in Puglia*. Serv. Geol. d'It.: 57 pp.
- AZZAROLI A., RADINA B., RICCHETTI G. & VALDUGA A. (1968b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 189 Altamura*. Serv. Geol. d'It.: 22 pp.
- BALDACCINI L. & VIOLA C. (1894) - *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino Lucano*. Boll. R. Com. Geol. It., 25: 372-390.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSTARDINI F. & TONNA M. (1982a) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino lucano (Avanfossa appenninica)*. Geol. Rom., 21: 89-111.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982b) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino pugliese (Avanfossa appenninica)*. Geol. Rom., 21: 1-28.
- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura*. Mem. Soc. Geol. It., VII: 379-392.
- BOENZI F., CIARANFI N., PIERI P. & WALSH N. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica dei Fogli 211 "Sant'Arcangelo" e 212 "Montalbano Jonico"*. In: Nuovi contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. N° 356 Prog. Fin. Geod.: 155-172.
- BOENZI F., DI GENNARO M.A. & PENNETTA L. (1978) - *I terrazzi della valle del Basento (Basilicata)*. Riv. Geog. It., LXXX, Fasc. 4: 396-418.
- BOENZI F., MAGGIORE M. & WALSH N. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 200 "Tricarico"*. In: Nuovi contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. N° 251 Prog. Fin. Geod.: 50-58.
- BOENZI F., PALMENTOLA G. & VALDUGA A. (1971a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 200 Tricarico*. Serv. Geol. d'It.: 46 pp.
- BOENZI F., RADINA B., RICCHETTI G. & VALDUGA A. (1971b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 201 Matera*. Serv. Geol. d'It.: 48 pp.
- BONARDI G., D'ARGENIO B., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SGROSSO I., CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. 74° Cong. Soc. Geol. It, Carta Geologica in scala 1:250.000.
- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam: 168 pp.
- BRÜCKNER H. (1983) - *Holozäne Bodenbildungen in der Alluvionen Südtaliänischen Flüsse*. Z. Geomorph. N. F., suppl. Bd.48.
- CALDARA M., CIARANFI N. & MARINO M. (1993) - *Stratigrafia dei depositi plio-pleistocenici al bordo*

- dell'Appennino lucano tra Oliveto lucano e Garaguso. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 893-908.
- CANTELLI C. (1960) - *Sul Quaternario di Gravina in Puglia*. Giorn. Geol., **28**: 211-226.
- CARISSIMO L., D'AGOSTINO O., LODDO C. & PIERI M. (1962) - *Le ricerche dell'AGIP mineraria e nuove informazioni geologiche nell'Italia centro-meridionale dall'Abruzzo al Golfo di Taranto*. VI Congr. Mond. Petrolio, sez. 1: 42 pp.
- CASERO, P., ROURE, F., ENDIGNOUX, L., MORETTI, I., MULLER, C., SAGE, L. & VIALLY, R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 109-120.
- CASNEDI R. (1988a) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 439-448.
- CASNEDI R. (1988b) - *Subsurface basin analysis of fault-controlled turbidite system in Bradano Trough, southern Adriatic foredeep, Italy*. AAPG Bull., **72**: 1370-1380.
- CASNEDI R. (1991) - *Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating basins of the southern Adriatic foredeep (Italy)*. In: BOUMA & CARTER (Eds.) "Facies models in exploration and development of hydrocarbon and ore deposits": 219-233.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Evoluzione della avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 243-260.
- CENTAMORE E. (1969) - *Contributo alla geologia della Basilicata; la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel secondo quadrante del F° 187 "Melfi" - Nota preliminare*. Boll. Serv. Geol. d'It., **89**: 23-35.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., IACOBACCI 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 ed Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, **1**: 97-122.
- CIARANFI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & VEZZANI L. (1983) - *Carta neotettonica dell'Italia meridionale*. Prog. Fin. Geod. del CNR, **515**: 62 pp.
- CIARANFI N. & LOIACONO F. (1983) - *Il Flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici e Geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana. **XVI**: 1-43.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G. & WALSH N. (1979) - *Considerazioni sulla neotettonica della Fossa Bradanica*. Prog. Fin. Geod. CNR, **251**: 73-95.
- CIARANFI, N., PIERI, P. & RICCHETTI, G. (1988) - *Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 449-460.
- CITA B. M. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. di Paleont. Strat., **81**: 427-544.
- CITA M. B., CAPRARO L., CIARANFI N., DI STEFANO E., MARINO M., RIO D., SPROVIERI R. & VAI G. B. (2006) - *Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene*. Episodes, **29**: 159-182.
- CITA M. B. & CASTRADORI D. (1994) - *Workshop on marine section from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene*. Il Quaternario, **7** (2): 677-692.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Les facies sedimentaires du Bassin Irpinien (Italie Meridionale)*. Atti Acc. Pont., n.s., **21**: 13-21.
- 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.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Contributo per la Carta Neotettonica Italiana, Pubbl. **251**: 645-654.
- CRESCENTI U. (1975) - *Sul substrato pre-pleistocenico dell'Avanfossa appenninica dalle Marche allo Jonio*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 583-634.

- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino Foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 3-15.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Acc. Naz. Lincei, Pubbl. n° **280**: 49-72.
- DAZZARO G. & RAPISARDI L. (1983) - *Contributo alle conoscenze stratigrafico-strutturali della parte nord-orientale dell'Appennino lucano*. Studi Geologici e Geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana, **XVII**: 21 pp.
- DAZZARO G. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 51-58.
- DAZZARO L., DI NÓCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M.R. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calagio (Monti della Daunia- Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 411-422.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Research, **8**: 105-123.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Ed. Laterza: 241 pp.
- D'ERASMO G. (1933-1934) - *Il mare pliocenico nella Puglia*. Mem. Geol. e Geogr. di DAINELLI G., IV.
- DI STEFANO G. & VIOLA C. (1892) - *L'età dei tufi calcarei di Matera e di Gravina di Puglia ed il sottopiano materino*. Boll. R. Com. Geol. It., **XXIII**.
- 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** (5): 1309-1321.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleontol. Strat.: **104**: 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- GALLICCHIO S. (1996) - *Le successioni torbiditiche calciclastiche nell'evoluzione dell'avanfossa miocenica nell'Appennino meridionale. Considerazioni stratigrafiche e paleogeografiche sui flysch esterni*. Tesi di dottorato, Università di Bari: 162 pp.
- GALLICCHIO S. (2004) - *Caratteri geologici e stratigrafici del Flysch di Faeto e della Formazione di Serra Palazzo nell'area della Dorsale di Rotondella (settor meridionale dell'Appennino lucano)*. Studi Geologici di Camerti, nuova serie, **1**: 97-113.
- GALLICCHIO S. & MAIORANO P. (1999) - *Revised stratigraphy of the Serra Palazzo Formation, a Miocene foredeep turbidite succession of the southern Apennines (Italy)*. Riv. It. Paleont. e Strat., **104** (3): 391-416.
- GALLICCHIO S., MAIORANO P. & SABATO L. (1994) - *Osservazioni stratigrafiche su una successione del Flysch Rosso nell'area di Vaglio di Basilicata*. In: Riassunti 77° Cong. Naz. Soc. Geol. It., Bari: 122-124.
- 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)*. Palaeopelagos, **6**: 517-526.
- GALLICCHIO S. & SABATO L. (2008) - *Geology of Tricarico area*. In: M. TROPEANO & L. SABATO (Eds) "Plio-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Southern Italy foredeep: key examples from South Apennines front and Bradanic Trough (Basilicata Region)". Pre-Congress Field Trip (Basilicata- Italy), GeoSed Bari, 23-24 September: 90-92.
- GALLICCHIO S., SABATO L. & PIERI P. (2008) - *Il Livello Bonarelli ed altri eventi anossici cretatici nel Flysch Rosso: le argilliti e radiolariti di Campomaggiore (Basilicata, Appennino lucano)*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'It., vol. Sp. in memoria di Jacobacci, **LXXVII**: 95-110.
- GAMBASSINI P. (1967) - *Il Conglomerato di Serra del Cedro, presso Tricarico (MT)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., **18**: 153-157.

- GILBERT G.K. (1885) - *The topographic features of lake shores*. U.S. Geol. Surv., 5th Annual Rep.: 69-123.
- HIEKE MERLIN O., LA VOLPE L., NAPPI G., PICCARRETA G., REDINI R. & SANTAGATI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 186 Sant'Angelo dei Lombardi e 187 Melfi*. Serv. Geol. It.: 188 pp.
- HILGEN F.J., KRIGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary (Sicily, Italy)*. Mar. Micro-pal., **38**: 181-211.
- IACCARON S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds) "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press: 283-314.
- IANNONE, A. & PIERI, P. (1979) - *Considerazioni critiche sui "Tufo calcarei" delle Murge. Nuovi dati litostatigrafici e paleoambientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **2**: 173-186.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T., & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In Geology of Italy (Squires, Ed.): 317-328.
- LAZZARI M. & PIERI P. (2002) - *Modello stratigrafico-deposizionale della successione regressiva infra-pleistocenica della Fossa bradanica nell'area compresa fra Lavello, Genzano e Spinazzola*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 231-237.
- LENTINI F. (1979) - *Le unità sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano)*. Geol. Rom., **18**: 215-224.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena Appenninico-magrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale: 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics **34**: 141-158.
- LOIACONO F. & SABATO L. (1987) - *Stratigrafia e sedimentologia di depositi pleistocenici di fan-delta sul margine appenninico della Fossa bradanica (Tricarico, Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 275-296.
- LOIACONO F. & SBARRA R. (1991a) - *Caratteri sedimentologici della Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Tricarico (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 157-166.
- LOIACONO F. & SBARRA R. (1991b) - *Carbonate Olistoliths in a Miocene foredeep succession of Southern Apennines*. Giornale di Geologia, **53** (2): 227-233.
- LONGHITANO S.G., SABATO L. & TROPEANO M. (2007) - *Cross-stratified hybrid arenites from the Pliocene Tricarico succession (southern Apennines): influence of tidal currents and high-frequency relative sea-level changes onto large-scale subaqueous dunes*. Convegno Geosed Siena 2007, 24-28 settembre 2007: 55.
- LONGHITANO S.G., SABATO L. & TROPEANO M. (2008a) - *Why does a clinoform stop to prograde? An example from the Tricarico mixed succession, Southern Apennines (Italy)*. SEPM Workshop on Clinoform sedimentary deposits: the processes producing them and the stratigraphy defining them. Rock Springs, Wyoming: 53.
- LONGHITANO S.G., SABATO L. & TROPEANO M. (2008b) - *The second cycle at Tricarico: a tide-flood delta of mixed arenites*. In: TROPEANO M. & SABATO L. (Eds) "Plio-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Southern Italy foredeep: key examples from South Apennines front and Bradanic Trough (Basilicata Region)". Pre-Congress Field Trip (Basilicata - Italy), GeoSed Bari, 23-24 September: 93-97.
- LONGHITANO S., SABATO L., TROPEANO M. & GALLICCHIO S. (2010) - *A mixed bioclastic-siliciclastic flood-tidal delta in a micro tidal setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (Pliocene, Southern Apennine, Italy)*. J. Sed. Res., **80**, 36-53.
- MAGGIORE M. & WALSH N. (1975) - *I depositi plio-pleistocenici di Acerenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 93-109.
- MAIORANO P. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei di successioni torbiditiche mioceniche*

- nell'Appennino meridionale e di successioni pelagiche (DSDP e ODP) mediterranee ed extra mediterranee.* Tesi di dottorato, Università di Bari: 177 pp.
- MAIORANO P. (1998) - *Miocene Calcareous nannofossil biostratigraphy from Southern Apennines foredeep deposits and Mediterranean DSDP site 372.* Riv. It. Paleont. e Strat., **104**: 391-416.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* Reprinted from Proceeding of the II Planktonic Conference, Roma 1971, A. FARINACCI (Ed.).
- MASSARI F. & PAREA G.C. (1990) - *Wave dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy).* In: A. COLELLA & D.B. PRIOR (Eds) "Coarse-grained deltas" Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **10**: 113-127.
- MIGLIORINI C. (1937) - *Cenno sullo studio e sulla prospezione petrolifera di una zona dell'Italia meridionale.* Il Cong. Mondiale petrolio, Parigi: 1-11.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *L'Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.
- NEBOIT R. (1975) - *Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles; «étude morphologique».* Thesis Sc. Un. Lille: 715 pp.
- NEBOIT R. (1980) - *Morphogénèse et occupation humaine dans l'Antiquité.* Bull. Ass. Géogr. Franc. : 466 pp.
- NEBOIT R. (1983) - *L'homme et l'érosion.* Faculté des lettres et Sciences humaines de l'Université de Clermont-Ferrand II, fasc. 17.
- NEBOIT R. (2003) - *Le Témoignage ambigu des terrasses historiques de piémonts en Italie méridionale.* "In the mediterranean world environment and history". Paris, Université, Paris-Sorbonne, 24-26 Avril 2002, Ed. ELSEVIER.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la "Formazione di Stigliano" e la "Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 291-297.
- PALMENTOLA G. (1969) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Campomaggiore (Potenza).* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, **7** (1): 41-48.
- PALMENTOLA G. (1970) - *Nuovi dati e considerazioni sulla Formazione di Serra Palazzo in Lucania.* Mem. Soc. Geol. It., **9**: 81-90.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *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 lithosphere in Italy", Atti Acc. Naz. dei Lincei: 157-176.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene).* In G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds) "Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins": 401-440.
- PATACCA & SCANDONE P. (2004) - *The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the southern Apennines and Sicily (Italy).* Sp. Vol. S.G.I. IGC 32, Firenze: 93-129.
- PATACCA & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines.* Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue. N° 7, p.p. 75-119.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian Sand Event in the Southern Apennines.* Mem. Sc. Geol. Padova, **XLIII**, allegato: 297-337.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia Meridionale) durante il Miocene.* Boll. Soc. Geol. It., **97**: 783-805.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 37-46.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M., & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro Basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy.* Tectonophysics, **315**: 269-286.

- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 353-360.
- PESCATORE T. & SENATORE M.T. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. In Foreland Basin Spec. Publ. Int. Ass. Sed., **8**: 169-182.
- PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1980) - *I rapporti tra i depositi del bacino di Lagonegro e del bacino irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, **47** (IV): 19-41.
- PICCARRETA G. & RICCHETTI G. (1970) - *I depositi del Bacino fluvio-lacustre della Fiumara di Venosa-Matinelle del Torrente Basentello*. Mem. Soc. Geol. It., **IX**: 121-134.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1994) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa bradanica a sud dell'Ofanto nel Pleistocene*. In: "Guida alle escursioni". 77° Cong. Naz. Soc. Geol. It., Bari. Quad. Bibl. Prov. Matera, **15**: 35-54.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 501-515.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (2004) - *Plio-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the foreland-foredeep-chain system in Southern Italy*. In: Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. **LXIII**, Field trip guide book, 32nd Int. Geol. Congress, August 20-28 2004, Florence (Italy), Vol. n°1, P35: 44 pp.
- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M. & TROPEANO M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanico-ionica*. Il Quaternario, **10** (2): 535-542.
- PIERI P. & WALSH N. (1973) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo nell'ambito del Foglio 187 "Melfi"*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **82**: 171-190.
- RAPISARDI L. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica del Foglio 187 Melfi*. In: Nuovi contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. N° 356 Prog. Fin. Geod.: 121-133.
- RICCHETTI G. (1965) - *Alcune osservazioni sulla serie della Fossa bradanica. Le "Calcareni di M. Castiglione"*. Boll. Soc. Nat. in Napoli **74**: 3-11.
- RICCHETTI G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del Fiume Bradano*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 607-622.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **49**: 421-430.
- RICCI LUCCHI (1980) - *Sedimenti marini profondi: torbiditi*. In: F. RICCI LUCCHI (Ed.) "Sedimentologia. Parte III Ambienti sedimentari e facies": 317-373
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore Genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. Init. Rep., DSDP, **68**: 325-343.
- RIO D., CITA M. B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian Historical Stratotypes*. In G. MONTANARI, ODIN, R. COCCIONI (Eds) "Miocene Stratigraphy. An integrated Approach": 57-87.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns in the Western Mediterranean*. In K.A. KASTEN, J. MASCLE *et alii* (Eds), Proceeding of ODP, Scientific Results, **107**: 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleontol. Strat., **100**: 103-124
- SABATINI V. & CASSETTI M. (1892) - *Carta Geologica d'Italia al 100.000 Foglio n° 188 "Gravina di Puglia"*, Roma.
- SABATO L. (1984) - *Il Conglomerato di Serra del Cedro nell'evoluzione del margine esterno dell'Appennino*. Tesi di Laurea inedita. Università di Bari: 114 pp.
- SABATO L. (1996) - *Quadro stratigrafico-deposizionale dei depositi regressivi nell'area di Irsina (Fossa bradanica)*. Geol. Rom., **32**: 219-230.

- SABATO L. (2003) - *I depositi silicoclastici regressivi di Irsina (Basilicata, Fossa bradanica)*. In "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". Suppl. Fasc 1/2003 Geologia dell' Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002: 201-212.
- SABATO L., GALLICCHIO S., CHIOCCHINI M., MAIORANO P. & PREMOLI SILVA I. (in prep.) *Stratigraphic and sedimentological study of the lower-middle Eocene to Aquitanian calcareniti e argilliti rosse di Fontana Valloneto unit (Southern Apennines, Basilicata)*.
- SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., SALVINI G. & SCOTTI P. (2007a) - *Cretaceous anoxic events in the argilliti e radiolariti di Campomaggiore unit, (Lagonegro-Molise basin, southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Italian Journal of Geosciences, Special Issue Results of the CROP Project Sb-Project CROP-04 Southern Apennine (Italy), Sp. Issue 7: 57-74.
- SABATO L., LONGHITANO S., TROPEANO M., GALLICCHIO S. & PIERI P. (2007b) - *Complex stratigraphic patterns in the Pliocene wedge-top hybrid succession of Tricarico (Southern Apennines, Italy)*. 25th Meeting IAS, Patras-Greece, 4-7th September 2007, Book of Abstracts: 302.
- SABATO L. & MARINO M. (1994) - *I depositi pliocenici del margine appenninico di Tricarico (Basilicata)*. Quad. Bibl. Prov. Matera, **15**: 87-103.
- SABATO L., TROPEANO M. & PIERI P. (2004) - *Problemi di cartografia geologica relativa ai depositi quaternari del F° 471 "Irsina". Il Conglomerato di Irsina: mito o realtà? Il Quaternario* **17**(2/1): 391-404.
- SACCO F. (1911) - *La Puglia*. schema geologico. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 529-638.
- SBARRA R. (1994) - *La sedimentazione torbiditica nella avanfossa medio-miocenica dell'Appennino meridionale*. Tesi di Dottorato, Università di Bari: 175 pp.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia Lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**: 301-469.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: nota illustrativa della carta dei Terreni della serie Calcareo-silico-marnosa*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 1-75.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetroliфера della Fossa bradanica (avanfossa della Catena appenninica meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 87-108.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.
- SPAAR P. (1983) - *Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene*. Utrecht Micropal. Bull., **28**: 1-160.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene*. In: S. IACCARINO (Ed.) "Integrated Stratigraphy and Paleocyanography of the Mediterranean Middle Miocene". Riv. Ital. Paleont. Strat., **108** (2): 337-353.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontol. Bull., **32**: 272 pp.
- TROPEANO M., SABATO L. & PIERI P. (2002a) - *Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy)*. In: S.J. JONES & L.E. FROSTICK (Eds) "Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences". Geol. Soc. London, Spec. Publ., **191**: 55-79.
- TROPEANO M., SABATO L. & PIERI P. (2002b) - *The Quaternary "post-turbidite" sedimentation in the South-Apennines foredeep (Bradanic Trough - Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. in memoria di G. Piali, **121**, vol. Sp. 1: 449-454.
- VALDUGA A. (1973) - *Fossa Bradanica*. In: Geologia dell'Italia. A cura di A. DESIO, Ed. UTET: 692-695.
- VIOLA C. (1891) - *Appunti geologici sulla regione miocenica di Stigliano (Basilicata)*. Boll. R. Com. Geol. It., **22**: 85-98.
- VIOLA & SABATINI (1908) - *Carta Geologica d'Italia al 100.000 Foglio n° 200 "Laurenzana"*, Roma
- ZUFFA G. G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Journ. Sed. Petr., **50** (1): 21-29.

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO