



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 470

POTENZA

A cura di:

T. Pescatore² (†), S. Di Nocera³, F. Matano³⁻⁴

con i contributi di:

G. Ciampo³, V. Di Donato³, P. Esposito³, A. Riviello⁴

¹ Dipartimento Ambiente, Territorio, delle Politiche della Sostenibilità, Regione Basilicata;

² Dipartimento di Scienze Geologiche e Ambientali, Università degli Studi del Sannio;

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II";

⁴ 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.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento informatizzazione

B. Anzidei

Coordinamento scientifico ed editoriale

T. Pescatore, S. Di Nocera

*Informatizzazione ed 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	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 13
1.	- L'APPENNINO MERIDIONALE.....	» 13
2.	- SCHEMA PALEOGEOGRAFICO.....	» 15
2.1.	- BACINO LIGURIDE.....	» 15
2.2.	- PIATTAFORMA CARBONATICA SUD-APPENNINICA.....	» 16
2.3.	- BACINO LAGONEGRESE.....	» 16
2.3.1.	- <i>Settori interni</i>	» 17
2.3.2.	- <i>Settori assiali</i>	» 18
2.3.3.	- <i>Settori esterni</i>	» 18
2.4.	- PIATTAFORMA APULA.....	» 19
2.5.	- DISCUSSIONE SUL SIGNIFICATO PALEOGEOGRAFICO DELLE UNITÀ BACINALI SICILIDI E LAGONEGRESI.....	» 19
3.	- L'APPENNINO LUCANO CENTRALE.....	» 20
IV	- STRATIGRAFIA	» 23
1.	- PREMESSA METODOLOGICA SULLE ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE.....	» 25
2.	- UNITÀ TETTONICA MONTE ARIOSO.....	» 27
2.1.	- SCISTI SILICEI.....	» 28
2.2.	- FLYSCH GALESTRINO.....	» 29
2.3.	- FLYSCH ROSSO (CFR. FLYSCH ROSSO "INTERNO" <i>AUCT.</i>).....	» 32
2.3.1.	- <i>membro diasprigno</i>	» 36
2.3.2.	- <i>membro calcareo</i>	» 36
2.4.	- FLYSCH NUMIDICO.....	» 37
3.	- UNITÀ TETTONICA GROPPA D'ANZI.....	» 38
3.1.	- FLYSCH GALESTRINO.....	» 38
3.2.	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV) (CFR. ARGILLE VARICOLORI "LAGONEGRESI" <i>AUCT.</i>).....	» 39
3.3.	- FORMAZIONE DI CORLETO PERTICARA.....	» 42
3.4.	- FORMAZIONE DI PAOLA DOCE.....	» 46
3.4.1.	- <i>membro calcareo</i>	» 51
3.5.	- FLYSCH NUMIDICO.....	» 53
4.	- UNITÀ TETTONICA VAGLIO BASILICATA.....	» 54
4.1.	- FLYSCH GALESTRINO.....	» 54
4.2.	- FLYSCH ROSSO (CFR. FLYSCH ROSSO "ESTERNO" <i>AUCT.</i>).....	» 55

4.2.1.	- <i>membro diasprigno</i> (CFR. ARGILLE VARICOLORI DI CAMPOMAGGIORE <i>AUCT.</i>).....	» 56
4.3.	- FLYSCH NUMIDICO	» 58
5.	- UNITÀ TETTONICA SAN CHIRICO	» 59
5.1.	- FLYSCH ROSSO (CFR. FLYSCH ROSSO “ESTERNO” <i>AUCT.</i>)	» 59
5.2.	- FLYSCH NUMIDICO	» 59
5.3.	- FORMAZIONE DI SERRA PALAZZO	» 60
5.3.1.	- <i>membro di Vallone Forluso</i>	» 60
5.3.2.	- <i>membro di Pantano dei Gamberi</i>	» 62
5.4.	- ARGILLE SILTOSE DEL TORRENTE FLAGA	» 62
6.	- UNITÀ SINOROGENICHE MIOCENICHE	» 63
6.1.	- FLYSCH DI GORGOGNONE	» 63
7.	- UNITÀ DEI BACINI PLIOCENICI INTRAPPENNINICI: IL SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO.....	» 65
7.1.	- SINTEMA DI TRICARICO	» 66
7.2.	- SINTEMA DI TOLVE	» 67
7.2.1.	- <i>subsintema di Potenza</i>	» 68
7.2.2.	- <i>subsintema di Acerenza</i>	» 78
8.	- DEPOSITI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARI.....	» 80
8.1.	- SINTEMA DI MONTE DEL VESCOVO.....	» 81
8.2.	- SUPERSINTEMA DEL FIUME BASENTO.....	» 82
8.2.1.	- <i>sintema di Chianchetta</i>	» 82
8.2.2.	- <i>sintema della Fiumara del Mattino</i>	» 84
8.3.	- SUPERSINTEMA DEL FIUME BRADANO.....	» 84
8.3.1.	- <i>sintema di Possidente</i>	» 84
8.4.	- UNITÀ UBIQUITARIE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA ..	» 85
8.4.1.	- <i>Deposito di frana antica di Ruoti</i>	» 85
8.4.2.	- <i>Detrito di falda</i>	» 86
8.4.3.	- <i>Depositi lacustri e palustri</i>	» 86
8.4.4.	- <i>Deposito di frana antica</i>	» 86
8.4.5.	- <i>Deposito di versante</i>	» 86
8.4.6.	- <i>Coltre eluvio-colluviale</i>	» 87
8.4.7.	- <i>Depositi alluvionali recenti</i>	» 87
8.4.8.	- <i>Depositi lacustri</i>	» 88
8.4.9.	- <i>Depositi alluvionali</i>	» 88
8.4.10.	- <i>Deposito di frana</i>	» 88
8.4.11.	- <i>Depositi antropici</i>	» 88
V	- PRINCIPALI ELEMENTI TETTONICI ED ASSETTO STRUTTURALE	» 91

VI	- EVOLUZIONE GEOLOGICA	» 99
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	» 105
1.	- CENNI GEOMORFOLOGICI	» 105
2.	- IDROGRAFIA ED IDROGEOLOGIA	» 107
3.	- DISSESTI E FRANOSITÀ	» 109
4.	- SISMICITÀ DELL' AREA E CORRELAZIONE TRA FRANE E TERREMOTI	» 113
5.	- CAVE ED ALTRE EVIDENZE DI INTERESSE AMBIENTALE.....	» 114
	BIBLIOGRAFIA	» 116
	EXTENDED ABSTRACT	» 125
	LEGEND	» 129

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio n° 470 “Potenza” in scala 1:50.000, esteso circa 650 km², ricade nel settore assiale del segmento campano-lucano della catena appenninica. L’area del foglio si sviluppa in corrispondenza dello spartiacque appenninico principale, che presenta un andamento sinuoso, spostato verso ovest in corrispondenza della congiungente Monte Li Foi - Avigliano, da cui si dipartono alcuni impluvi che costituiscono sia la parte alta del bacino del fiume Tanagro, tributario del Mar Tirreno, che dei bacini del fiume Bradano e del fiume Basento, entrambi tributari del Mar Ionio. Dal punto di vista amministrativo, il territorio del foglio è ubicato quasi interamente nella provincia di Potenza e solo in piccola parte in quella di Matera (Regione Basilicata).

Il territorio del Foglio n° 470 “Potenza” in scala 1:50.000 è compreso in quattro fogli geologici alla scala 1:100.000: il Foglio n° 199 “Potenza” (S.G.D’I., 1969a), nel quale rientra la maggior parte dell’omonimo foglio in scala 1:50.000, ed i fogli n° 200 “Tricarico” (S.G.D’I., 1969b), n° 187 “Melfi” (S.G.D’I., 1970a) e n° 188 “Gravina di Puglia” (S.G.D’I., 1970b).

La prima edizione del Foglio Potenza in scala 1:100.000; è stata redatta nel 1908 a cura di L. Baldacci e V. Sabatini, sulla scorta dei rilievi geologici eseguiti durante gli anni 1888-1892, riveduti successivamente tra gli anni 1905 - 1906 da C. Viola, V. Sabatini e C. Crema (S.G.D’I., 1908).

La seconda edizione della Carta Geologica, ancora in scala 1:100.000, è stata ultimata nel 1969, sulla base dei rilievi svolti tra il 1965 ed il 1969 in gran parte (II, III, IV quadrante) da rilevatori ed analisti dell’Università di Napoli, sotto la direzione di F. Scarsella (G. Bonardi, G. Guzzetta, A. Ietto, P. Scandone, I. Sgrosso, P. De Capoa e M. Torre), e (I quadrante) dai rilevatori ed analisti dell’Università di Bari, sotto la direzione di A. Valduga (F. Boenzi, P. Gambassini, G.

Palmentola, G. Ricchetti, e P. Luperto Sinni) (S.G.D'I., 1969a). In tale occasione furono condotti rilievi su basi topografiche IGM in scala 1:25.000 e, per le zone con problematiche geologiche complesse, anche su basi in scala 1:10.000.

Per questa terza edizione del Foglio Geologico Potenza sono stati eseguiti rilievi *ex novo* su basi topografiche in scala 1:5.000 e 1:10.000, realizzate nel 1984 dalla Regione Basilicata, e su basi IGM in scala 1:25.000 degli anni '50-'60. Il rilevamento ha avuto inizio nell'autunno del 1996 ed è stato completato nell'autunno 2000. Il coordinamento scientifico del foglio è stato curato da T. Pescatore; i rilievi geologici sono stati condotti sotto la direzione di S. Di Nocera. Alle operazioni di rilevamento hanno partecipato come rilevatori esperti F. Matano (200 km²) e F. Peduto (200 km² con integrazioni di F. Matano ed A. Riviello); hanno prestato inoltre la loro opera come rilevatori A. Riviello (50 km²), C. Capitelli (50 km²), A. Lo Sasso (50 km²), V. Pasqui (50 km²) e M. P. Vaccaro (50 km²). Il gruppo degli analisti, coordinato da G. Ciampo (ostracodi), è costituito da P. Esposito (nannofossili calcarei) e da V. Di Donato (foraminiferi planctonici e bentonici). Le analisi petrografiche delle arenarie sono state affidate a L. Piccarreta.

La legenda del foglio, inizialmente redatta su basi litostratigrafiche, è stata in seguito reimpostata sulla base delle unità tettoniche individuate. In particolare la legenda del foglio "Potenza" raggruppa le varie successioni stratigrafiche meso-cenozoiche in quattro principali unità tettoniche: *Unità Monte Arioso*, *Unità Groppa d'Anzi*, *Unità Vaglio Basilicata* ed *Unità San Chirico*. Tali unità tettoniche trovano giustificazione per la loro estensione a carattere regionale e, in parte, per la differente successione stratigrafica; esse sono state riconosciute, sia pure talora con denominazioni ed interpretazioni diverse, nei fogli geologici contigui ad est (F° 471 Irsina), a sud (F° 489 Marsico Nuovo) e a nord (F° 451 Melfi e F° 452 Rionero in Vulture).

Nell'ambito delle varie unità tettoniche, si sono distinte unità litostratigrafiche del rango delle formazioni; quando necessario, esse sono state suddivise in "membri" in base alla frequenza, alla potenza e distribuzione areale delle litologie presenti. Nella stratigrafia dei terreni continentali quaternari si è ritenuto opportuno adottare come unità di riferimento le "unità a limiti inconformi" (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) come definite dall'I.S.G. (SALVADOR, 1994). Per quanto riguarda la nomenclatura è da tener presente che per alcune delle unità litostratigrafiche presenti nel foglio sono state adottate denominazioni che non seguono le indicazioni del codice di nomenclatura stratigrafica (SALVADOR, 1994), ma che sono ormai entrate nell'uso ed ampiamente presenti nella letteratura geologica (ad es. *Scisti Silicei*, *Flysch Galestrino*, ecc).

II - STUDI PRECEDENTI

Tra le prime osservazioni di carattere geologico pubblicate si ricordano quelle effettuate nella seconda metà del 1800 da M. PETAGNA, G. TENORE, L. PILLA e P. TCHATCHEFF durante alcuni viaggi compiuti in varie località della Basilicata.

DE GIORGI (1879) è il primo autore che, con una monografia dedicata alla Basilicata, traccia un quadro regionale della geologia mediante l'ausilio di una carta geologica. Tra la fine dell'800 e l'inizio del 900 DE LORENZO (1892) contribuisce moltissimo nel definire un primo schema geologico della Lucania, a seguito dei risultati del primo rilevamento sistematico della regione favorito dalle iniziative dell'Ufficio Geologico. Infatti, la prima edizione del foglio geologico Potenza redatta tra gli anni 1892-1898 risente in gran parte dello schema geologico proposto da DE LORENZO, secondo il quale la serie di Lagonegro medio-triassica, unitamente alla soprastante potente sequenza fliscioide eocenica, costituiscono un'unica successione autoctona.

Lo schema geologico di DE LORENZO viene confermato fino agli anni '30 da CREMA (1902, 1926), SACCO (1910, 1912), GALDI (1918), LOTTI (1923), PORRO (1926) e da BONARELLI (1932). Solo GRYZBOWSKI (1921) e BEHRMANN (1936) considerano l'Appennino strutturato secondo una serie di scaglie tettoniche tralate orizzontalmente per varie decine di chilometri.

ANELLI (1939) elabora l'ipotesi che l'Appennino calcareo costituisca un'unica falda di ricoprimento. Tra gli anni '40 e '50 gli autori assumono modelli geologici anche contrastanti tra loro. Infatti, MIGLIORINI (1946, 1948, 1952) e SCARSELLA (1957) sono concordi nel considerare l'Appennino costituito da una serie di scaglie tettoniche, mentre LAZZARI A. (1954, 1959) sposa la posizione autoctonista di DE LORENZO.

Nel 1956 LUCINI riconosce nella serie di Lagonegro il passaggio stratigrafico continuo tra il *Flysch Galestrino* e gli *Scisti silicei*.

SELLI nella sua sintesi del 1962 considera la catena appenninica costituita da coltri di ricoprimento su di un basamento “paleoautoctono” formato dai massicci carbonatici dell’Appennino e delle Murge.

Negli anni 1961-63 la scuola francese della Sorbona (GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BUSQUET, AFCHAIN) studia il territorio lucano apportando grossi contributi specificatamente nella geologia strutturale, rivoigendo particolare attenzione alle modalità della messa in posto delle varie falde tettoniche.

Numerosi lavori descrivono i caratteri geologici e strutturali dell’area dell’Appennino lucano; in particolare, per una descrizione più dettagliata, si rimanda ai lavori di D’ARGENIO *et alii* (1973, 1975), AMODIO MORELLI *et alii* (1976), PESCATORE *et alii* (1992, 1999a, 1999b), CARBONE *et alii* (1988), MOSTARDINI & MERLINI (1986).

Vari autori (SELLI, 1962; OGNIBEN, 1969, 1986; D’ARGENIO *et alii*, 1973) ritengono che i rapporti tra le successioni stratigrafiche affioranti, *Unità Lagonegresi* ed *Unità Sicilidi*, siano tettonici. In particolare, il *Complesso Sicilide* di OGNIBEN (1969, 1986) e di LENTINI (1979) e le equivalenti *Unità Sicilidi* di D’ARGENIO *et alii* (1973), si sarebbero depositi in un bacino ad ovest di una piattaforma carbonatica, denominata, da questi autori, rispettivamente come Piattaforma Panormide e Piattaforma Campano-lucana. Le *Unità Sicilidi* avrebbero raggiunto la loro attuale posizione ad est della piattaforma suddetta e sopra le *Unità lagonegresi*, con la fase tettonica tortoniana, secondo OGNIBEN (1969, 1986), o con quella langhiana, secondo D’ARGENIO *et alii* (1973).

MOSTARDINI & MERLINI (1986) propongono uno schema paleogeografico, basato soprattutto sull’interpretazione di profili sismici, nel quale l’area di sedimentazione delle *Unità Sicilidi* viene individuata nel bacino lagonegrese-molisano. Una ricostruzione paleogeografica analoga era stata già ipotizzata da MANFREDINI (1966, 1986) sulla base della continuità stratigrafica tra terreni attribuiti alle *Argille Varicolori* ed alle *Unità lagonegresi*.

Vari autori nel passato hanno segnalato il passaggio stratigrafico tra una formazione argillosa e calcarea attribuita alle *Argille Varicolori* e il *Flysch Numidico* (BOENZI *et alii*, 1968; CENTAMORE *et alii*, 1971). DAZZARO & RAPISARDI (1984) assegnano in particolare le *Argille Varicolori* affioranti lungo il margine esterno della catena al Bacino di Lagonegro. PESCATORE *et alii* (1988, 1992) propongono un quadro paleogeografico del bacino di Lagonegro nel quale le successioni delle *Unità Sicilidi* rappresentano i sedimenti della zona assiale del bacino, mentre entrambe le zone marginali sono caratterizzate dai terreni del *Flysch Rosso*.

I depositi plio-pleistocenici dei bacini intra-appenninici dell’Appennino campano-lucano sono tradizionalmente riferiti in letteratura alla “*Unità di Ariano*” (IPPOLITO *et alii*, 1973; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; D’ARGENIO *et alii*, 1975).

Un'aggiornata sintesi dei caratteri evolutivi tettono-sedimentari delle successioni plioceniche dell'Appennino campano-lucano è stata recentemente presentata da PATACCA & SCANDONE (2001), che discutono in dettaglio l'evoluzione dei settori dell'Ofanto e del bacino di Sant'Arcangelo; l'area della Baronia, Arianese e Daunia meridionale è invece discussa in CIARCIA *et alii* (2003). In letteratura sono presenti anche alcune note riferite più specificamente a settori dell'area di studio, quali DI NOCERA *et alii* (1988a) e LAZZARI *et alii* (1988a, 1988b) per l'area di Potenza, DI NOCERA *et alii* (1991) per l'alta valle del fiume Basento, MAGGIORE & WALSH (1975) per l'area di Acerenza, CENTAMORE *et alii* (1971) per la zona tra Acerenza e Avigliano, e RIVIELLO *et alii* (1997) per l'area di Tolve.

Gli aspetti dell'evoluzione geologica e geomorfologica quaternaria dell'area del Foglio Potenza sono stati affrontati solo in alcuni studi a carattere generale alla scala dell'Appennino campano-lucano (AMATO *et alii*, 1995; AMATO & CINQUE, 1999) ad eccezione dello studio sui tassi di sollevamento quaternari nell'area di Tito e Potenza (SCHIATTARELLA *et alii*, 2003) e di alcuni studi morfologici sulla adiacente area dell'Alta Val d'Agri (DI NIRO *et alii*, 1992; DI NIRO & GIANO, 1995).

PROGETTO

CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - L'APPENNINO MERIDIONALE

L'Appennino meridionale è un segmento arcuato a falde di ricoprimento, compreso tra l'arco dell'Appennino centro-settentrionale e l'arco calabro-peloritano, formatosi in gran parte durante il Neogene. I numerosi Autori che hanno studiato la catena appenninica meridionale hanno dato differenti interpretazioni sull'assetto e la geometria dei suoi elementi tettonici, mentre è sempre stata condivisa la generale vergenza orientale delle traslazioni tettoniche.

In via schematica, questo settore di catena appenninica, è costituito da quattro elementi tettonici regionali:

- 1) l'elemento più alto ed occidentale è formato da un insieme di successioni depostesi nel dominio oceanico interno (Neotetide) e da successioni silico-clastiche inframioceniche di bacino di avanfossa (*Gruppo del Cilento*; AMORE *et alii*, 1988a); seguono, in Calabria, le unità dell'Arco Calabro (*Unità Calabridi*);
- 2) il secondo elemento consta di un insieme di unità tettoniche impilate, costituite da depositi carbonatici mesozoici di piattaforma carbonatica e dei suoi margini (Piattaforma Sud-appenninica) e da depositi calcareo-clastici, pelitici e silico-clastici miocenici, connessi ai successivi momenti di annegamento degli stessi domini di piattaforma;
- 3) il terzo elemento è costituito da unità cenozoiche e mesozoiche di bacino impostato su crosta continentale assottigliata (Bacino di Lagonegro) e successioni di bacino di avanfossa del Miocene medio-superiore, a struttura imbricata;
- 4) l'elemento strutturale più basso è costituito da un esteso sistema di *foreland*

thrust belt, prevalentemente sepolto, riconosciuto dall'Abruzzo al Golfo di Taranto; esso è rappresentato dalla Piattaforma apula interna strutturata (MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tale dominio strutturale si individua sia in affioramento nella porzione abruzzese-molisana con l'*Unità di Casoli-Bomba* (PATACCA *et alii*, 1992b) sia nella porzione campano-lucana della catena con l'*Apulian thrust system* (LENTINI *et alii*, 1990, 2002), ove è sepolto dalle falde di provenienza più interna, ed è affiorante al Monte Alpi (VAN DIJK *et alii*, 2000) e subaffiorante a nord della sinclinale dell'Ofanto (MATANO & DI NOCERA, 2001). Esso è costituito da depositi meso-cenozoici di piattaforma carbonatica di mare basso, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini del Messiniano-Pliocene.

Tali elementi giacciono direttamente sui sedimenti dell'Avanfossa Bradanica, costituiti da depositi plio-quadernari discordanti sulle successioni carbonatiche della Piattaforma Apula esterna.

L'evoluzione tettonica mio-pliocenica dell'orogene sud-appenninico si colloca in un contesto di tettonica post-collisionale, legata all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e la microzolla adriatico-apula.

Nel Miocene la costruzione della catena è avvenuta mediante impulsi di maggiore trasporto orogenico ("fasi tettoniche"), intervallati da periodi di relativa calma tettonica e di subsidenza.

Le unità di provenienza paleogeografica più interna (*unità liguridi, calabridi e sicilidi*) si sono strutturate nel corso di fasi tectogenetiche precedenti l'apertura tirrenica; il loro impilamento è avvenuto, infatti, dall'Eocene al Miocene inferiore in corrispondenza della convergenza delle placche europea ed africana (Cretacico inferiore-medio/Oligocene superiore-Miocene inferiore) e della rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene/Miocene inferiore) (PATACCA *et alii*, 1992b; PESCATORE *et alii*, 1992).

Nel Miocene inferiore, a seguito di un'accentuazione del trasporto orogenico dell'edificio appenninico verso l'avampaese adriatico, vengono deformate le unità riferite al settore meridionale del dominio di piattaforma carbonatica sud-appenninica. Un'altra importante fase di trasporto orogenico è avvenuta nel Tortoniano ed è considerata l'ultimo evento compressivo prima dell'apertura tirrenica; un brusco cambiamento nell'evoluzione tettonica appenninica si ha, infatti, nel Tortoniano superiore a seguito dell'inizio dei processi di *rift* nell'area tirrenica settentrionale ed occidentale (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990).

L'attuale assetto dell'Appennino meridionale è dunque in gran parte dovuto a fasi compressive e traslative avvenute tra il Tortoniano superiore ed il Pleistocene inferiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampaese cui si accompagnava l'ampliarsi del bacino di retroarco tirrenico (PATACCA & SCANDONE, 1989).

L'assetto strutturale dell'Appennino meridionale può essere in sintesi inquadrato come il risultato di una tettonica:

- a) con sovrascorrimenti il cui orizzonte di scollamento basale diventa più superficiale procedendo dalla zona interna della catena verso l'avampaese (*thrust ramping*);
- b) con sovrascorrimenti recenti e profondi, che propagandosi verso l'alto troncano pre-esistenti sovrascorrimenti più superficiali, che possono essere interpretati come *breaching* (BUTLER, 1983).

Questi ultimi, coinvolgono l'avampaese apulo strutturato alla base della catena (CELLO *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989; CARBONE *et alii*, 1988, 1991) o anche la stessa Moho (CASERO *et alii*, 1988).

2. - SCHEMA PALEOGEOGRAFICO

La paleogeografia preorogena del settore lucano della catena, procedendo dalle aree interne verso quelle esterne, può essere così schematizzata (OGNIBEN, 1969; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE & SENATORE, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988; CASERO *et alii*, 1988):

- 1 - Bacino Liguride, ubicato ad ovest della Piattaforma sud-appenninica, in parte su substrato di tipo crosta oceanica;
- 2 - Piattaforma carbonatica Sud-appenninica, che divide il Bacino Liguride da quello più esterno Lagonegrese, impostata su crosta continentale;
- 3 - Bacino Lagonegrese, che si sviluppa su di una crosta continentale a spessore "ridotto";
- 4 - Piattaforma Apula, che si sviluppa ancora su crosta continentale.

2.1. - BACINO LIGURIDE

Le successioni meso-cenozoiche deposte nel Bacino Liguride sono rappresentate dalla *Unità Liguride*, che si compone di *Unità del Frido*, *Melange di Episcopia-San Severino*, *Unità nord-calabresi* e *Unità con "terreni ad affinità sicilide"* (BONARDI *et alii*, 1988a, 1988b). L'*Unità del Frido* è formata da metaofioliti, quarziti, filladi e metacalcari con metamorfismo HP/VLT riferibile ad una probabile età di 18 Ma; per i metasedimenti è riportata un'età cretacea. Il *Melange di Episcopia-San Severino* presenta blocchi di rocce cristalline in una matrice serpentinoso-filladica. Le *Unità nord-calabresi* contengono associazioni di rocce ofiolitiche (*Ofioliti di Timpa delle Murge*) con la loro copertura sedimentaria (*formazione delle Crete Nere e formazione del Saraceno*) ed hanno una età compresa tra il Malm e l'Oligocene. I "*terreni ad affinità sicilide*", costituiti da

successioni di bacino pelagico prevalentemente calcareo-clastiche e verso l'alto silico-clastiche, hanno un'età compresa tra il Cretacico superiore e l'Aquitaniense (BONARDI *et alii*, 1988b; DI STASO & GIARDINO, 2002). Su tali unità poggiano depositi silico-clastici di avansossa (*Gruppo del Cilento*) di età non più antica del Burdigaliano superiore - Langhiano (AMORE *et alii*, 1988a). Questi terreni non affiorano nell'area di studio.

Le successioni riferite al *Complesso Sicilide* (OGNIBEN, 1969) o alle *Unità Sicilidi* (D'ARGENIO *et alii*, 1973), sono formate da torbiditi bacinali argilloso-calcaree e da sedimenti pelagici profondi di età Cretacico superiore - Burdigaliano, riferibili alla *Argille Varicolori inferiori*, *Membro Sant'Arcangelo*, *Argille Varicolori superiori*, *Tufti di Tusa* e *Arenarie di Corleto* (OGNIBEN, 1969; 1986; LENTINI, 1979; D'ARGENIO *et alii*, 1973; ZUPPETTA *et alii*, 1984), e si sarebbero deposte nello stesso dominio paleogeografico delle *Unità Liguridi*, pur presentando con queste ultime rapporti di natura tettonica.

Le successioni bacinali riferibili al "Bacino Liguride" presentano un'inizio di sedimentazione arcosica generalmente nell'Aquitaniense-Burdigaliano (DI STASO & GIARDINO, 2002), e risultano essersi deformate tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano (GUERRERA *et alii*, 2005); inoltre non è mai stata riconosciuta in affioramento un'evoluzione con continuità di sedimentazione ed in concordanza con le quarzareniti del *flysch numidico*.

2.2. - PIATTAFORMA CARBONATICA SUD-APPENNINICA

Le successioni di piattaforma si sono deposte in un dominio paleogeografico che rappresentava un alto morfologico e strutturale (microcontinente) che separava parzialmente il Bacino Liguride da quello Lagonegrese.

La successione mesozoica è costituita da depositi carbonatici in facies di piattaforma interna, cui si associano localmente depositi di margine e di transizione (D'ARGENIO, 1966; CARANNANTE *et alii*, 1994).

Le prime emersioni di questo dominio, testimoniate da depositi bauxitici, avvengono nel Cretacico inferiore e nel Cretacico superiore (D'ARGENIO, 1974), mentre un più ampio periodo di continentalità si ha nel Paleogene, quando questa piattaforma costituiva un'area emersa tra due bacini.

2.3. - BACINO LAGONEGRESE

Al Bacino Lagonegrese appartengono due successioni stratigrafiche che si presentano generalmente scollate: la successione inferiore (Triassico inferiore-medio - Cretacico inferiore), estesamente affiorante in Lucania, è rappresentata dalla "Se-

rie silico-calcareo-marnosa” (SCANDONE, 1967), la successione superiore mesozoica è formata da terreni tipo *Flysch Rosso* ed *Argille Varicolori*, che risultano passare sempre in continuità di sedimentazione al *flysch numidico*.

Al Bacino Lagonegrese sono riferibili tre unità tettoniche principali, che individuano il margine occidentale, le zone assiali e le aree più esterne del bacino. Tali unità si presentano impilate con vergenza orientale (PESCATORE *et alii*, 1988; PESCATORE, 1994) e affiorano sia nell’Appennino lucano in Basilicata che nei Monti del Sannio e dell’Irpinia in Campania (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006), e sono deformate a partire dal Serravalliano.

2.3.1. - Settori interni

Al settore più interno del Bacino lagonegrese sono riferite in Lucania, l’*Unità Lagonegro II* (SCANDONE, 1967, 1972) e l’*Unità lagonegrese di Monte Arioso* (PESCATORE *et alii*, 1988), in parte corrispondente alla prima. Queste unità affiorano nei settori più occidentali dell’Appennino meridionale dove assumono, localmente, una posizione strutturale più elevata. Esse comprendono successioni derivanti dalla sedimentazione, lungo il margine occidentale del Bacino Lagonegrese, di depositi calcareo-clastici, provenienti dal margine della Piattaforma Sud-appenninica, intercalati a sedimenti emipelagici silico-marnosi.

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

- *Formazione di Monte Facito* (Triassico inferiore-medio) (SCANDONE, 1972; CIARAPICA *et alii*, 1990);
- *Serie calcareo-silico-marnosa* (Triassico superiore - Cretacico inferiore), comprende le formazioni dei *Calcari con selce*, gli *Scisti silicei* e il *Flysch Galestrino*;
- *Flysch Rosso* (Cretacico superiore-Miocene inferiore) è costituito da un’alternanza di marne rosse, calcareniti e calciruditi bioclastiche. Questa successione è stata indicata da alcuni autori come “*Flysch rosso interno*” per differenziarla da quella dei settori più distali del bacino;
- *Flysch Numidico* costituito da arenarie quarzose con intercalazioni pelitiche. L’età è nota in letteratura come aquitaniana (HIEKE MERLIN *et alii*, 1971), aquitaniano - langhiana (SELLI, 1962) o langhiana (BOENZI *et alii*, 1968; PATACCA *et alii*, 1992b).

2.3.2. - Settori assiali

Ai settori assiali del Bacino lagonegrese sono riferite in Lucania l'*Unità Lagonegro I* (SCANDONE, 1967, 1972) e l'*Unità lagonegrese di Groppa d'Anzi* (PESCATORE *et alii*, 1988), in parte corrispondente alla prima.

Queste unità affiorano lungo la zona centrale della catena appenninica sia nel settore lucano che nel Sannio ed in Irpinia; le unità litostratigrafiche che le costituiscono, sono caratterizzate da sedimenti pellici e calcareo-silico-marnosi.

Le successioni sono formate, alla base, dalla *Serie calcareo-silico-marnosa* (Triassico superiore-Cretacico inferiore) e comprendono le formazioni dei *Calcari con selce*, degli *Scisti silicei* e del *Flysch Galestrino*. Queste successioni in letteratura sono riferite all'*Unità Lagonegro I* (SCANDONE, 1967, 1972), e verso l'alto passano gradualmente agli *Scisti di Pecorone* (Cretacico superiore), il cui sviluppo non è completo in quanto si presentano tettonicamente troncati.

Secondo PESCATORE *et alii* (1988) in continuità sul *Flysch Galestrino* poggia una successione "tipo" sicilide, formata da *Argille Varicolori*, *formazione di Corleto Perticara*, *Tufiti di Tusa*, *formazione di Paola Doce* e *flysch numidico*. L'età di questa successione, denominata *Unità lagonegrese di Groppa d'Anzi*, è compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene.

2.3.3. - Settori esterni

Le successioni appartenenti ai settori esterni, affiorano lungo il margine orientale della catena appenninica e comprendono anche i termini terrigeni del Miocene medio-superiore che sono da riferire ad un bacino di avanfossa. Esse rappresentano il prodotto della sedimentazione nelle aree più esterne del Bacino di Lagonegro, e sono caratterizzate da depositi argilloso-marnosi con intercalazioni calcareo-clastiche provenienti dal margine interno della Piattaforma Apula.

Nell'Appennino lucano, l'*Unità di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1988), corrispondente in parte all'*Unità Sannitica* (*sensu* BRANCACCIO *et alii*, 1979), è costituita da:

- *Flysch Galestrino*;
- *Flysch Rosso (esterno)*, costituito da un'alternanza di calcareniti e marne rosse di età compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore;
- *Flysch Numidico*, costituito da quarzareniti torbiditiche di età langhiana. Alla base della successione sono presenti livelli di arenarie tufitiche dello spessore di qualche metro, analoghe alle *Tufiti di Tusa* prima descritte (PESCATORE *et alii*, 1992);
- *Formazione di Serra Palazzo*, costituita da depositi calcareo-clastici e silico-clastici di età compresa tra il Langhiano e il Tortoniano.

2.4. - PIATTAFORMA APULA

Le successioni della Piattaforma Apula sono in parte presenti al di sotto delle unità alloctone della catena, ed in parte affiorano sul fronte della catena stessa costituendo l'attuale avampaese. Queste successioni iniziano con depositi evaporitici del Triassico superiore (*Anidriti di Burano*); seguono depositi carbonatici mesozoici e cenozoici di ambiente neritico con facies simili a quelle della Piattaforma Sud-Appenninica (PAVAN & PIRINI, 1966; CIARANFI *et alii*, 1988; RICCHETTI *et alii*, 1988). Nella successione sono presenti varie lacune stratigrafiche che testimoniano periodi di continentalità.

2.5. DISCUSSIONE SUL SIGNIFICATO PALEOGEOGRAFICO DELLE UNITÀ BACINALI SICILIDI E LAGONEGRESI

Le principali ricostruzioni paleogeografiche, tra quelle proposte in letteratura, differenti rispetto al modello esposto ad inizio capitolo, sono essenzialmente due:

- il Bacino Lagonegrese avrebbe una posizione interna rispetto alla Piattaforma Appenninica, che sarebbe direttamente legata alla Piattaforma Apula (SELLI, 1962; PATACCA & SCANDONE, 1989; MARSELLA *et alii*, 1992);
- una serie di bacini e piattaforme carbonatiche (da tre a sei) caratterizzerebbero la paleogeografia mesozoica di questo tratto di catena appenninica tra il Bacino Liguride e la Piattaforma Apula (D'ARGENIO *et alii*, 1973; SGROSSO, 1986, 1988, 1998).

Le differenti ipotesi paleogeografiche non risolvono il problema dell'interpretazione in chiave tettono-stratigrafica e dell'attribuzione paleogeografica delle successioni bacinali, riconducibili alle unità lagonegresi e sicilidi, estesamente affioranti nell'Appennino lucano centrale. A causa del complesso assetto giaciturale che caratterizza i loro termini prevalentemente argillosi i rapporti tra queste unità sono controversi. Alcuni autori li ritengono di natura tettonica (SELLI, 1962; OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973; LENTINI, 1979). Altri autori (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1996; ROURE *et alii*, 1991) ritengono, invece, che tutte le successioni bacinali affioranti in Lucania si siano deposte nel bacino Lagonegrese e che i loro rapporti fossero originariamente di natura stratigrafica.

A supporto di tale ipotesi si richiama il passaggio stratigrafico tra *Flysch Galectrino* e *Argille Varicolori* segnalato in letteratura da alcuni autori (PESCATORE, 1965; HIEKE MERLIN *et alii*, 1971; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992), ed il passaggio stratigrafico tra *Argille Varicolori* e *flysch numidico* descritto da numerosi autori (BOENZI *et alii*, 1968; CENTAMORE, 1968; CHIOCCHINI, 1969; DAZZARO & RAPI-SARDI, 1984). In tale ottica PESCATORE *et alii* (1988, 1992, 1996) riferiscono le

unità sicilidi alla zona assiale del bacino Lagonegrese, in continuità sulla *serie calcareo-silico-marnosa*.

Molto controversa è dunque la posizione delle *Unità Sicilidi* (D'ARGENIO *et alii*, 1973) o *Complesso Sicilide* (OGNIBEN, 1969) affioranti in Lucania. Le successioni riferite a tali unità, sulla base della presenza di intercalazioni arenacee arcosiche sin dal Miocene inferiore, si sarebbero deposte secondo alcuni Autori in posizione interna e sarebbero legate alle *Unità Liguridi* di origine oceanica, anche se è da evidenziare che le unità bacinali delle zone interne non presentano mai un'evoluzione alle quarzareniti numidiche in continuità di sedimentazione (OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973; LENTINI *et alii*, 1996, 2002; GUERRERA *et alii*, 2005). Secondo altri autori (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1988; CASERO *et alii* 1988), invece, si sarebbero deposte nel settore assiale del Bacino di Lagonegro. In particolare PESCATORE *et alii* (1988, 1992) riferiscono al bacino Lagonegrese la *Successione Sicilide* costituita dalle *Argille Varicolori* e dalla *formazione di Corleto Perticara* entrambe passanti verso l'alto alle *Tufti di Tusa* e quindi al *Flysch Numidico*, poiché tale successione poggia in continuità di sedimentazione sui depositi infracretacei del *Flysch Galestrino* e include in continuità di sedimentazione le quarzareniti numidiche. Uno dei criteri stratigrafici distintivi delle successioni afferenti al Bacino di Lagonegro è il passaggio conforme, sia netto che graduale, alle quarzareniti numidiche nel Miocene inferiore. Infatti nell'insieme, le varie successioni di bacino marino di pertinenza lagonegrese esprimono caratteri litostratigrafici simili ed età coeve prima di passare verso l'alto alla sedimentazione numidica (DI NOCERA *et alii*, 2006).

3. - L'APPENNINO LUCANO CENTRALE

L'Appennino lucano è formato da una pila di falde tettoniche, potenti complessivamente circa 10 km, strutturate prevalentemente secondo una vergenza E-NE. Le falde tettoniche sono costituite da successioni sedimentarie di età compresa tra il Triassico ed il Pliocene medio, riconducibili a differenti unità paleogeografiche; esse poggiano su una successione carbonatica riferibile al settore interno dell'avampaese apulo fessurato e deformato.

Nell'area lucana centrale si distinguono unità tettoniche di età meso-cenozoica, che si sono strutturate durante le fasi mioceniche della costruzione della catena appenninica, ed unità plioceniche, deposte in bacini interni alla catena (bacini intrappenninici), deformati durante le fasi tectogenetiche tardive nel corso del Pliocene e del Pleistocene. Tra le prime si ricordano le Unità Lagonegresi, le Unità Sicilidi e i flysch terrigeni miocenici, mentre tra le seconde le Unità di Altavilla, di Ariano e di Calvello. Tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene, si sono indivi-

duati settori allungati in direzione NW-SE, in sollevamento ed in abbassamento differenziali, delimitati da zone di faglie a prevalente componente normale. Gli assestamenti definitivi sono iniziati prima sul versante tirrenico della Catena e si sono propagati sul versante centro-orientale (CARBONE *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 2002; CINQUE, 1992).

Il territorio ricadente nel foglio può essere suddiviso schematicamente in tre settori disposti in senso appenninico; nel settore sud-occidentale si rinvencono in prevalenza successioni sedimentarie plioceniche, largamente diffuse tra Avigliano e Ruoti e nei dintorni di Potenza, poggianti sulle *Unità lagonegresi*. Nel più ampio settore centrale affiorano soprattutto successioni costituite essenzialmente da depositi bacinali mesozoico-paleogenico-inframiocenici delle *Unità Lagonegresi* e delle *Successioni Sicilidi*; nel settore nord-orientale affiorano quasi esclusivamente successioni mioceniche, quali il *flysch numidico* e la *formazione di Serra Palazzo*, e depositi pliocenici.

PROGETTO

CARG

IV - STRATIGRAFIA

Nel foglio sono presenti quattro unità tettoniche: l'Unità Monte Arioso, l'Unità Groppa d'Anzi, l'Unità Vaglio Basilicata e l'Unità San Chirico (Fig.1), che risultano sovrapposte tettonicamente con vergenza orientale, ad eccezione di alcuni minori retroscorrimenti (Unità Vaglio Basilicata). Esse sono in gran parte costituite da successioni cretaceo-neogeniche riferibili, da un punto di vista paleogeografico, al medesimo bacino di sedimentazione (bacino di Lagonegro), ma presentano alcuni differenti caratteri nell'evoluzione stratigrafica.

L'Unità Monte Arioso e l'Unità Vaglio Basilicata comprendono successioni con caratteri di sedimentazione più prossimali, mentre l'Unità Groppa d'Anzi racchiude varie successioni formatesi in ambiente marino più profondo. In particolare, nell'area rilevata, l'Unità Monte Arioso è costituita dal basso verso l'alto da Scisti Silicei, Flysch Galestrino, Flysch Rosso (cfr. flysch rosso interno Auctorum) e quarzareniti del flysch numidico. L'Unità Groppa d'Anzi, invece, è costituita dal Flysch Galestrino, sul quale poggia con un contatto stratigrafico, che spesso si presenta tettonizzato, una successione prevalentemente argillosa (Argille Variegate) con intervalli calcarei parzialmente eteropici (formazione di Corleto Perticara), cui si intercalano nella parte alta arenarie tuftiche, arenarie ibride e calcari della formazione di Paola Doce e quarzareniti del flysch numidico. L'Unità Vaglio Basilicata comprende Flysch Galestrino, Flysch Rosso (cfr. flysch rosso esterno Auctorum) e flysch numidico, mentre l'Unità San Chirico risulta costituita prevalentemente dai termini miocenici della successione, quali il flysch numidico, la formazione di Serra Palazzo e le argille siltose del Torrente Flaga, poggianti sui termini bacinali esterni del Flysch Rosso.

Le unità tettoniche presentano uno sviluppo regionale molto esteso, in quanto sono state rilevate anche nei fogli contigui Marsico Nuovo, Irsina, Melfi, Ruvo

SCHEMA SINTETICO DELL'ASSETTO STRATIGRAFICO

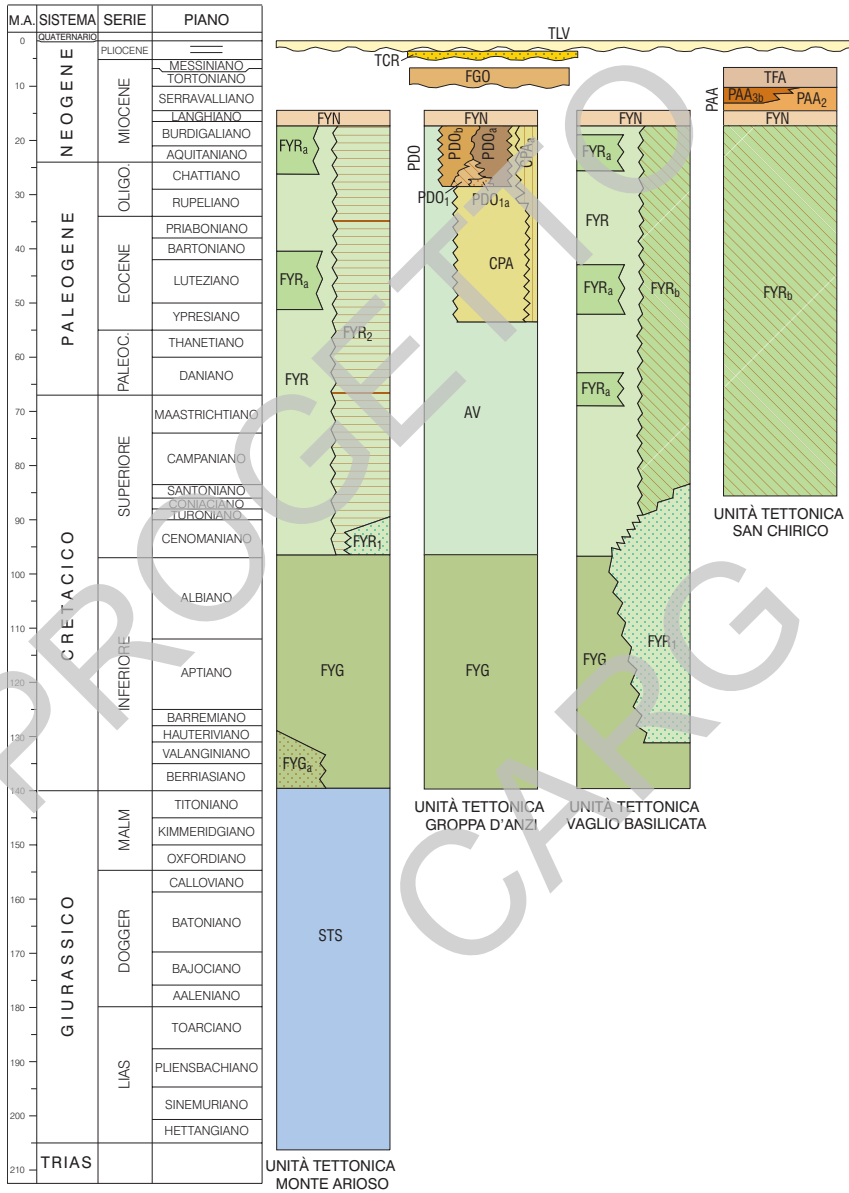


Fig.1 - Schema sintetico dell'assetto stratigrafico delle unità tettoniche e dei depositi sinorogenici affioranti nel Foglio Potenza.

del Monte, Sant'Angelo dei Lombardi e Ariano Irpino.

Per quanto riguarda i depositi pliocenici (*supersintema di Ariano Irpino*), essi sono disposti prevalentemente lungo una fascia con direzione appenninica, che si estende da Avigliano a Potenza, occupando una posizione assiale rispetto alla Catena. Nell'ambito del *supersintema di Ariano Irpino* sono stati distinti due differenti sintemi separati da una netta discordanza dovuta alla fase tettonica del Pliocene inferiore-medio. L'unità superiore è rappresentata, nel settore lucano di catena, dal *sintema di Tolve*, in cui sono stati distinti due sub-sintemi: il *subsintema di Acerenza* ed il *subsintema di Potenza*. In particolare quest'ultimo costituisce un ciclo sedimentario completo con uno spessore di circa 500-600 m, in cui è stata riconosciuta un'associazione microfaunistica di età Pliocene medio, in accordo con le precedenti conoscenze (CENTAMORE *et alii*, 1971; CHIOCCHINI, 1969, DI NOCERA *et alii*, 1988a, 1991). Il *subsintema di Acerenza*, ubicato in posizione esterna rispetto al *subsintema di Potenza*, ha uno spessore massimo di circa 500 m e la sua età è stata riferita al Pliocene medio-superiore (LAZZARI *et alii*, 1988a; 1988b).

L'unità inferiore, corrispondente al *sintema di Tricarico*, è costituita da conglomerati ed arenarie ben stratificate, la cui età, pur non essendo state rinvenute associazioni faunistiche significative, viene riferita al Pliocene inferiore per posizione geometrica, in quanto sottoposta al *subsintema di Potenza* del Pliocene medio-superiore.

Numerose sono le unità continentali di età quaternaria; queste sono state raggruppate in "Unità formate", distinte in sintemi con riferimento al bacino imbrifero di pertinenza (Fiume Bradano e Fiume Basento), ed in "Unità ubiquitarie", sia formate che in formazione, non distinte in riferimento al bacino imbrifero.

Nel capitolo è inizialmente descritta la stratigrafia delle unità tettoniche del substrato e, nel seguito, quella relativa ai depositi plio-quaternari. L'ordine di descrizione delle unità tettoniche segue dall'alto verso il basso la loro posizione geometrica, legata all'ordine di strutturazione. Nell'ambito delle singole unità tettoniche, le unità litostratigrafiche sono descritte procedendo dai termini più antichi a quelli più recenti; si sono utilizzate le denominazioni concordate nella fase di coordinamento tra i vari fogli geologici del Progetto CARG relativi all'Appennino meridionale.

Dopo la conclusione delle attività di analisi stratigrafiche e biostratigrafiche e la stesura definitiva del Foglio è intervenuta una rilevante modifica della scala cronostratigrafica, che ha spostato la base del Quaternario al limite tra Piacenziano e Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2009). Gli Autori, visto che sarebbero stati necessari sostanziali interventi agli elaborati per l'adeguamento alla nuova scala cronostratigrafica, al fine di evitare conseguenti ulteriori ritardi alla stampa del Foglio, hanno ritenuto di conservare i riferimenti allo schema cronostratigrafico già adottato per le analisi biostratigrafiche (RIO *et alii*, 1994).

1. - PREMESSA METODOLOGICA SULLE ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE (a cura di G. Ciampo, V. Di Donato & P. Esposito)

Le età attribuite alle diverse unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio Potenza sono derivate da uno studio biostratigrafico integrato, basato prevalentemente sui foraminiferi planctonici e sui nannofossili calcarei. La natura dei terreni spesso torbiditica, infatti, ha reso talvolta estremamente difficoltoso il riconoscimento delle età, se basate su un solo gruppo tassonomico. I terreni sono spesso caratterizzati da associazioni fossilifere povere e in cattivo stato di conservazione. Frequenti sono i fenomeni di rimaneggiamento, di dissoluzione e numerosi i campioni risultati sterili, soprattutto per quanto riguarda il Paleogene e il Neogene. Inoltre a partire dal Miocene inferiore, l'area mediterranea costituisce una provincia biogeografica con caratteristiche in parte differenti da quelle oceaniche di analoghe latitudini. Di conseguenza gli schemi biostratigrafici proposti per successioni oceaniche si differenziano, in parte, da quelli mediterranei. Infine, le successioni ubicate in corrispondenza del margine tettonicamente attivo dell'orogene appenninico, sono caratterizzate da notevoli apporti terrigeni, in cui spesso risulta difficile il riconoscimento della *Last Occurrence* (LO) delle specie. Attraverso uno studio biostratigrafico integrato è stato possibile sopperire, almeno in parte, a tali difficoltà, riuscendo a caratterizzare dal punto di vista bio-cronostratigrafico tutte o quasi le unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio geologico.

I gruppi tassonomici utilizzati sono stati foraminiferi planctonici, nannofossili calcarei, ostracodi e foraminiferi bentonici. Questi ultimi sono risultati estremamente utili nell'intervallo temporale relativo al Miocene superiore e al Pliocene, fornendo utili indicazioni paleoecologiche e biostratigrafiche.

La natura torbiditica dei terreni analizzati non ha reso possibile uno studio quantitativo basato sui microfossili planctonici, a causa della povertà delle associazioni e del frequente rimaneggiamento riscontrato. Si è utilizzato quindi, il concetto del bioorizzonte (evento biostratigrafico) come cambiamento nelle proprietà paleontologiche del record stratigrafico da utilizzare per datare e correlare le unità litostratigrafiche. Gli eventi più diffusamente utilizzati per definire dei bioorizzonti sono, per i microfossili planctonici, *First Occurrence* (FO) e, ove possibile, *Last Occurrence* (LO) del *marker* fossile. Nel caso specifico si è utilizzato, per i nannofossili, il concetto di prima comparsa di specie *marker* (FO) e la biozona correlata all'evento biostratigrafico riconosciuto. Dove possibile il dato è stato incrociato con quello ricavato dai foraminiferi planctonici ottenendo, oltre che un maggior controllo biostratigrafico, anche una più alta risoluzione cronostratigrafica.

Per quanto riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, per i nannofossili calcarei si è fatto riferimento alle cosiddette "Zonature standard" di MARTINI (1971a) e di OKADA & BUKRY (1980). In particolare, MARTINI (1971a, 1971b) utilizza le sigle NP e NN (Nannoplankton Paleogene e Nannoplankton Neogene) seguite da

numeri progressivi per codificare le zone. OKADA & BUKRY (1980) suggeriscono CP e CN (Coccoliths Paleogene e Coccoliths Neogene) seguite da numeri progressivi per codificare le zone di BUKRY (1973, 1975). Le biozonazioni standard di MARTINI (1971a) e OKADA & BUKRY (1980) per i nanofossili calcarei, hanno tuttavia una applicabilità limitata nel bacino mediterraneo a causa della provincialità di questo bacino in particolare durante il medio e tardo Miocene. Per questo motivo e per la necessità di utilizzare il maggior numero di bioeventi possibili, le “biozonazioni standard” sono state integrate con gli schemi biostratigrafici elaborati per l’area mediterranea da FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), pur tenendo conto del fatto che tali schemi sono basati su metodologie quantitative. Il frequente fenomeno di rimaneggiamento che caratterizza le successioni analizzate, consente infatti solo una valutazione qualitativa dell’età in termini di “non più antica di” basandosi sulla specie di più recente comparsa (AMORE *et alii*, 1988b; DE CAPOA *et alii*, 2003).

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici, gli schemi biozonali utilizzati sono quelli di IACCARINO & SALVATORINI (1982) e IACCARINO (1985). Tali schemi sono stati integrati, in particolare per la suddivisione del Miocene medio, con quelli di estremo dettaglio elaborati da FORESI *et alii* (2001) e SPROVIERI *et alii*, (2002).

Per la stratigrafia del Pliocene, basata sui foraminiferi planctonici, è stato adottato lo schema proposto da RIO *et alii* (1994) in cui la serie pliocenica è suddivisa in tre piani: Zancleano, Piacenziano e Gelasiano, corrispondenti rispettivamente a Pliocene inferiore, medio e superiore. Lo schema biostratigrafico cui si è fatto riferimento è essenzialmente quello proposto da SPROVIERI (1992; 1993). In questo schema viene mantenuta la suddivisione biozonale, emendata, di CITA (1972; 1975), operando una ulteriore suddivisione della zona MP14 nelle subzone MP14a e MP14b sulla base della scomparsa di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES, 1832), e della Zona MP15 nelle subzone MP15a e MP15b, in base alla scomparsa di *Globorotalia bononiensis* DONDI & PAPETTI, 1963. L’attribuzione delle età alle diverse unità litostatigrafiche presenti nel foglio Potenza sono derivate da studi originali che utilizzano una biostratigrafia integrata basata oltre che su foraminiferi planctonici e nanofossili calcarei, anche su ostracodi e foraminiferi bentonici. I campioni sono stati preparati seguendo metodologie di laboratorio standard.

2. - UNITÀ TETTONICA MONTE ARIOSO

L’Unità tettonica Monte Arioso, istituita da PESCATORE *et alii* (1988, 1999 a,b), affiora in maniera discontinua nel settore occidentale del foglio, tra Monte Caruso e Monte Sant’Angelo, nella dorsale di Giuliano e a Monte Li Foi di Pi-

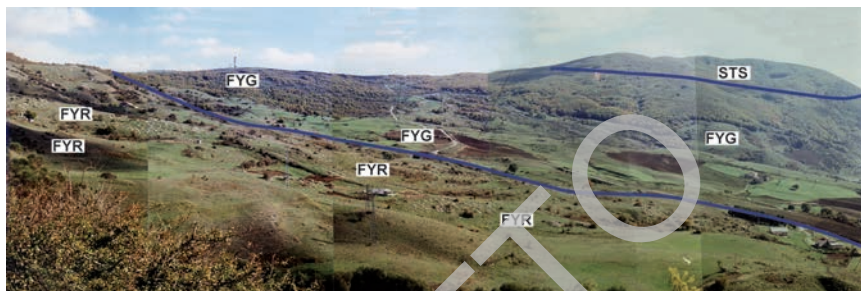


Fig. 2 - Veduta del versante settentrionale di Monte Li Foi, con il passaggio stratigrafico tra Scisti Silicei (STS), Flysch Galestrino (FYG) e Flysch Rosso (FYR).

cerno (Fig. 2), con una successione formata da *Scisti silicei*, *Flysch Galestrino*, *Flysch Rosso* e *Flysch Numidico*. Essa corrisponde in parte all'Unità Lagonegrese II (SCANDONE, 1967, 1972), ed in particolare alla *facies Pignola-Abriola*, che ha caratteri decisamente meno prossimali rispetto alle altre facies introdotte dallo stesso autore. Regionalmente tale unità si correla all'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002), affiorante tra il Sannio e l'Irpinia.

In riferimento alle analisi biostratigrafiche si evidenzia che, tra i campioni analizzati riferibili all'Unità Monte Arioso, solo quelli prelevati nel *flysch numidico* (FYN) e nel *Flysch Rosso* (FYR) hanno fornito microfossili.

2.1. - SCISTI SILICEI (STS)

La formazione degli *Scisti Silicei* (STS), introdotta da SCANDONE (1967), è formata da alternanze sottilmente stratificate di argilliti silicee grigie e rossastre, radiolariti e diaspri rossastri, verdastrì e grigi, in strati centimetrici, alternati a marni argillose e marni silicifere, calcilutiti e calcareniti silicizzate e brecciole calcaree.

La base della formazione non affiora nell'area del foglio, mentre il graduale passaggio stratigrafico al sovrastante **FYG** è cartografato nel versante settentrionale di Monte Li Foi in loc. Acqua Palombo.

L'ambiente di sedimentazione è generalmente riferito ad un bacino pelagico profondo con livelli calcitorbiditici distali.

Nelle brecciole si rinvencono piastre di echinidi, lamellibranchi, brachiopodi (*Pygope* sp.) e coralli; nella porzione più silicea sono presenti abbondanti radiolari e spicole di spugne. SCANDONE (1967) segnala buone esposizioni, riferite alla *facies Pignola-Abriola*, lungo il versante meridionale del Monte Li Foi di Picerno, ove affiorano nella parte bassa argilliti rosse e verdi sfaldabili ad aghetti, che passano verso l'alto a diaspri verdi e rossi con intercalazioni calcaree torbidi-

tiche contenenti *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 1950 e *Trocholina* sp. La successione affiorante alla sommità del Monte Li Foi di Picerno, che costituisce il nucleo di una struttura anticlinale, è potente nel complesso circa 250 m. In Lucania l'età della formazione è generalmente riferita al Dogger - Malm (SCANDONE, 1967; 1972; MICONNET, 1983). Secondo MICONNET (1987) l'età si estende fino al Titonico medio; nell'area lucana AMODEO (1996) riconosce associazioni di radiolari del Norico superiore-Retico e del Giurassico medio e superiore, fino al Titonico. Con riferimento all'area di studio si indica, pertanto, un generico Triassico superiore - Giurassico per mancanza di dati biostratigrafici di dettaglio.

2.2. - FLYSCH GALESTRINO (FYG)

La formazione del *Flysch Galestrino* (FYG) è costituita da alternanze, in strati sottili, di spessore variabile da qualche centimetro a pochi decimetri, di calcilutiti e calcisiltiti grigie e giallastre localmente silicizzate, marne calcaree e silicifere con radiolari e spicole di spugne, a frattura concoide, argilliti silicee fogliettate a frattura prismatica nere, grigie e verdastre e rare calcareniti. Le calcareniti e le calcilutiti presentano spesso laminazioni parallele e convolute e sono di natura torbiditica. In affioramento si presentano spesso con un assetto giaciturale molto variabile, essendo interessati da micropieghe e da un'intensa fratturazione (Fig.



Fig. 3 - Aspetti delle alternanze calcareo-pelitiche del Flysch Galestrino (FYG) lungo il Fosso Malamogliera.



Fig. 4 - *Affioramento del Flysch Galestrino (FYG) lungo il Fosso Cologno.*

3); gli strati marnoso-pelitici presentano un debole clivaggio. Buone esposizioni si rinvencono presso il Fosso Malamogliera (Fig. 3) ed il Fosso Cologno (Fig. 4), ad est di Monte Li Foi, ed a Case Santa Tecla (Fig. 5) lungo la valle del Torrente Tiera. Nella porzione inferiore della formazione del *Flysch Galestrino* si rinviene una *facies calcareo-pelitica silicizzata* (**FYG_a**) costituita da un'alternanza di marne silicee grigio-verdastre, argilliti con fratturazione aciculare grigio-scure, viola-



Fig. 5 - *Alternanze argillitico-marnose con silicizzazione spinta del Flysch Galestrino (FYG) presso Case Santa Tecla.*

cee, verdastre e color vinaccia, completamente silicizzate e di calcilutiti grigie e giallastre. Gli affioramenti tipo sono individuati in località Porco Morto, lungo la strada che da tale contrada conduce a Monte Li Foi e a nord dello stesso.

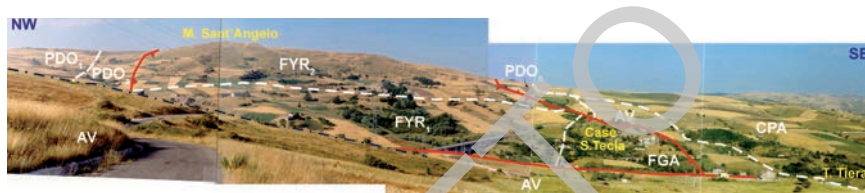


Fig. 6 - Panoramica del versante occidentale di Monte Sant'Angelo, con in primo piano il passaggio stratigrafico tra il Flysch Galestrino (FYG) di Case Santa Tecla e il Flysch Rosso (FYR).

Altre buone esposizioni si hanno tra il Torrente Rivisco e l'abitato di Giuliano, al Monte Tontolo, anche se poco estese, e nella sella subito ad est della cima di Monte Caruso. La formazione FYG poggia in continuità stratigrafica sui depositi radiolaritici e siliciferi degli STS ed è limitata verso l'alto dal FYR. Il passaggio stratigrafico graduale da STS a FYG è segnalato in loc. Pietra Lucente, sul versante nord-occidentale del Monte Li Foi di Picerno (SCANDONE, 1967), ove la parte basale scarsamente silicifera di FYG è costituita da marne e calcari marnosi alternati ad argilliti grigie e giallastre sterili (Fig. 2).

Il passaggio stratigrafico con il sovrastante FYR è marcato da argille marnose ed argille silicifere brune straterellate, e da calcari marnosi grigio-verdastri in strati da centimetrici a decimetrici, marne silicifere ocracee o grigie con patine manganesifere, che in un intervallo di circa 20-30 m (loc. Case Longarone, in destra orografica del Torrente Rivisco) passano a calcilutiti grigie in strati da centimetrici a decimetrici, talora con sequenze T_{c-d} di Bouma, calcari marnosi e marne silicifere con frequenti patine manganesifere. A più altezze stratigrafiche



Fig. 7 - Passaggio tra il Flysch Galestrino (FYG) e il Flysch Rosso (FYR) lungo il Fosso Cologno.

si rinvenivano calcareniti torbiditiche in strati centimetrici, talora con sottili liste e noduli di selce grigia, con sequenze $T_b - T_{b-c}$ di Bouma. Questo passaggio stratigrafico è stato cartografato in più punti, quali il settore di Giuliano, presso Cappella Boschi e Mass. Pietrile, il settore a nord di Monte Li Foi e a sud di Monte Sant'Angelo, presso Case S. Tecla (Fig. 6), lungo il Fosso Cologno (Fig. 7).

Si tratta nel complesso di depositi bacinali marini profondi con saltuari flussi gravitativi calciclastici.

Le microfaune sono molto rare; è stata segnalata la presenza di *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* spp. e rare calpionelle.

Lo spessore complessivo, data la notevole deformazione tettonica delle successioni affioranti, è difficilmente valutabile, ma sulla base delle osservazioni compiute dovrebbe essere di almeno 300 - 400 metri.

SCANDONE (1967; 1972) riferisce l'età di **FYG** al Cretacico inferiore, anche se altri autori la riferiscono ad un più generico Cretacico (PESCATORE *et alii*, 1998). Sulla base dei rapporti stratigrafici riconosciuti nell'area di studio l'età è riferita al Cretacico inferiore.

2.3. FLYSCH ROSSO (**FYR**) (cfr. Flysch Rosso "interno" *Auct.*)

Il *Flysch Rosso* (**FYR**) è composto da successioni calcareo-clastiche e pelitiche di scarpata-bacino di età Cretaceo superiore - Miocene inferiore. Tale formazione è stata introdotta in letteratura da SCANDONE (1967; 1972), ed è stata utilizzata nei lavori riferiti all'area dell'Appennino Lucano (PESCATORE *et alii*, 1999a), anche se alcuni autori usano la denominazione *Flysch Rosso interno* (PESCATORE & ORTOLANI, 1973; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992) per distinguere le porzioni prossimali dell'unità da quelle distali. La stessa formazione è indicata, nella letteratura relativa all'area di studio, anche come *Unità Toppo Camposanto* (SCANDONE, 1971), come *Calcareniti e marne rosse di Pescopagano* (PESCATORE *et alii*, 1999b) oppure come *Formazione di Monte Malomo* (LENTINI & VEZZANI, 1974; CARBONE *et alii*, 1991).

La formazione **FYR**, nell'*Unità Monte Arioso*, è costituita da alternanza di calcareniti torbiditiche bioclastiche grigie e biancastre, calcilutiti e calcari marnosi bianchi e rosati, spesso bioturbati, con stratificazione sottile e tabulare, argille, argilliti marnose e marne di colore rosso, grigio e verde, talora parzialmente silicizzate, e lenti di calciruditi bioclastiche. In località Giuliano, si rinvenivano alla base strati di calcilutiti e calcari marnosi con liste e noduli di selce grigia e bianca, alternate ad argille marnose ed argille silicifere di colore grigiastro.

Nell'area a nord di Potenza, lungo la strada provinciale per Giuliano e lungo la dorsale che si sviluppa a Montocchio, in continuità sul *Flysch Galestrino*, affiora tutta la successione del *Flysch Rosso*. Alla base si riconoscono, per alcune deci-

ne di metri, argille ed argille marnose straterellate rosate o verdastre, calcilutiti grigie e nerastre in strati centimetrici con liste di selce grigia e bianca e patine manganesifere, cui si alternano calcareniti torbiditiche, talora con noduli di selce grigiasta o biancastra, gradate e laminate, e calcilutiti in strati centimetrici. Sono frequenti i fenomeni di bioturbazione. Ai termini prima descritti, con un passaggio che si realizza entro una decina di metri, seguono con uno spessore di circa 120 metri, calcilutiti e calcareniti torbiditiche organizzate in strati e banchi con frequenti fenomeni di amalgamazione degli strati ed intervalli $T_a - T_{a-b}$ di Bouma. Nella parte alta di questa successione prevalgono calcareniti e biocalcareniti a grana media e grossa e calciruditi, con clasti anche decimetrici. In questi ultimi livelli prevalgono gli intervalli T_a di Bouma, le geometrie lenticolari degli strati e i fenomeni di erosione e riempimento.

Nei pressi di Contrada Giarrossa Ravizzone e in località La Trasente-Fosso Malamogliera, il membro è litologicamente costituito da calcareniti e calcilutiti grigiastre a grana medio-grossa, in strati spessi circa 20-30 centimetri, con bioclasti a frammenti di rudiste alternate a livelli e strati di marne argillose ed argille marnose rossastre, a luoghi scagliettate (Fig. 8). Nell'insieme prevale la componente calcarenitica. Gli strati calcarenitici e calcilutitici sono di natura torbiditica e presentano intervalli di Bouma T_{a-c} e contengono fossili rappresentati da alveoline e nummuliti. Si presentano con intensa fratturazione e, a luoghi, con mesopieghie.

Lungo le dorsali che si sviluppano alcuni chilometri a nord-ovest di Potenza, tra Toppo Scioscio e Montocchio e tra Incasciature e Torretta, si riconosce una *lito-facies calcareo-clastica* (FYR_a) costituita da alternanze di calcareniti, calciruditi, calcari marnosi ed argille marnose biancastre o anche da lenti di calciruditi bioclastiche con contatto basale erosivo intercalate a calcareniti e calcilutiti biancastre.

In particolare in località Montocchio affiorano calciruditi biancastre con strati frequentemente amalgamati, ad elementi da arrotondati a spigoli vivi, di dimensioni fino alla decina di centimetri, a cemento micritico ed a matrice talora prevalente, con macroforaminiferi rimaneggiati (alveoline, nummuliti) e briozoi, frammenti di coralli e spugne (Fig. 9). La geometria di tali corpi è marcatamente lenticolare, con continuità laterale variabile ma di norma ridotta; la base è marcatamente erosiva e caratterizzata dalla presenza di ciottoli d'argilla. Ai depositi sopra descritti si intercalano calcareniti, spesso bioclastiche, e calcilutiti biancastre in strati decimetrici, e livelletti marnoso-argillosi. Presso località Incasciature affiorano potenti alternanze di calcareniti, calciruditi, calcari marnosi ed argille marnose biancastre.

La formazione FYR , nell'ambito dell'*Unità Monte Arioso*, è costituita da due membri (FYR_1 e FYR_2), che presentano uno spessore complessivo di circa 350 m, ed affiora ampiamente a Monte Caruso, tra Monte Tontolo ed il Carmine, a nord di Monte Li Foi e tra Avigliano e Potenza, nella zona di Giuliano. L'unità passa stratigraficamente verso il basso a FYG , come osservabile in località Toppo



Fig. 8 - *Alternanze di calcareniti e argille rosse (FYR) in loc. Giarrossa.*

Camposanto e nell'area del Vallone Ontrato e del Fosso Cologno (Fig. 7), e verso l'alto a **FYN**.

Si tratta di successioni marine di base scarpata e di bacino, formate da depositi da flussi gravitativi e da emipelagiti.

Le associazioni microfossilifere rinvenute sono per lo più povere e in pessimo stato di conservazione; tuttavia alcuni livelli argilloso-marnosi hanno fornito una microflora non più antica dell'Eocene (zona CP14b e CP15 di Okada & Bukry, 1980) per la presenza di *Discoaster tani nodifer* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954)



Fig. 9 - Affioramenti in loc. Montocchio della litofacies calcareo-clastica (FYR_a) del Flysch Rosso.

BUKRY, 1973, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *Discoaster barbadiensis* TAN, 1927, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, e *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967.

Lo spessore totale è di 350 m. L'età è nel complesso compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore.

2.3.1. *membro diasprigno* (FYR₁)

Il *membro diasprigno* (FYR₁) è formato da sottili alternanze di diaspri di colore verde e rosso-fegato e marne silicizzate, con intercalazioni di calcilutiti, marne argillose ed argilliti sicilizzate. Esso affiora in loc. Salinas, a nord-est di Avigliano, e lungo il versante occidentale di Monte Caruso fino a Toppa Filicosa. Presso Case Santa Tecla, il membro poggia stratigraficamente su FYG e passa verso l'alto in parziale eteropia a FYR₂ (Fig. 6). Si tratta di successioni di bacino, formate da emipelagiti e flussi gravitativi distali, con uno spessore compreso tra 50 e 100 m. L'età è riferibile al Cretacico superiore *p.p.* per posizione stratigrafica.

2.3.2. *membro calcareo* (FYR₂)

Il *membro calcareo* (FYR₂) è costituito da calcareniti gradate biancastre a grana media e grossa in strati e banchi, con frammenti di rudiste in litoclasti rimaneggiati, alveoline e nummuliti. A più altezze sono presenti corpi lenticolari, con base marcatamente erosiva, di calciruditi, ad elementi costituiti prevalentemente da calcari neritici a macroforaminiferi (nummuliti, discocicline e orbitoline), briozoi, litotamni, spugne e litoclasti a frammenti di rudiste; si rinvengono anche subordinati livelli decimetrici di marne ed argille marnose grigie e rossastre.

Il membro presenta una notevole variabilità di litofacies e di loro associazioni. A Monte S. Angelo affiorano strati e banchi di calcareniti e calciruditi bioclastiche, calcilutiti, e subordinate marne argillose rossastre per uno spessore di alcune



Fig. 10 - Passaggio stratigrafico tra Flysch Galestrino (FYG) e membro calcareo del Flysch Rosso (FYR₂) presso Monte Caruso.

centinaia di metri. A Monte Caruso le facies grossolane del membro calcareo, costituite da calciruditi, calcareniti bioclastiche e calcilutiti, poggiano direttamente su sequenze pelitico-silicee riferite ai *Flysch Galestrino* (Fig. 10).

In loc. il Carmine, affiorano potenti successioni formate da strati da medi a spessi di calcareniti bioclastiche, talora limonitiche, e calcilutiti di natura torbiditica con livelli di argilliti e marne rossastre e verdine, e di calciruditi bioclastiche; le facies calcaree e pelitico-calcarea si alternano con orizzonti spessi circa 30 m ciascuno.

Gli spessori complessivi del membro sono compresi tra 100 e 150 metri.

Il membro passa stratigraficamente verso il basso in parziale eteropia a **FYR₁** e verso l'alto con un contatto netto a **FYN**. Si tratta di successioni di base scarpata - bacino di natura prevalentemente torbiditica calciclastica.

I principali affioramenti del *membro calcareo* (**FYR₂**) hanno fornito microassociazioni di età non più antica dell'Oligocene per la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI, 1957), *Globorotalia venezuelana* HEDBERG, 1937, *Globorotalia tripartita* (KOCH, 1926), *Globorotalia* cf. *sellii* BORSETTI, 1959; tra i nannofossili sono presenti *Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, *Dictyococcytes bisectus* (HAY, MOHLER, & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971, *Helicosphaera euphratis* HAQ, 1966 e *Zygrhablithus bijugatus*.

L'età è nel complesso, sulla base dei rapporti stratigrafici e delle microfau-ne rinvenute, riferibile ad un intervallo compreso tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore.

2.4. - FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)

Il *flysch numidico* (**FYN**) è costituito da quarzoareniti torbiditiche di colore grigio o giallo arancio a cemento siliceo, in strati e banchi, con granuli di quarzo arrotondato a grana media e grossa, e quarzosiltiti con, a luoghi, subordinate intercalazioni marnoso-argillose e calcareo-marnose.

La parte della formazione in esame riferita all'*Unità tettonica Monte Arioso* affiora a nord-ovest di Potenza presso il crinale di Montocchio, lungo una fascia ampia meno di un chilometro, orientata NW-SE.

La formazione poggia con contatto stratigrafico netto sui termini sommitali di **FYR** e sulla litofacies **FYR_a**, in località Montocchio; il limite superiore non è esposto, in quanto la successione è troncata da superfici di taglio tettoniche.

Le successioni sono formate da flussi gravitativi e torbiditici con subordinate emipelagiti, riferibili ad un ambiente bacinale marino.

L'età della base dei depositi del *flysch numidico* (FYN) è risultata non più antica del Burdigaliano superiore per la presenza, nei livelli basali della successione, di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, 1953 (zona CN3 di OKADA & BUKRY, 1980) tra i nannofossili calcarei e di *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, 1826, *Globigerinoides bisphericus* TODD, 1954, *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMANN, 1954 e *Globigerinoides trilobus* (REUSS, 1850) tra i foraminiferi planctonici (zona a *Globigerinoides trilobus*).

Lo spessore complessivo stimato è di poco inferiore a cento metri. L'età dell'intera unità è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano *p.p.*

3. - UNITÀ TETTONICA GROPPA D'ANZI

L'Unità tettonica *Groppa d'Anzi*, definita da PESCATORE *et alii* (1988, 1999a), corrisponde in parte all'Unità *Lagonegro I* (SCANDONE, 1967, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973) e comprende una successione prevalentemente pelitica, che è stata riferita da alcuni Autori al Bacino di Lagonegro (PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1999a), piuttosto che ad un dominio interno quale il Bacino Sicilide, cui è stata assegnata da altri Autori (LENTINI, 1979; LENTINI *et alii*, 1996).

L'Unità di *Groppa d'Anzi* è costituita da *Flysch Galestrino* su cui poggia con un contatto stratigrafico, che sovente si presenta tettonizzato per uno "scollamento" a scala regionale, una successione prevalentemente argillosa (*Gruppo delle Argille Variegate*), parzialmente eteropica alla *formazione di Corleto Perticara* ed alla *formazione di Paola Doce*, e passa verso l'alto al *flysch numidico* (Fig. 1). Su tale successione poggiano in discordanza i depositi silicoclastici sinorogeni miocenici del *flysch di Gorgoglione* (OGNIBEN, 1969; LOIACONO, 1975, 1981).

L'unità affiora ampiamente nel foglio in una fascia larga una decina di chilometri, orientata in senso appenninico, compresa tra Sant'Ilario di Atella e Brindisi di Montagna ed in settori ubicati a sud e ad ovest di Potenza nella valle del fiume Basento.

I depositi appartenenti a questa unità sono caratterizzati da associazioni estremamente povere e in pessimo stato di conservazione, i campioni sono risultati per lo più sterili o con associazioni fortemente rimaneggiate. Le uniche datazioni significative sono relative al *flysch numidico*, per il quale valgono le stesse considerazioni esposte nel par. 2.4. Per le altre formazioni si è tenuto conto della loro posizione stratigrafica e delle datazioni riportate in letteratura.

3.1. - FLYSCH GALESTRINO (FYG)

La porzione di formazione del *Flysch Galestrino* (FYG), appartenente all'Uni-

tà tettonica Groppa d'Anzi, affiora principalmente lungo il bordo meridionale del foglio, circa 4 km a sud di Potenza, tra le loc. Campo di Giorgio e Serra Rossa e presso Brindisi di Montagna. Essa è costituita da alternanze in strati sottili di calcilutiti e calcisiltiti grigie e giallastre localmente silicizzate, calcari marnosi silicei, marne calcaree e marne silicifere a frattura concoide con radiolari e spicole di spugne, argilliti silicee a frattura prismatica grigio-verdastre od ocracee se alterate, e rare calcareniti.

Ad ovest di Brindisi di Montagna, in loc. Bosco S. Demetrio e lungo il Vallone del Monaco, il *Flysch Galestrino* è costituito da alternanze di marne giallastre fisili, argilliti verdastre e giallognole, calcilutiti e calcari marnosi talora silicizzati biancastri, giallo-verdastri e rosati, e calcareniti gradate, al cui interno SCANDONE (1967) segnala *Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938 e *Trocholina* sp., insieme a *Protopenneroplis striata*, che è da considerarsi rimaneggiata (SEPTFONTAINE, 1974). Tra Avigliano e Monte S. Angelo affiora la parte alta della formazione, costituita da circa 60 m di alternanze di calcilutiti grigie silicizzate in strati da centimetrici a decimetrici, calcari marnosi silicei verdastri, argille e marne silicee nerastre, grigio-verdi e biancastre, con faune di radiolari e spicole di spugne.

La formazione mostra un passaggio stratigrafico graduale verso l'alto ad **AV**; la base non è esposta. Si tratta di depositi bacinali profondi con rari flussi gravitativi calciclastici.

Lo spessore della successione, difficilmente valutabile a causa della giacitura caotica, dell'intensa tettonizzazione e della cattiva esposizione complessiva, è compreso tra i 200 ed i 350 m.

L'età è riferita al Cretacico inferiore (SCANDONE, 1967; 1972) o genericamente al Cretacico (PESCATORE *et alii*, 1998). Sulla base dei rapporti stratigrafici riconosciuti nell'area di studio l'età è riferita al Cretacico inferiore.

3.2. - GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (**AV**) (cfr. Argille Varicolori "lagonegresi" *Auct.*)

Nell'ambito del Comitato d'Area per l'Appennino meridionale del Progetto CARG, si è ritenuto opportuno di designare come "*Gruppo delle Argille Variegate*" (C.I.S., 2005) tutte le successioni bacinali formate da argille policrome con intercalazioni calcareo-marnose di età cretacico-miocenica inferiore, ampiamente affioranti nell'Appennino Campano, considerate alternativamente come il prodotto della sedimentazione della zona assiale del Bacino Lagonegrese (PESCATORE *et alii*, 1988; 1992; 1999a) o riferite ad un dominio marino interno, quale il Bacino Sicilide (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979).

Le successioni affioranti nell'Appennino lucano sono state oggetto di numerosi lavori, nei quali sono state utilizzate differenti denominazioni ed interpreta-

zioni paleogeografiche. LENTINI & VEZZANI (1974), LENTINI (1979) e CARBONE *et alii* (1991) hanno adottato l'originaria tripartizione di OGNIBEN (1969) per il *Complesso Sicilide* di provenienza interna, comprensiva di *Argille Varicolori Inferiori*, *Membro Sant'Arcangelo* e *Argille Varicolori Superiori*. CENTAMORE *et alii* (1971), DI NOCERA *et alii* (1991) e PESCATORE *et alii* (1988, 1992, 1996, 1999a) hanno adottato la denominazione di *formazione delle Argille Varicolori*, riferendole al Bacino Lagonegrese. Recentemente PESCATORE *et alii* (1999b) hanno utilizzato la denominazione "*Argille e marne varicolori di Groppa d'Anzi*".

Nell'area del Foglio Potenza il *Gruppo delle Argille Variegate (AV)* è costituito da argille, argilliti marnose, marne silicifere ed argille marnoso-siltose generalmente grigie e talora policrome con intercalazioni in strati e banchi di marne calcaree, calcilutiti e calcareniti torbiditiche bioclastiche con alveoline, nummuliti, discocicline, frammenti di lamellibranchi, gasteropodi e alghe, e talora con selce e diaspri; verso l'alto si intercalano rari livelli di quarzareniti e di areniti arosiche e tuftiche. I litotipi calcarei si presentano variamente silicizzati ed alterati.

La successione affiora lungo la valle del Torrente Tiera, tra Potenza e Brindisi di



Fig. 11 - Versanti in AV, interessati da fenomeni franosi lungo la valle del T. Tiera.

Montagna lungo il versante in destra idrografica del Fiume Basento, tra Sant'Illario di Atella e Frusci, e ad est di Sant'Angelo e Cesaracchio. Nella valle del Torrente Tiera (Fig. 11) l'unità affiora lungo versanti interessati da numerosi fenomeni franosi ed è generalmente mascherata dalle coperture detritico-colluviali.

Lungo le incisioni torrentizie e nelle nicchie di frana si osservano successioni potenti alcune decine di metri costituite prevalentemente da alternanze di argille, talora scagliose, grigie e verdi e di marne silicifere bruno-verdastre in



Fig. 12 - Lente di strati biocalciclastici nelle AV, spesso varie decine di metri, affiorante presso Mass. Stolfi.

strati di circa 40 cm, e subordinatamente di calcari marnosi, diaspri, calcareniti e calcilutiti torbiditiche con intervalli T_{b-c} di Bouma in strati di spessore intorno ai 25 cm. Sono frequenti le lenti di strati bio-calcioclastici spesse varie decine di metri, come presso Mass. Stolfi (Fig. 12) ed i livelli centimetrici di argilliti nerastre del tipo *black-shales*.

In loc. San Luca Scafarelli sono presenti vari tagli con alternanze di strati e banchi di argille marnose grigie e argilliti rosse e grigie, passanti verso l'alto a calcari marnosi verde-azzurri parzialmente silicizzati, calcareniti e calciruditi ad alveoline, calcilutiti silicizzate violaceo-giallastre con piste di limivori e marne calcaree grigie fratturate.

In loc. Serra Angiolone, presso Frusci, si rinvencono argille grigie e rosse con calcilutiti grigie ricche di vene di calcite spatice, calcari diasprigni violacei e grigio-azzurri, calcari marnosi giallastri, areniti litiche con muscovite; tra Frusci e Sarnelli affiorano alternanze di argille marnose gialle, argilliti e marne calcaree grigio-verdi con patine scure, calcilutiti con vene di calcite spatice e rare calcareniti. La formazione presenta un contatto basale graduale con **FYG**; nella sua parte superiore si presenta eteropica a **CPA** e **PDO** e presenta un passaggio graduale verso l'alto a **PDO** e **FYN**.

Lo spessore della formazione, difficilmente valutabile a causa della notevole deformazione e della cattiva esposizione complessiva, è compreso tra i 100 ed i

400 m.

Nel *Gruppo delle Argille Variegata (AV)* solo pochi campioni hanno consentito di datare la successione. La nannoflora presente è per lo più povera con un rimaneggiamento molto spinto di specie cretacee quali *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959) BUKRY, 1969 e *Watznaueria biporta* BUKRY, 1969. La presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, 1965 consente di riferire la parte medio-alta della successione ad una età non più antica dell'Oligocene superiore (zona NP25 di MARTINI, 1971).

La successione è composta da torbiditi calcarei e depositi emipelagici ed è riferibile ad un ambiente di bacino e di scarpata. L'età, sulla base dei rapporti stratigrafici, è compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore.



Fig. 13 - Esempi di affioramenti di alternanze calcareo-marnoso-argillose della CPA tra Avigliano scalo e contrada Barrata.

3.3. - FORMAZIONE DI CORLETO PERTICARA (CPA)

La *formazione di Corleto Perticara (CPA)*, introdotta in letteratura da SELLI (1962), affiora estesamente lungo i versanti del Torrente Tiera, nell'alta valle del Torrente Gallitello ad ovest di Potenza, e tra Vaglio Basilicata e Monte Grosso, con spessori di varie centinaia di metri. Nel suo ambito prevalgono le litofacies calcareo-marnose, ma si distingue una *litofacies arenaceo-marnosa CPA_a*, che costituisce generalmente la parte superiore della formazione, ma talora si estende a quasi tutto il suo spessore.

La formazione CPA è formata da alternanze di strati e banchi di marne calcaree, calcari marnosi, calciliti massive o con laminazione piano-parallela e ondulata di colore grigio chiaro, giallognolo e bianco-crema, rare calcareniti biancastre a grana fine, e marne ed argille marnoso-siltose bruno-grigiastre con rari e sottili livelli siltoso-arenacei. In contrada Barrata si osservano alternanze di varie decine di metri di strati a spessore variabile di marne calcaree siltose e calcari marnosi color grigio chiaro, calcareniti massive e con laminazione piano-parallela e ondulata di color bianco crema, argilliti e argille marnose verdine con sottili intercalazioni arenacee, argilliti policrome (Fig. 13).



Fig. 14 - *Varie esposizioni di CPA tra Mass. Tolla e Bosco Grande, lungo il T. Tiera.*



Fig. 15 - *Affioramenti della CPA in loc. Cerreta Sicilia.*

I litotipi calcareo-marnosi si presentano spesso con superfici ossidate e patine scure di manganese. Alla base della successione, come osservabile lungo il Vallone Lavatone, sono presenti lenti di argille scagliose policrome con intercalazioni calcareo-marnose. Tra Bosco grande e Mass. Tolla, lungo il Torrente Tiera, in prossimità del cementificio di Avigliano, a tetto della successione composta da

alternanze di marne e calcilutiti di colore bianco-giallastro, argille marnose scagliettate di colore bianco, grigio e rosso in livelli da centimetrici a metrici, calcareniti con frammenti di alveoline e nummuliti, si rinvengono subordinate arenarie micacee e quarzose in strati centimetrici (Fig. 14).

In località Cerreta Sicilia si osserva una buona esposizione della formazione, caratterizzata da un'alternanza di marne biancastre e verdastre fogliettate in strati e banchi con intercalazioni di calcareniti di colore grigio e giallo ocra per alterazione, calcilutiti micacee marroni ed argilliti grigiastre e verdastre. Subordinatamente sono presenti straterelli di arenarie micacee e vulcanoclastiche marroni. Gli strati dei materiali litoidi hanno spessore variabile compreso tra qualche centimetro fino a 35 - 40 cm, mentre le argille si presentano sia in livelletti sottili tra gli strati litoidi, sia in strati spessi anche 40-50 cm. Negli strati calcarenitici sono riconoscibili a luoghi strutture torbiditiche con laminazioni piano-parallele e convolute. La successione presenta un alto grado di fratturazione ed un assetto giaciturale alquanto tettonizzato (Fig. 15).

Gli strati delle marne biancastre presentano un clivaggio accentuato ed una foliazione spinta, mentre le calcilutiti presentano la tipica fratturazione della "pietra paesina".

Nelle località Scofarelli, Contrada Giarrossa, Masseria Ciraggi (Fig. 16) e Masseria Grippo la componente argillosa è decisamente prevalente ed è rappresentata da argille ed argille marnose marroni scagliettate, alternate a strati e banchi di marne biancastre fogliettate e, a luoghi, a strati e banchi di arenarie micacee marroni e grigiastre ben cementate, a grana medio-grossolana, con granuli di quarzo arrotondati.

La *litofacies arenaceo-marnosa* (CPA_a) è costituita da strati e banchi di marne calcaree e calcilutiti di colore bianco e giallastro, argille marnose grigie, verdi



Fig. 16 - Esposizioni di CPA presso Mass. Ciraggi.

e rosate con intercalazioni di calcareniti bioclastiche con nummuliti e discocline, arenarie quarzolitiche e arcosiche, areniti vulcanoclastiche muscovitiche generalmente grossolane ed in strati spessi.

Nella valle del Fiume Basento affiorano, per uno spessore di circa 30 metri, arenarie e siltiti micacee straterellate, di colore grigio bruno in strati di circa 20 cm, alternate a calcareniti micacee torbiditiche, calcilutiti, marne argillose fogliettate ed argilliti marnose grigio chiare.

Nelle località San Francesco e Cerreta di Sotto sono presenti buone esposizioni della litofacies, in cui affiorano marne, marne calcaree, marne siltose, siltiti, argilliti marnose in strati e banchi di colore grigio giallastro e rosato con intercalazioni di strati anche spessi di calcilutiti, calcari marnosi, calcareniti di colore bianco, microconglomerati litici, areniti tuffitiche di colore grigio e grigio verde ricche di muscovite.

L'unità poggia su **AV** ed è in parziale eteropia con la parte sommitale di **AV** e con **PDO**, e passa verso l'alto a **FYN**. Lo spessore complessivo è di circa 250 metri.

I depositi appartenenti alla *formazione di Corleto Perticara (CPA)* sono generalmente sterili o con associazioni molto povere e in cattivo stato di conservazione. Solo nei livelli medio-bassi della *litofacies arenaceo-marnosa (CPA_a)*, sono state rinvenute nannoflore dell'Eocene superiore (zona CP15b di OKADA & BUKRY, 1980) caratterizzate da *Cyclicargolithus floridanus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) ROTH, 1970 e *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, 1952.

Le successioni calcitorbiditiche ed emipelagitiche dell'unità sono riferibili ad un ambiente di bacino. L'età è riferita all'Eocene - Miocene inferiore *p.p.* sulla base dei fossili e dei rapporti stratigrafici.

3.4. - FORMAZIONE DI PAOLA DOCE (**PDO**)

La formazione è costituita da una successione arenaceo-argilloso-calcareo spessa circa 600 m di età Oligocene superiore - Miocene inferiore, i cui caratteri litostratigrafici sono molto variabili sia verticalmente sia lateralmente. Una parte di tale formazione può essere correlata con l'*Unità di Paola Doce* (PESCATORE *et alii*, 1992), affiorante nei pressi dell'abitato di Avigliano, dove sono stati stimati circa 250 m di successione, costituita da un'alternanza di argille, argille marnose, calcilutiti e calcareniti bioclastiche, con intercalazioni di arenarie con abbondanti frammenti vulcanoclastici e quarzoareniti, con lenti di calciruditi e megabreccie calcaree disposte a varie altezze.

I nuovi rilievi geologici di dettaglio hanno consentito di approfondire i caratteri litostratigrafici della successione, distinguendo in essa due principali litofacies

ampiamente eteropiche tra loro, quali la *litofacies arenaceo-argilloso-calcareo* (**PDO_a**) e la *litofacies arenacea* (**PDO_b**), ed in posizione basale il *membro calcareo* (**PDO₁**), in parziale eteropia con la parte restante della formazione.

La *litofacies arenaceo-argilloso-calcareo* (**PDO_a**) è costituita da alternanze irregolarmente stratificate di associazioni di litofacies assai diversificate. Nella successione si rinvengono in rapporti e quantità variabili argille siltose ed argille marnose grigie, calciluiti marnose e marne biancastre in strati da centimetrici a decimetrici, calcareniti bioclastiche torbiditiche, livelli di areniti vulcanoclastiche, prevalenti alla base, e di quarzareniti “numidiche”, prevalenti nella parte alta. A varie altezze stratigrafiche sono presenti livelli caoticizzati, spessi qualche metro, costituiti da frane sinsedimentarie, e corpi lenticolari spessi una decina di metri costituiti da calciruditi e megabrecce calcaree con ciottoli di biocalciruditi a frammenti di macroforaminiferi, alghe, molluschi, coralli e gasteropodi.

Tra il Monte del Carmine e l’abitato di Paola Doce affiorano alternanze sottilmente stratificate di ortoquarziti bruno-rossicce a grana fine, marne calcaree e calciluiti tuftiche, areniti muscovitiche e tuftiche a grana media e fissili con vene di calcite, siltiti, marne silicee grigio-verdine, argilliti grigie, diaspri rossi e grigi, calciluiti e calcareniti torbiditiche grigio chiare, localmente quarzose e tuftiche; nella porzione inferiore la successione è prevalentemente calcarea.

Nel settore settentrionale di Monte S. Angelo, la litofacies **PDO_a** è costituita da argille marnose grigie e verdi, calciluiti e marne calcaree bianche ed arenarie vulcanoclastiche ed è spessa circa 150 m. Le arenarie, ricche di frammenti di rocce andesitiche e riolitiche, diventano prevalenti nella parte alta. Nel settore meridionale dell’affioramento, tra Case Cacabotte e Monte S. Angelo, affiorano per circa un centinaio di metri di spessore, sottili alternanze di argille marnose grigie e marne argillose giallognole, marne siltose con muscovite, calcareniti a grana media e grossa con vene di calcite, arenarie arcosico-litiche a grana medio-fine in strati medio-spessi, sia massivi che laminati.

Tale litofacies poggia sul *Gruppo delle Argille Variegata AV* e sui livelli basali del membro **PDO₁** ed è in parziale eteropia con la parte sommitale di **AV**, con il membro **PDO₁** e con la litofacies **PDO_b**; inoltre passa verso l’alto in continuità stratigrafica a **FYN**. In passato alcuni autori (PESCATORE *et alii*, 1992) hanno attribuito la successione affiorante presso Monte Sant’Angelo alle *Tufiti di Tusa* ed hanno interpretato l’appoggio basale sul *Gruppo delle Argille Variegata* come discordante.

Le analisi paleontologiche indicano la presenza di radiolari, spicole di spugna e di microfaune rimaneggiate dell’Eocene con *Morozovella spp.*, *Planorotalites spp.*, *Pseudohastigerina spp.* In PESCATORE *et alii* (1992, 1999a) tali terreni sono attribuiti all’Oligocene superiore-Miocene inferiore per la presenza di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN,

PARR & COLLINS, 1934), *Neogloboquadrina continuosa* (BLOW, 1959), *Globigerina praebulloides* BLOW, 1959, *Globigerina woodi* JENKINS, 1960, *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR, 1939). La presenza di *Neogloboquadrina continuosa* (BLOW, 1959) segnalata nel Mediterraneo a partire dal Burdigaliano (IACCARINO, 1985) suggerisce un'età miocenica. FORESI *et alii* (2002) segnalano la FO di *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR, 1939) nella sezione di Ras Il-Pellegrin a 12.46 Ma nel Serravalliano. Tuttavia questa specie è da BOLLI & SAUNDERS (1985) considerata co-specifica di *Paragloborotalia siakensis* (LE-ROY, 1939), con un'ampia distribuzione biostratigrafica (dall'Oligocene superiore al Miocene medio). Pertanto si preferisce attribuire l'associazione descritta da PESCATORE *et alii* (1992, 1999a) al Miocene inferiore.

La *litofacies arenacea* (**PDO_b**) è costituita da alternanze sottilmente stratificate di arenarie arcosiche e litiche di natura torbiditica, in strati da centimetrici a decimetrici, argille siltose e argille marnose grigio-verdastre in strati centimetrici e marne biancastre. A più altezze, e più frequentemente nella parte alta, si rinven-gono arenarie vulcanoclastiche a grana media e fine, di colore bruno giallastro o bruno-verdastro, in strati da centimetrici a decimetrici. La litofacies affiora prevalentemente lungo una fascia orientata in senso appenninico tra Vaglio Basilicata e Cozzo Staccata, con spessori di circa 350 m. In particolare in loc. Piano Grande, nei pressi di Masseria Claps (Fig. 17) e ad ovest di Casa De Rosa, in continuità stratigrafica sulla *formazione di Corleto Perticara*, sono presenti arenarie vulcanoclastiche in strati centimetrici, a grana media e fine, laminate e talora gradate, con frequenti controimpronte alla base degli strati, argille marnose e marne calcaree, cui si intercalano calcareniti bioclastiche e quarzoareniti. Seguono nella parte alta della successione argille siltose brune straterellate, quarzoareniti "numidiche" in strati e banchi, con sequenze T_a - T_{a-b} di Bouma, a grana media e grossa, argille siltose, arenarie micacee, calcilutiti e calcareniti spesso bioclastiche. La successione affiora con spessori ridotti a poche decine di metri in località Monte Grosso, a sud del fiume Basento.

Affioramenti minori sono segnalati tra Monte La Tempa e loc. Bancone, ove si rinven-gono arenarie litiche e arcosico-litiche di colore giallognolo a grana media e fine con clasti neri di probabile origine vulcanica e muscovite in scarsa matrice, associate a sottili alternanze di calcilutiti, calcari marnosi, calcareniti con granuli di quarzo arrotondato, siltiti sabbiose micacee, marne siltose laminate e siltiti argilloso-marnose.

Presso la Fontana Verminosa, a monte di Avigliano Scalo, affiora una piccola sezione naturale, spessa circa 20 m, in cui si osserva il passaggio tra gli strati di calcari bioclastici del *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**) e le alternanze di areniti litiche vulcanoclastiche ricche di muscovite, marne arenacee e marne calcaree color avana. Tale litofacies poggia inoltre sulla litofacies **PDO_{1a}** ed è in eteropia con la parte sommitale di **AV** e di **CPA** e con il membro **PDO₁** e con la litofacies



Fig. 17 - *Affioramento della litofacies arenacea (PDO_p) della formazione di Paola Doce, in loc. Piano Grande, nei pressi di Masseria Claps.*

PDO_a; inoltre passa verso l'alto in continuità stratigrafica a **FYN**.

I depositi sono caratterizzati da associazioni a nannofossili rimaneggiati dell'Eocene medio con *Discoaster tani nodifer*, *Nannotetrina* spp. e *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) WISE, 1976. PESCATORE *et alii* (1992, 1999a) attribuiscono a questi depositi un'età dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore per la presenza di *Globigerina venezuelana* HEDBERG, 1937 e *Globigerina ciperoensis ciperoensis* BOLLI, 1954 nella parte basale della successione e di *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia opima nana* BOLLI, 1957, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina praebulloides*, *Neogloboquadrina continua* e *Globigerinoides* sp. nella restante parte della successione.

La formazione di Paola Doce poggia nel complesso con passaggio stratigra-

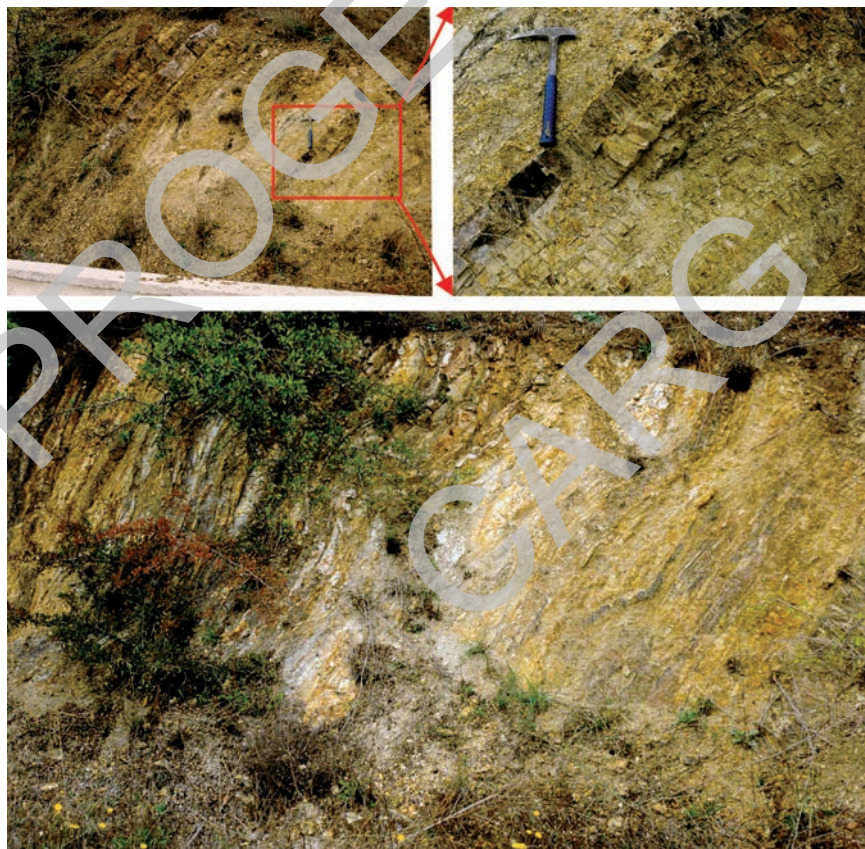


Fig. 18 - Litofacies diasprigna del membro calcareo (**PDO_{1a}**) della formazione di Paola Doce affiorante in loc. Tiera Scalo.

fico graduale e parzialmente eteropico, sia sui termini pelitici del *Gruppo delle Argille Variegatae AV*, sia su quelli lapidei della *formazione di Corleto Perticara CPA*, e passa verso l'alto in continuità stratigrafica a **FYN**.

Lo spessore complessivo è di circa 500 m. Si tratta di una successione bacinale formata da depositi torbiditici, emipelagiti e corpi di frane sinsedimentarie. L'età è riferita per posizione stratigrafica all'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

3.4.1. *membro calcareo (PDO₁)*

Il *membro calcareo (PDO₁)* affiora prevalentemente tra Avigliano e Sant'Ilario di Atella, in loc. Varco dei Ruotesi, nel settore settentrionale di Monte Sant'Angelo, presso Toppa di Atella, nelle loc. Serra Ventarula e Santa Tecla. Esso è formato da alternanze di strati e banchi di calciruditi, calcareniti torbiditiche, calcilutiti, marne bianche e verdastre e argille marnose. Localmente alla base si rinviene un livello decametrico di diaspri di colore rosso, verde e grigio chiaro (*litofacies diasprigna PDO_{1a}*). In loc. Varco dei Ruotesi affiora una successione molto deformata per tettonica, costituita da alternanze in strati medi e fini di calcilutiti massive e laminate grigio chiaro, calcari marnosi e calcareniti fini pulverulente bianche, argille marnose grigio chiaro o verdine. Alla base si rinvengono alternanze sottilmente stratificate di argilliti policrome, diaspri, calcari con noduli di selce, calcilutiti e calcari marnosi silicizzati policromi (viola, verde, rosso cupo, nero, giallo).

Altri affioramenti della litofacies diasprigna si rinvengono in loc. Tiera scalo



Fig. 19 - *Affioramenti del membro calcareo (PDO₁) della formazione di Paola Doce presso loc. Santa Tecla.*

(Fig. 18). In loc. Santa Tecla (Fig. 19) e presso Masseria Salinas affiorano strati di calcareniti bioclastiche, talora arenacee, calcilutiti biancastre e argille marnoso-siltose grigio chiaro di natura torbiditica, strutturate in piega rovescia. In loc. Contrada Faloppa, a sud di Potenza, affiorano calcareniti grigio scure e marne biancastre in strati spessi 50 cm, con sottili intercalazioni limose, poggianti su



Fig. 20 - membro calcareo ($PD0_1$) della formazione di Paola Doce affiorante in loc. Contrada Faloppa, a sud di Potenza.

argilliti policrome (Fig. 20).

Il membro poggia con un contatto parzialmente eteropico sulle unità **AV** e **CPA**, e passa lateralmente alle litofacies **PDO_a** e **PDO_b**; gli spessori sono inferiori al centinaio di metri.

Nelle argille marnose dei depositi appartenenti al *membro calcareo (PDO₁)* sono state rinvenute nannoflore dell'Oligocene superiore, costituite da *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, 1952, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei* e *Zygrhablithus bijugatus*.

Si tratta di successioni di natura prevalentemente torbiditica ed emipelagica riferibili ad un ambiente di base scarpata - bacino. L'età del membro è riferibile almeno all'Oligocene superiore.

3.5. - FLYSCH NUMIDICO (FYN)

Il *flysch numidico (FYN)* è costituito da quarzoareniti e quarzosiltiti torbiditiche in strati e banchi di colore grigio o giallo arancio, con granuli di quarzo arrotondato a grana media e grossa a cemento siliceo, a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e calcareo-marnose. Localmente alla base si rin-

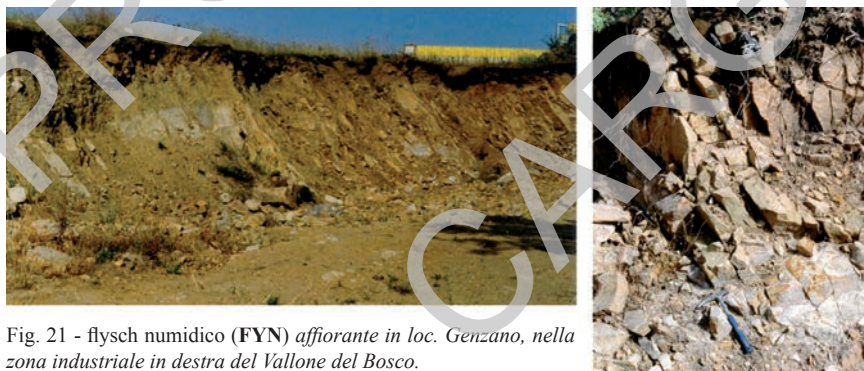


Fig. 21 - flysch numidico (FYN) affiorante in loc. Genzano, nella zona industriale in destra del Vallone del Bosco.

vengono alternanze di quarzoareniti di colore giallo arancio e di marne argillose rossastre. In particolare in loc. Genzano, nella zona industriale in destra del Vallone del Bosco, affiorano quarzoareniti gradate in banchi con *flute-cast* alla base, microconglomerati quarzosi e argille (Fig. 21).

La formazione poggia con un contatto stratigrafico graduale sulla *formazione di Paola Doce*, sulla *formazione di Corleto Perticara* e sul *Gruppo delle Argille Variegate*, mentre non presenta un'evoluzione stratigrafica verso l'alto, essendo

generalmente troncata da piani di taglio. Il **FYN**, nell'ambito dell'*Unità tettonica Groppa D'Anzi*, affiora estesamente tra Vaglio di Basilicata e Serra San Bernardo, e tra Piano San Nicola e Bosco Grande, ove presenta spessori compresi tra i 200 ed i 350 m; affiora inoltre in lembi minori tra Frusci ed Avigliano. Nella frazione pelitica si rinviene *Sphenolithus heteromorphus* tra i nannofossili calcarei, che indica un'età non più antica del Burdigaliano superiore (zona CN3 di OKADA & BUKRY, 1980). Le successioni sono formate da flussi gravitativi e subordinate emipelagiti riferibili ad un ambiente bacinale marino. L'età è Burdigaliano superiore - Langhiano *p.p.*

4. - UNITÀ TETTONICA VAGLIO BASILICATA

Le successioni appartenenti ai settori esterni del bacino lagonegrese, affioranti lungo il margine orientale dell'Appennino lucano, sono state riferite da PESCATORE *et alii* (1988) all'*Unità di Campomaggiore*, che nel Foglio Potenza è stata suddivisa nelle due unità tettoniche di Vaglio Basilicata e San Chirico.

L'*Unità tettonica Vaglio Basilicata* comprende termini bacinali del Cretacico superiore - Miocene inferiore-medio, quali *Flysch Galestrino*, *Flysch Rosso* e *flysch numidico*.

Le formazioni più antiche (**FYG**, **FYR**) di tale unità tettonica sono risultate sterili tranne che per la presenza saltuaria di macroforaminiferi ed alghe calcaree poco significative. Il *flysch numidico* (**FYN**) ha fornito le stesse microfaune rinvenute nelle altre unità tettoniche.

4.1. FLYSCH GALESTRINO (**FYG**)

La porzione di formazione del *Flysch Galestrino* (**FYG**), appartenente all'*Unità tettonica Vaglio Basilicata*, affiora nel settore sud-orientale del foglio, lungo il Vallone Caprareccia, presso Monte Pazzano, e tra le contrade Rossano e Aia del Piano. Il *Flysch Galestrino* (**FYG**) è formato da alternanze in strati sottili di argilliti silicee grigie a frattura prismatica, marne silicifere grigio-azzurre, o se alterate, di colore ocraceo a frattura concoide con radiolari e spicole di spugne, in strati da centimetrici a decimetrici, calcilutiti grigie o nerastre in strati centimetrici, calcisiltiti e calcari siliciferi, in strati decimetrici. L'unità passa generalmente verso l'alto con contatto stratigrafico graduale alla formazione del *Flysch Rosso* (**FYR**); la base non è esposta. Gli spessori sono compresi tra 200 e 350 m. Si tratta di depositi bacinali profondi con rari flussi gravitativi calciclastici distali. L'età è generalmente riferita in letteratura al Cretacico (PESCATORE *et alii*, 1999a, 1999b; SCANDONE, 1967), ma sulla base dei rapporti

stratigrafici individuati (Fig. 1) si ritiene che in questo caso debba essere riferita al Cretacico inferiore.

4.2. FLYSCH ROSSO (FYR) (cfr. Flysch Rosso “esterno” *Auct.*)

Il *Flysch Rosso* (FYR) è composto da successioni pelitiche e calcareo-clastiche di bacino-scarpata di età Cretacico superiore - Miocene inferiore, affioranti estesamente lungo una fascia ad andamento appenninico compresa tra l'abitato di San Giorgio, Stazione di Pietragalla, Serra Coppoli, Monte Macchia di Rossano e Serra Miceli, e nel settore sud-orientale del foglio tra Monte Bosco le Piane e Tempa Pizzuta, con spessori di varie centinaia di metri. La formazione è stata introdotta in letteratura da SCANDONE (1967; 1972), ed è stata utilizzata nei lavori riferiti all'area dell'Appennino Lucano (PESCATORE *et alii*, 1999a), anche se alcuni autori usano la denominazione *Flysch Rosso esterno* (PESCATORE & ORTOLANI, 1973; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992) per distinguere le porzioni distali dell'unità da quelle prossimali. La stessa formazione è indicata, nella letteratura relativa all'area di studio, come *Calcareniti e marne rosse di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1999b) e anche *Calcareniti e argilliti rosse di Fontana Valloneto* (GALLICCHIO *et alii*, 1996), con riferimento alla porzione calcareo-marnosa, ed *Argille e Marne di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1999b) o anche *Argilliti e radiolariti di Campomaggiore* (GALLICCHIO *et alii*, 1996), con riferimento alla porzione prevalentemente pelitica.

La formazione FYR, nell'ambito dell'*Unità Vaglio Basilicata*, è costituita da alternanza di argille, argilliti marnose e marne di colore rosso, grigio e verde, talora parzialmente silicizzate, con subordinate intercalazioni di calcilutiti e calcari marnosi bianchi e rosati, spesso bioturbati, e calcareniti torbiditiche bioclastiche grigie e biancastre o rosate con stratificazione sottile e tabulare; alla base sono presenti sottili livelli di radiolariti, argille marnose talora silicizzate rosse e brune.

Si sono riconosciute due litofacies (FYR_a e FYR_b) ed un membro (FYR₁), che presentano uno spessore complessivo di circa 450 m.

La *litofacies calcareo-clastica* (FYR_a), correlabile alle *Calcareniti e argilliti rosse di Fontana Valloneto* (GALLICCHIO *et alii*, 1996) ed alle *Calcareniti e marne rosse di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1999b), è talora presente nelle parti media e alta della formazione ed è formata da una fitta alternanza di calcareniti a grana media e grossa, bioclastiche con frammenti di alveoline e nummuliti, in strati e banchi spesso gradati e laminati, e calcilutiti, con intercalati a più altezze corpi calcirudittici lenticolari, spessi fino ad un metro, ad elementi costituiti prevalentemente da calcari neritici a macroforaminiferi (nummuliti, discocicline e orbitoline), briozoi, litotamni e spugne. Buone esposizioni si hanno lungo i crinali di Monte Macchia di Rossano, Monte Bosco le Piane e Serra Miceli. La litofacies calcareo-clastica (FYR_a) poggia localmente (loc. Serra Micele) sul membro FYR₁.

La *litofacies pelitica (FYR_p)*, correlabile in parte alle *Argilliti e radiolariti di Campomaggiore* (GALLICCHIO *et alii*, 1996) ed alle *Argille e marne varicolori di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1999b), affiora estesamente lungo una fascia ad andamento appenninico compresa tra gli abitati di Stagliozzo, San Giorgio e Pietragalla e la località Murge Angeloni. Essa è formata da argille, argille marnose e argilliti brune e grigiastre, a luoghi rosso-verdastre, con frequenti patine manganesifere, e con intercalazioni di marne biancastre e rosate, calcilutiti e calcareniti a grana fine torbiditiche bioclastiche a macroforaminiferi (alveoline, nummuliti, discocicline, frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, alghe), che si presentano variamente silicizzate, diaspri rossastri e verdastri in strati millimetrici e centimetrici. Essa è generalmente sub-affiorante; infatti sovente una coltre di regolite e di coperture quaternarie (colluvioni, detrito di frana e di versante, ecc.) di spessore metrico o plurimetrico la ricoprono. Solo lungo le incisioni torrentizie o in tagli artificiali recenti è possibile osservare le alternanze pelitico-calcaree, caratterizzate da giacitura molto articolata, che la compongono. Le successioni, infatti, sono interessate da numerosi piani di discontinuità tettonica e da frequenti pieghe e pieghe-faglie a piccolo raggio, e solo localmente si riescono ad osservare per qualche decina di metri di spessore le successioni sottilmente stratificate poco deformate. Per i motivi su esposti è difficile stimare in maniera precisa lo spessore della litofacies, che comunque non dovrebbe essere inferiore al centinaio di metri.

La formazione **FYR** presenta un contatto basale graduale con il *Flysch Galestrino (FYG)*, come osservabile nei dintorni di Monte Bosco le Piane, e verso l'alto si osserva un passaggio stratigrafico netto al *flysch numidico (FYN)*, come osservabile tra Monte Quattrocchi e Serra Carpaneto e presso Pietragalla.

Gli spessori affioranti sono stimabili in varie centinaia di metri, mediamente circa 200 m. Si tratta di successioni di bacino e base scarpata, formate da depositi emipelagitici e da flussi gravitativi. Sulla base dei rapporti stratigrafici l'età di **FYR** è riferita al Cretacico inferiore *p.p.* - Miocene inferiore.

4.2.1. *membro diasprigno (FYR₁)*

(cfr. *Argille Varicolori di Campomaggiore Auct.*)

Il *membro diasprigno (FYR₁)*, correlabile in parte alle *Argilliti e radiolariti di Campomaggiore* (GALLICCHIO *et alii*, 1996) ed alle *Argille e marne varicolori di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1999b), è formato da argille, argille marnose ed argilliti grigiastre e brune, a luoghi rosso-verdastre, con intercalazioni di marne biancastre e rosate, calcilutiti e calcareniti fini torbiditiche bioclastiche variamente silicizzate, diaspri rossastri e verdastri in strati centimetrici. GALLICCHIO *et alii* (1996) riportano uno spessore di circa 200 m nell'area di Fontana Valloneto

(Fig. 22), ubicata poco ad est del limite orientale del foglio.

In tale sezione, ove è esposto il passaggio tra **FYG** e **FYR₁**, la successione è formata nella parte inferiore prevalentemente da argilliti grigio-verdastre, caratterizzate da strati contorti e fratturati. Nella parte superiore si rinvengono strati sottili e continui di argilliti e argille silicee grigie, rosse e verdi, che presentano laminazioni parallele e talora incrociate e rare gradazioni dirette; alle argille si intercalano sottili livelli di argilliti nerastre sottilmente laminare e ricche di sostanza organica (*black shales*), di peliti silicee varicolori ricche di radiolariti e rari strati di calcari grigiastri. Sulla base delle associazioni a radiolari la sezione di Fontana Valloneto è stata datata all'intervallo Valanginiano superiore ? - Albiano medio - Turoniano inferiore (GALLICCHIO *et alii*, 1996; SABATO *et alii*, 1996); nella parte inferiore della sezione è stato individuato un intervallo, spesso circa un metro, lito- e bio- stratigraficamente correlabile all'*Orizzonte Bonarelli* (passaggio Cenomaniano-Turoniano) (MARCUCCI *et alii*, 1987) del bacino

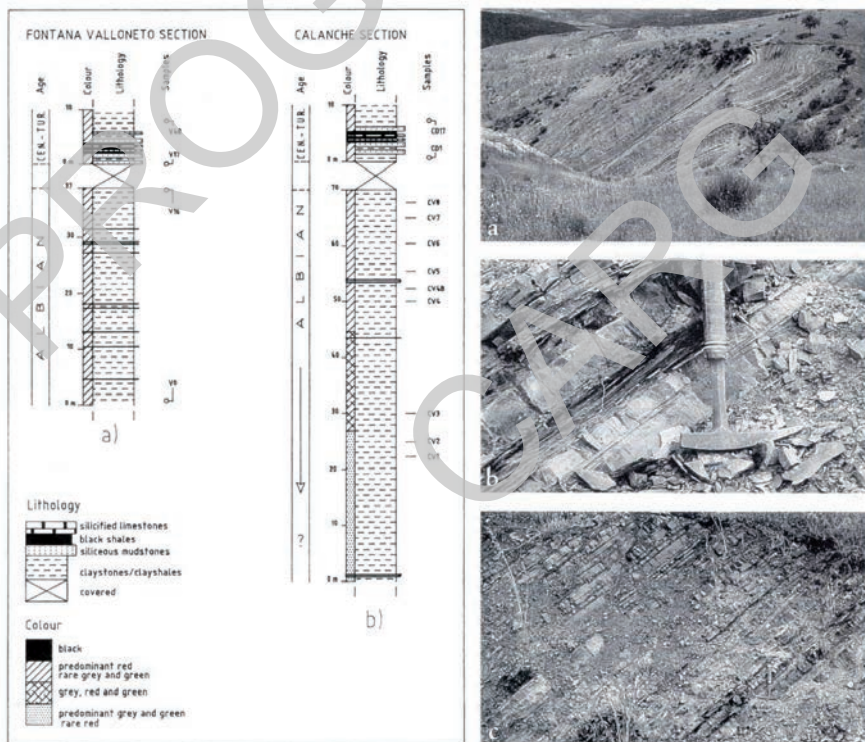


Fig. 22 - Log stratigrafici e fotografie del membro diasprigno del Flysch Rosso (**FYR₁**) nelle località Calanche e Fontana Valloneto (da GALLICCHIO *et alii*, 1996).

umbro-marchigiano, costituito da una fitta alternanza di diaspri, argilliti grigio-verdi e nerastre ed argilliti bituminose.

Il membro passa verso l'alto con un passaggio stratigrafico parzialmente etropico a **FYR_b** e, sulla base dei dati di letteratura (GALLICCHIO *et alii*, 1996), poggia con un contatto graduale su **FYG**; lo spessore medio è di circa 200 m. Il membro è composto da depositi emipelagitici e da torbiditi calcaree di ambiente francamente bacinale. Sulla base dei dati di letteratura e dei rapporti stratigrafici riconosciuti l'età di **FYR₁** è riferita al Cretaceo inferiore *p.p.* - superiore *p.p.* (Valanginiano superiore ? - Turoniano inferiore).

4.3. - FLYSCH NUMIDICO (FYN)

Il *flysch numidico* è costituito da quarzoareniti di colore grigio, o giallo arancio, con granuli di quarzo arrotondato a grana media e grossa e con cemento siliceo, in strati e banchi a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e/o calcareo-marnose.

Nell'ambito dell'*Unità Yaglio Basilicata* la formazione **FYN** affiora estesamente lungo le dorsali di Monte Quattrocchi, Serra San Martino, Monte La Torretta - Monte Solario e Pietragalla, e con lembi minori in loc. Costa Lagarelli e Taverna Arsa. La dorsale di Monte Quattrocchi - Possidente- Contrada Miracoli è costituita da una successione, potente almeno 400 m, composta di quarzoareniti a grana grossa e micro-quarzoruditi massive malstratificate con intervalli di quarzoareniti gradate intercalate ad argille grigio chiare e gialline (Fig. 23). Presso Sarnelli è presente un'ampia cava ove affiorano grosse bancate, spesse 4-5 m, di brecciole quarzose e quarzoareniti per uno spessore complessivo di almeno 100 m.

Nel centro abitato di Pietragalla affiorano banchi di quarzoareniti a grana fine



Fig. 23 - Cava nel flysch numidico (FYN) lungo la dorsale di Monte Quattrocchi Possidente- Contrada Miracoli.

e quarzosiltiti massive, che continuano con una struttura sinclinalica nel Bosco Costa delle Noci. **FYN** poggia con un contatto netto sul *Flysch Rosso* (**FYR**), mentre non presenta un'evoluzione stratigrafica verso l'alto, essendo generalmente troncata da piani di taglio. Lo spessore è generalmente di 400-500 m. Tra le nannoflore è presente *Sphenolithus heteromorphus* che indica un'età non più antica del Burdigaliano superiore (zona CN3 di OKADA & BUKRY, 1980). Si tratta di successioni bacinali marine terrigene formate da flussi gravitativi e subordinate emipelagiti. L'età è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano *p.p.*

5. - UNITÀ TETTONICA SAN CHIRICO

L'*Unità tettonica San Chirico* è costituita dai termini miocenici della successione dell'*Unità di Campomaggiore* (PESCATORE *et alii*, 1988), quali la *formazione di Serra Palazzo* e le *argille siltose del Torrente Flaga*, con piccoli lembi di *Flysch Rosso* e di *flysch numidico*.

5.1. FLYSCH ROSSO (**FYR**) (cfr. Flysch Rosso "esterno" *Auct.*)

Il *Flysch Rosso* (**FYR**), nell'ambito dell'*Unità San Chirico*, affiora solo con la *litofacies pelitica* (**FYR_p**) in due piccoli affioramenti sul bordo orientale del foglio tra il Torrente Alvo ed il Torrente Castagno e lungo il Torrente Rosso presso l'immissione nel bacino artificiale di Acerenza. La litofacies è composta da argille, argille marnose ed argilliti grigiastre e brune, a luoghi rosso-verdastre, frequentemente con patine manganesifere, con intercalazioni di marne biancastre e rosate, calcilutiti e calcareniti torbiditiche bioclastiche a macroforaminiferi (alveoline, nummuliti, discocicline, frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, alghe), variamente silicizzate, diaspri rossastri e verdastri in strati millimetrici e centimetrici. La formazione passa verso l'alto con un contatto stratigrafico netto a **FYN**, mentre il limite inferiore non è esposto. Lo spessore affiorante è di alcune decine di metri.

La formazione è composta da depositi emipelagitici e da torbiditi calcaree di ambiente bacinale. L'età è riferibile al Cretacico superiore *p.p.* - Miocene inferiore.

5.2. - FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)

Nell'ambito dell'*Unità San Chirico* la formazione **FYN** affiora, in un'ampia fascia ad andamento appenninico, tra il Fiume Bradano, Colle Carpanello,

Serra Portello e il Torrente Vagianello, e con lembi minori presso Contrada Chiaromonte.

La formazione è composta da quarzareniti di colore grigio, o giallo arancio, con granuli di quarzo arrotondato a grana media e grossa e con cemento siliceo, in strati e banchi a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e/o calcareo-marnose. Poggia con un contatto netto su **FYR_b** e passa verso l'alto gradualmente a **PAA**. Tra Jazzo Cavalli e il Vallone della Torre, in sinistra orografica del Torrente Castagno, affiorano pochi lembi di questa formazione piegati a formare una brachianticlinale. La struttura è parzialmente obliterata da cumuli di frana e, verso sud, dalle argille plioceniche del *subsistema di Acerenza* che la ricoprono in discordanza. Alla Rupe Chiaromonte la formazione **FYN** rappresenta il substrato dei conglomerati pliocenici del *sistema di Tolve*. Lo spessore complessivo di **FYN** è di 300-400 m.

Tra i nannofossili calcarei è presente *Sphenolithus heteromorphus* che indica un'età non più antica del Burdigaliano superiore (zona CN3 di OKADA & BURKRY, 1980). Si tratta di successioni bacinali marine terrigene formate da flussi gravitativi e subordinate emipelagiti. L'età è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano *p.p.*

5.3. - FORMAZIONE DI SERRA PALAZZO (**PAA**)

La *formazione di Serra Palazzo (PAA)* affiora largamente in tutto il settore nord-orientale del foglio, tra il Torrente Castagno ed il Fiume Bradano, costituendo l'ossatura dei principali rilievi della zona. Essa è costituita da un'alternanza di arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche e micacee, talora poco cementate, argille siltose, marne e calcilutiti biancastre e a luoghi calcareniti, areniti ibride e microconglomerati. Sono stati distinti due membri, che presentano rapporti parzialmente eteropici: il *membro di Vallone Forluso (PAA₂)* ed il *membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)*; il *membro di Rotondella (PAA₁)* non affiora nell'area rilevata. L'unità poggia con un contatto stratigrafico graduale sul *flysch numidico (FYN)*, e passa localmente verso l'alto alle *argille siltose del Torrente Flaga (TFA)*. Lo spessore complessivo è valutabile fino a 1.200 m, le microassociazioni fossilifere non sono più antiche del Langhiano superiore - Serravalliano superiore. Si tratta di depositi bacinali di avanfossa torbiditici silico-clastici e calci-clastici ed emipelagitici. L'età è riferibile al Langhiano superiore - Serravalliano superiore.

5.3.1. *membro di Vallone Forluso (PAA₂)*

Il membro di Vallone Forluso (**PAA₂**) è costituito da alternanze di arenarie torbiditiche arcosiche e quarzoso-feldspatiche, talora poco cementate, con intercalazioni di siltiti, argille siltose, marne, e rari livelli di calcareniti e areniti ibride.

Il membro **PAA₂** affiora lungo due fasce orientate in senso appenninico tra Cozzo Cipollina e Cancellara, con spessore intorno ai 500 m, e tra Acerenza e Monte Moltone, con spessori di almeno 800 m. Nella zona di Monte Moltone prevale una litofacies più arenacea del membro, la quale dà luogo a rilievi morfologici dalle forme più aspre e con versanti scoscesi. Presso Colle Carpanello, lungo la strada statale n°169, affiorano strati spessi fino a 50 cm di arenarie quarzoso-litiche da medie a grossolane poco cementate, siltiti argillose ed areniti laminate con abbondante frazione calcareo-elastica, ben cementate; sono presenti anche intervalli con areniti grossolane, microconglomerati ben cementati e livelli siltoso-argillosi. In tale zona, come ad est di Cancellara, è osservabile il passaggio graduale alle sottostanti quarzareniti del **FYN**. Il membro, infatti, poggia con un contatto stratigrafico graduale sul *fysch numidico* (**FYN**) e passa verso l'alto con contatto parzialmente eterotipico al membro **PAA₃** o direttamente alle *argille siltose del Torrente Flaga* (**TFA**).

I terreni basali del membro **PAA₂** hanno fornito abbondanti microassociazioni a foraminiferi planctonici con *Praeorbulina transitoria* BLOW, 1956, *Praeorbulina glomerosa* BLOW, 1956, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus* (REUSS, 1850), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, 1951 e a nannofossili calcarei con *Coccolithus miopelagicus*, *Umbilicosphaera rotula* (KAMPTNER, 1956) VAROL, 1982, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN, 1978, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE, 1973, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Helicosphaera minuta* MÜLLER, 1981, *Helicosphaera mediterranea* MÜLLER, 1981, *Sphenolithus heteromorphus*. Tali associazioni sono riferibili ad un'età non più antica del Langhiano. Nei livelli più alti *Sphenolithus heteromorphus* è abbondantemente rappresentato da morfotipi con la spina lunga tipici della sua zona acme che cade nel Langhiano superiore.

Nella porzione intermedia del membro sono presenti, tra i foraminiferi planctonici, *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI, 1957, *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & JARVIS, 1936), *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia obesa* BOLLI, 1957 e *Paragloborotalia mayeri*, indicano un'età del Serravalliano medio (zona a *Paragloborotalia partimlabiata*, MMi 7 di SPROVIERI *et alii*, 2002). Tra i nannofossili calcarei la presenza di *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TAPPAN, 1978 (>11 µm), associato a *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 (>7 µm), *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER, 1974), *Helicosphaera waltrans* (THEODORIDIS, 1984),

Discoaster exilis, *Discoaster variabilis*, *Calcidiscus leptoporus* indica la parte alta della subzona MNN6b di FORNACIARI *et alii* (1996) riferita al Serravalliano medio.

Più in alto si registra la comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW, 1959), la cui *First Occurrence* si verifica a 11,80 Ma (SPROVIERI *et alii*, 2002), nel Serravalliano superiore.

La successione è formata nel complesso da depositi bacinali torbiditici silico-clastici ed emipelagitici. Sulla base della posizione stratigrafica e delle associazioni microfaunistiche il membro viene riferito al Langhiano superiore - Serravalliano superiore.

5.3.2. membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)

Il membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃) nell'area rilevata affiora unicamente con la *litofacies siltoso-calcareo* (PAA_{3b}), che è formata da arenarie torbiditiche a grana media e fine, in strati da centimetrici a decimetrici, talora poco cementate, microconglomerati in strati lenticolari spessi fino a 2 - 3 metri, gradati e con base erosiva, argille ed argille siltose laminate e straterellate, marne argillose, marne calcaree e calcareniti biancastre in strati da centimetrici a decimetrici.

Il membro PAA₃ affiora nella zona nord-orientale del foglio, nei dintorni di Oppido Lucano. Gli affioramenti migliori sono ubicati lungo il sentiero che sale verso Monte Montrone, nei pressi della S.S. n°169, poco distante dal paese di Oppido, ed in località Belluogo. Poggia con contatto parzialmente eteropico su PAA₂ e risulta troncato verso l'alto da piani di taglio tettonici. Gli spessori totali della formazione possono superare i 400 metri.

Nei termini pelitici si rinvencono foraminiferi planctonici quali *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, 1839 e *Orbulina suturalis*. La successione è formata da depositi bacinali torbiditici silico-clastici e calci-clastici ed emipelagitici. L'età è riferita al Serravalliano *p.p.*

5.4. - ARGILLE SILTOSE DEL TORRENTE FLAGA (TFA)

Lungo il fiume Bradano, tra Pietragalla e Acerenza, affiorano due piccoli lembi di sedimenti argilloso-marnosi appartenenti alle *argille siltose del Torrente Flaga* (TFA), che attualmente risultano parzialmente mascherati dal bacino artificiale di Acerenza. Altre due aree di affioramento sono segnalate lungo la confluenza tra il Torrente Alvo ed il Vallone la Ghianga. Tali depositi sono stati riferiti in letteratura alle *marne argillose del Toppo Capuana* (CENTAMORE *et alii*, 1971), che nelle aree tipo presentano un'età del Tortonian medio-superiore - Messinia-

no inferiore, ma vanno distinti da queste ultime, seppur presentino forti analogie litologiche, per la differente età e posizione stratigrafica (PATACCA *et alii*, 1990; BASSO *et alii*, 2002).

Le **TFA** sono formate da marne argillose ed argille marnose grigie sottilmente stratificate con sottili intercalazioni arenaceo-siltose grigio-giallastre; esse poggiano con un contatto graduale sulla formazione **PAA** e risultano troncate verso l'alto da piani di taglio tettonici. La successione presenta in affioramento uno spessore di circa 50 m.

I depositi della formazione delle *argille siltose del Torrente Flaga (TFA)*, affioranti nell'area solo in piccoli lembi, non hanno fornito microassociazioni fossilifere. In CENTAMORE *et alii* (1971), i medesimi terreni, affioranti nella stessa area, vengono attribuiti al Tortoniano, segnalando la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis* BLOW, 1959, *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY, 1865), *Globorotalia scitula* (BRADY, 1882), *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH, 1945, *Orbulina universa*, *Orbulina suturalis*.

L'associazione segnalata, per la presenza di *Globorotalia menardii*, la cui FO occorre tra la LO di *Paragloborotalia mayeri* e la FO di *Neogloboquadrina continuosa* (zona a *Paragloborotalia partimlambata*) (FORESI *et alii*, 1998), sembra in realtà riferibile al Serravalliano medio.

L'ambiente litogenetico è bacinale con emipelagiti e torbiditi distali. L'età è riferita al Serravalliano medio-superiore - Tortoniano (?).

6. - UNITÀ SINOROGENICHE MIOCENICHE

6.1. - FLYSCH DI GORGGLIONE (**FGO**)

Nell'area del foglio rientrano solo gli affioramenti più settentrionali del *flysch di Gorgoglione* (SELLI, 1962), che affiora estesamente in Lucania orientale, tra il Fiume Basento ed il Fiume Agri.

In particolare la porzione basale della formazione **FGO**, costituita da alternanze arenaceo-conglomeratiche, affiora nei dintorni dell'abitato di Brindisi di Montagna e presso Monte Romito. Si riconoscono alternanze ben stratificate di arenarie arcosiche di natura torbiditica, conglomerati, e subordinate siltiti ed argille siltose. Le arenarie, a grana media e grossa, si presentano in strati decimetrici e metrici, talora amalgamati, con sequenze di Bouma T_{a-c} e T_{b-d}; la base degli strati è caratterizzata da *flute-cast* e deformazioni da carico. I conglomerati sono disorganizzati o gradati in strati da metrici a decametrici, marcatamente lenticolari e con base erosiva, spesso amalgamati; gli elementi, da centimetrici a deci-

metrici, sono costituiti in prevalenza da rocce cristalline, diaspri, marne silicifere e da calcareniti e calcari di piattaforma. I termini pelitici sono costituiti da argille siltose ed argille marnose sottilmente stratificate di colore grigio.

Nella sezione esposta lungo la rupe ad ovest dell'abitato di Brindisi di Montagna (Fig. 24), descritta da LOIACONO (1981), si osservano alternanze di con-

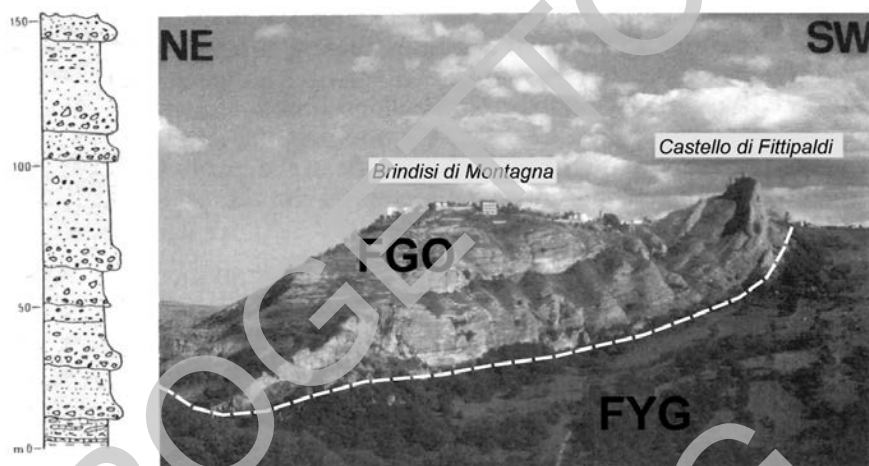


Fig. 24 - Veduta del flysch di Gorgoglione (FGO) in assetto sinclinale nei dintorni dell'abitato di Brindisi di Montagna e presso Monte Romito e relativo log stratigrafico (da LOIACONO, 1981).

glomerati e arenarie con passaggi intermedi graduali, mentre i contatti basali dei conglomerati sono erosivi, ed i contatti superiori delle arenarie si presentano amalgamati.

La stratificazione è spessa, con banchi potenti fino a 10 m, e lateralmente discontinua. I conglomerati sono massivi, mal classati e con matrice arenacea da prevalente a subordinata; le arenarie sono a grana variabile e con ciottoli sparsi, sovente si presentano gradate e laminate.

L'unità presenta un appoggio stratigrafico discordante su CPA e AV dell'Unità tettonica Groppa d'Anzi; il limite superiore non è esposto. Lo spessore complessivo è di 150 m.

Per il flysch di Gorgoglione (FGO) sono segnalate in PESCATORE *et alii* (1999a) delle microassociazioni a foraminiferi planctonici riferite al Tortoniano per la presenza di *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globorotalia menardii* e *Orbulina universa*. Sulla base delle distribuzioni biostratigrafiche riportate in FORESI *et alii* (1998; 2002) l'associazione indicata sarebbe da considerare non più antica del Serravalliano superiore.

Si tratta di depositi silico-clastici di "bacino satellite" prevalentemente torbi-

ditici. In particolare, la successione di Brindisi di Montagna (PESCATORE, 1978), pur mostrando i caratteri tipici delle facies di canale, si presenta come un corpo isolato rispetto alle altre facies affioranti più a sud. LOIACONO (1981) la riferisce al riempimento di una depressione relativamente profonda e a pareti piuttosto ripide, quale una valle di conoide interna o un *canyon* sottomarino. Numerosi studi (BOENZI & CIARANFI, 1970; LOIACONO, 1975, 1981; PESCATORE, 1978; CATALANO *et alii*, 1993; BOIANO, 1997) condotti sul *flysch di Gorgoglione* hanno indicato una provenienza del detrito silicoclastico dal margine occidentale del bacino, un'asse di allungamento del bacino in direzione NNW-SSE e lo sviluppo delle conoidi sottomarine verso S-SE. Sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti stratigrafici osservati l'età è riferita al Serravalliano superiore? - Tortoniano.

7. - UNITÀ DEI BACINI PLIOCENICI INTRAPPENNINICI: IL SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO

I depositi sinorogenici dei bacini pliocenici sono stati inquadrati in unità a limiti inconformi, come già proposto da CIARCIA *et alii* (2003) e come stabilito nell'ambito del Coordinamento dei fogli geologici dell'Appennino meridionale, si è fatto riferimento al *supersintema di Ariano Irpino (AR)*. Esso è costituito da successioni argillose, sabbiose e conglomeratiche di ambiente alluvionale, costiero e marino, depositi nei bacini pliocenici di *wedge-top* del settore lucano della catena Poggiano in discordanza sulle varie formazioni delle unità tettoniche del substrato e presentano uno spessore complessivo che non supera 1.400 m. L'età è riferita al Pliocene inferiore *p.p.* - superiore *p.p.*. Nell'area del foglio Potenza sono stati distinti due sintemi, quali il *sintema di Tricarico* del Pliocene inferiore ed il *sintema di Tolve* del Pliocene medio-superiore (Fig. 25), che raggruppano depositi argillosi, sabbiosi e conglomeratici alluvionali e marini depositi in bacini pliocenici di *wedge-top* del settore lucano della catena (Fig. 1).

Le superfici di inconformità che delimitano i due sintemi ed il supersintema sono rappresentate da evidenti *angular unconformity*, che marciano l'interazione tra fasi o eventi tettonici e la sedimentazione sinorogenica clastica pliocenica. Tali discordanze angolari erano già state segnalate in passato in alcune note, anche se non ne era stata riconosciuta la continuità laterale e l'estensione a scala regionale. In particolare MAGGIORE & WALSH (1975) distinguono un ciclo infra-mesopliocenico ed un ciclo suprapliocenico-calabro caratterizzati da un contatto con discordanza angolare osservabile nei dintorni di Acerenza (loc. "il Toppolo" e "Madonna di Pompei") e tra il T. Alvo ed il Vallone la Chianga. DI NOCERA *et alii* (1991) segnalano l'appoggio in discordanza angolare nei dintorni di Potenza della successione sabbioso-argillosa del Pliocene medio (cfr. Unità di Ariano) sui depositi conglomeratici del Pliocene inferiore (?) (cfr. Unità di Altavilla). Infine

RIVIELLO *et alii* (1997) evidenziano una discordanza sintettonica tra una successione sabbioso-conglomeratica meso-pleiocenica e le sabbie meso-supra-pleioceniche con spettacolari strati di crescita in loc. Rupe Chiaromonte.

7.1. - SINTEMA DI TRICARICO (*TCR*)

Il *sintema di Tricarico (TCR)* affiora lungo una fascia lunga circa 7 km ed ampia circa 1-2 km, ubicata poco a nord di Potenza. La successione di terreni presente al suo interno è stata riferita in letteratura all'Unità di Altavilla (DI NOCERA *et alii*, 1991) del Pliocene inferiore (?).

SCHEMA STRATIGRAFICO DELLE UNITÀ PLIO-QUATERNARIE

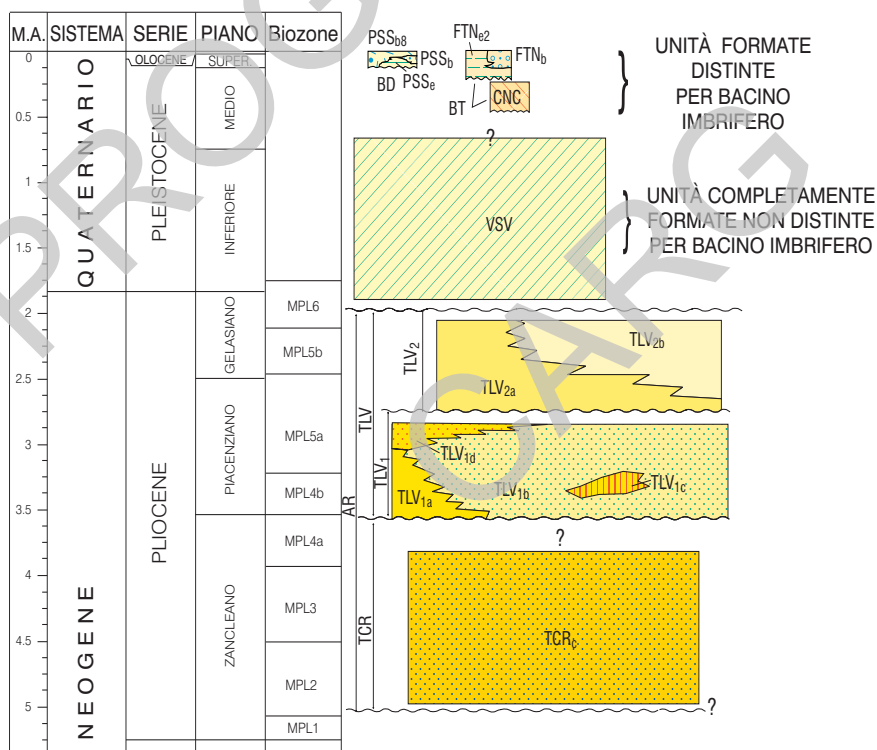


Fig. 25 - Schema stratigrafico delle unità plio-quadernarie affioranti nel foglio.

Nell'area del Foglio è presente la sola *litofacies arenacea* (TCR_c), che risulta costituita da strati di spessore decimetrico di arenarie a grana media e grossa, per lo più ben cementate ma a luoghi poco cementate, di colore grigio al taglio fresco e bruno-rossastro o giallo-marrone per alterazione, e strati di calcareniti bioclastiche con abbondanti macrofossili (ostreidi e pectinidi) nella parte alta della successione, alternate a banchi, di spessore metrico, di sabbie mal classate contenenti macrofossili, e a lenti di microconglomerati mediamente cementati con spessore da centimetrico a decimetrico.

L'unità poggia con un contatto di discordanza angolare a carattere erosivo su **PDO**, **CPA** e **AV** dell'*Unità tettonica Groppa d'Anzi* ed è sottoposta con una superficie di *unconformity* al *subsistema di Potenza* (TLV_1) (Fig. 25).

Buone esposizioni sono state osservate subito a nord di Potenza, presso Masseria Ricciuti e Case D'Andrei (Fig. 26), dove l'unità poggia con un contatto stratigrafico discordante sui terreni marnoso-argilloso-calcarei della *formazione di Corleto Perticara*; tra Case D'Andrei e Macchia Romana è sottoposta tettonicamente ai terreni dell'*Unità tettonica Monte Arioso*. Verso sud si ipotizza la presenza di un contatto di tipo *angular unconformity*, parzialmente mascherato da coperture detritiche ed alluvioni, del *subsistema di Potenza* sul *sistema di Tricarico*.

I depositi analizzati sono risultati sterili. Lo spessore è inferiore ai 100 m. L'ambiente di sedimentazione è probabilmente litorale. L'età del sistema è riferita dubitativamente al Pliocene inferiore *p.p.* per la posizione stratigrafica e sulla base dei dati bibliografici (DI NOCERA *et alii*, 1991).

7.2. - SITEMA DI TOLVE (TLV)

Il *sistema di Tolve* (TLV) è delimitato alla base da un contatto stratigrafico caratterizzato da una forte discordanza angolare sul substrato pre-pliocenico e sul *sistema di Tricarico*, mentre a tetto è coperto, mediante una superficie di *unconformity* erosiva, dal *sistema di Monte del Vescovo* (VSV). Esso è formato da successioni conglomeratico-sabbioso-argillose, distinte in due subsistemi: il *subsistema di Potenza* (TLV_1) e il *subsistema di Acerenza* (TLV_2), rispettivamente del Pliocene medio *p.p.* e del Pliocene medio *p.p.*-superiore *p.p.*. Le due unità si sono deposte in differenti depocentri del medesimo ampio bacino di sedimentazione ubicato sulle coltri in deformazione e sono separate da una superficie di *angular unconformity* osservabile nei dintorni di Acerenza nella Cava di loc. La Guardia e nella parte alta del Vallone del Varcaturò, ed in Contrada Chiaromonte. Lo spessore complessivo del sistema non supera i 1300 m.



Fig. 26 - Esposizioni della litofacies arenacea (TCR_1) del sistema di Tricarico presso Masseria Ricciuti e Case D'Andrei.

7.2.1. - subsistema di Potenza (TLV_1)

Il subsistema di Potenza (TLV_1) è formato da quattro principali litofacies, caratterizzate da rapporti parzialmente eteropici (Fig. 25). Esso affiora ampiamente

nei dintorni di Potenza con spessore di circa 500-600 m, tra Sant'Ilario di Atella, Avigliano e Ruoti con spessori complessivi di 700-800 m, nella zona di Avigliano Scalo e di Serra del Cerro con spessore di qualche centinaio di metri, e nel settore nord-orientale del Foglio, tra Acerenza e Rupe Chiaromonte con spessori fino a 100 m. L'unità TLV_1 poggia con un contatto di *angular unconformity* sulle successioni delle unità tettoniche di *Monte Arioso*, *San Chirico* e *Groppa D'Anzi* e sul *sintema di Tricarico*; essa, inoltre, si presenta sottoposta con una superficie di *unconformity* al *subsintema di Acerenza* (TLV_2) e al *sintema di Monte del Vescovo* (VSV). Nelle litofacies argillose e sabbiose, tra i foraminiferi planctonici si rinvennero *Globorotalia bononiensis* e morfotipi transizionali tra *Globorotalia bononiensis* e *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY, 1839) con individui rimaneggiati di *Globorotalia puncticulata* (zone MPI4b-MPI5a). Gli ambienti di sedimentazione variano dal fluvio-deltizio, al circo-littorale-infralittorale e al neritico. L'età è riferibile al Pliocene medio.

La *litofacies conglomeratico-sabbiosa* (TLV_{1a}) è costituita da conglomerati poligenici in strati e banchi, talora malstratificati, con clasti da spigolosi ad arrotondati di dimensioni anche decimetriche, a matrice sabbiosa di colore rossastro o giallastro a luoghi prevalente, con intercalazioni di strati di arenarie a grana media e grossa e lenti di siltiti grigie ricche in piccoli lamellibranchi di ambiente di spiaggia. A luoghi sono presenti calcareniti e livelli bioclastici con macrofossili (ostreidi).

Nella fascia a cavallo del fiume Basento, tra Serra Ciciniello e loc. Malomigliera e lungo la S.S. n° 94, vi sono buone esposizioni della parte basale della litofacies (Fig. 27); si osservano conglomerati a matrice sabbiosa prevalente, a stratificazione incrociata, con ciottoli arrotondati di dimensioni da centimetriche a decimetriche costituiti da marne, arenarie e calcareniti; la base degli strati è spesso erosiva. Sono frequenti le lenti di sabbie e siltiti grigie ricche di macrofossili.

Presso Poggio Cavallo si rinvennero areniti ibride, a laminazione obliqua a basso angolo e sabbie calcaree bioclastiche con frammenti di ostreidi e pettinidi,

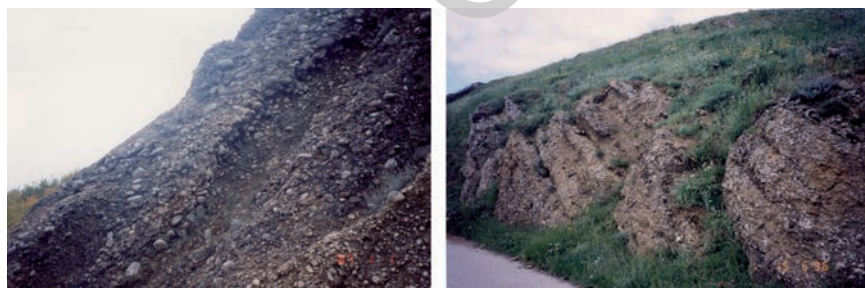


Fig.27 - Varie esposizioni dei conglomerati della litofacies TLV_{1a} in loc. Serra Ciciniello.

con intercalazioni di conglomerati poligenici rossi. Presso Monte Calvario si rinvengono conglomerati con lenti argillose. Altri buoni affioramenti sono presenti a Cozzo Piano Grande, nel Vallone Falcianella (Fig. 28) e in sinistra orografica del Torrente Tora, con spessori di 30-50 m.



Fig. 28 - Affioramenti dei conglomerati della litofacies TLV_{1a} lungo il Vallone Falcianella.

Nella zona di Avigliano scalo, presso Case Rosa, affiora una successione costituita da ghiaie sabbiose con clasti calcareo-marnosi di forma prevalentemente lamellare, a spigoli arrotondati, in matrice sabbiosa arrossata talora prevalente, con lenti di areniti ibride a scarsa matrice di color giallo arancio, con distribuzione bimodale nella taglia granulometrica dei clasti (1 e 2-3 mm) da subangolosi ad angolosi; a più altezze sono presenti sequenze positive spesse 5-6 m di conglomerati a grossi ciottoli con spigoli arrotondati passanti a microconglomerati con clasti di natura calcareo-marnosa-silicea (Fig. 29).

In loc. Scafarelli affiorano conglomerati eterometrici disorganizzati ben cementati con matrice sabbiosa subordinata e ciottoli ben arrotondati, sia lamellari che sferoidali, con sequenze a grossa scala *coarsening upward*. Tra Acerenza e Rupe Chiaromonte la litofacies conglomeratico-sabbiosa è costituita da congl-



Fig. 29 - Affioramenti dei conglomerati della litofacies TLV_{1a} nella zona di Avigliano scalo, presso Case Rosa.

merati poligenici, malstratificati o in banchi, con ciottoli da sub-arrotondati ad arrotondati di dimensioni centimetriche; la matrice sabbiosa è scarsa. Sono, inoltre, presenti sabbie ed arenarie in strati e banchi con livelli di microconglomerati e di areniti bioclastiche contenenti frammenti di gusci di lamellibranchi, ed intercalazioni di calcareniti poco cementate di colore giallastro con frammenti di gusci di lamellibranchi, ostreidi e pettinidi.

In località Rupe Chiaromonte (Fig. 30) sono evidenti i segni di una deformazione sinsedimentaria dei depositi pliocenici, testimoniata dagli strati di crescita nei conglomerati e nelle sabbie plioceniche, e dall'appoggio in *onlap* dei conglomerati basali sui terreni mesocenozoici (RIVIELLO *et alii*, 1997).

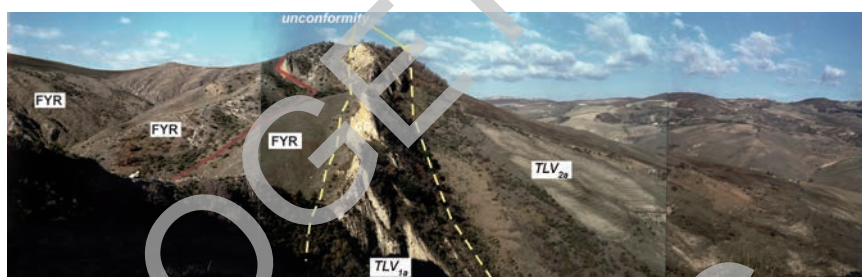


Fig. 30 - In località Rupe Chiaromonte sono evidenti i segni di una deformazione sinsedimentaria dei depositi pliocenici, testimoniata dagli strati di crescita nei conglomerati (TLV_{1a}) e nelle sabbie plioceniche (TLV_{2a}), con le relative superfici di unconformity, e dall'appoggio in *onlap* dei conglomerati basali sul Flysch Rosso (FYR).

Nei dintorni di Acerenza, a Cancellara e presso il Monte Solario la litofacies è formata da conglomerati poligenici variamente cementati di colore rossastro, con lenti argillose e sabbiose; i ciottoli sono costituiti da rocce cristalline e calcareo-silicee con frequenti fori di litofagi. In tali località assume una posizione basale. Presso il cimitero di Pietragalla è presente una piccola lente basale di conglomerati con ciottoli arrotondati di diametro decimetrico, costituiti prevalentemente da quarzareniti, passanti verso l'alto a silt sabbiosi e argillosi.

Tra il Vallone dei Cacciatori e il Vallone Canalecchia si rinvencono conglomerati poligenici di colore arancione poco coerenti con matrice sabbiosa e con frequenti lenti di sabbie ed argille, riferibili alla litofacies in esame.

La litofacies conglomeratico-sabbiosa passa lateralmente e verso l'alto alla litofacies sabbiosa. Lo spessore complessivo, pur se difficilmente rilevabile, è compreso tra i 50 ed i 100 metri.

I depositi della litofacies TLV_{1a} presentano microfaune generalmente scarse, e molti campioni sono risultati sterili. Tali sedimenti sono da riferire alle zone MPI4b-MPI5a per la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globorotalia bo-*

noniensis associata a *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY, 1839), *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG, 1861) e *Orbulina universa*. Si segnala inoltre la presenza di individui rimaneggiati di *Globorotalia puncticulata*. Tra i nannofossili calcarei sono stati rinvenuti *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963) GARTNER, 1969, *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 e *Discoaster pentaradialus* (TAN, 1927) BRAMLETTE & RIEDEL, 1954. La presenza di *Ammonia beccarii* (LINNEO, 1758), *Elphidium aculeatum* (D'ORBIGNY, 1846), *Elphidium complanatum* (D'ORBIGNY, 1839), *Cibicides lobatulus* (WALTER & JACOB, 1798), *Pullenia quinqueloba* (REUSS, 1851) indica un ambiente infralitorale.

I depositi clastici grossolani descritti sono riferibili ad ambienti di sedimentazione compresi tra il fluvio-deltizio e quello di spiaggia. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.*

La *litofacies sabbiosa (TLV_{1b})* è costituita da sabbie a grana media e fine e sabbie siltose, di colore grigio-azzurro o giallastro per alterazione, ben stratificate, a luoghi cementate, con sporadici livelli lenticolari di microconglomerati. Nella zona di Potenza è costituita da argille siltose, sabbie siltose e sabbie in strati centimetrici e decimetrici, di colore grigio-azzurro al taglio fresco e giallo avana per alterazione, con laminazioni oblique e rare lenti di microconglomerati più frequenti nella parte alta della successione; le sabbie passano a siltiti argillose e sabbiose e a calcareniti bioclastiche. Si rinvengono inoltre frequenti frane sinsedimentarie. Buone esposizioni sono state osservate nei pressi di Masseria Giocoli (Fig. 31).



Fig. 31 - Esposizioni delle sabbie della *litofacies TLV_{1b}* nei pressi di Masseria Giocoli.

In località Masseria Falcianella, un chilometro ad ovest di Monte del Vescovo, la *litofacies TLV_{1b}* è costituita da sabbie giallastre a grana media e grossolana, debolmente cementate, in strati con spessore compreso tra 15 e 20 centimetri (Fig. 32).

All'interno della *litofacies sabbiosa* frequenti sono le intercalazioni di strati arenacei di spessore decimetrico e di livelletti centimetrici di limi sabbiosi color avana con concrezioni calcaree biancastre, nella parte inferiore del deposito sabbioso (Fig. 33). Le sabbie non presentano strutture sedimentarie evidenti e contengono piccoli frammenti di gusci dispersi o a formare livelletti.

Ad est di Monte del Vescovo, in contrada Dragonara, affiorano alternanze di



Fig. 32 - Esposizioni delle sabbie della litofacies TLV_{1b} in località Masseria Falcianella, un km ad ovest di Monte del Vescovo.

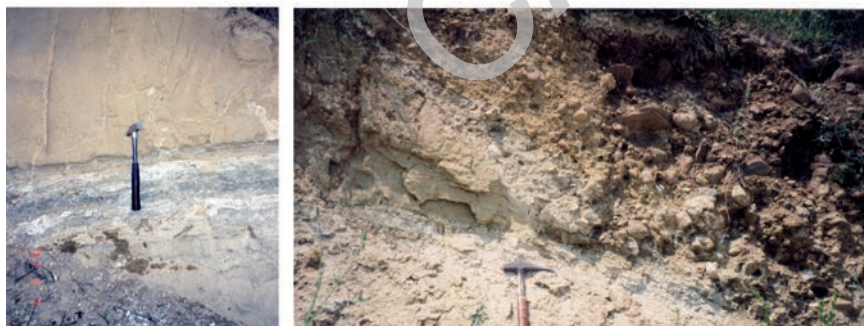


Fig. 33 - Intercalazioni di limi e conglomerati nelle sabbie della litofacies TLV_{1b} nella zona di Monte del Vescovo.

sabbie limose grigie laminare con frammenti di macrofossili in strati di spessore compreso tra 10 e 30 cm, e di sabbie gradate a grana da fine a grossolana (Fig. 34). Presso Avigliano le sabbie presentano frequenti intercalazioni di strati arenacei e livelli lenticolari ghiaiosi.

Nella zona di Avigliano scalo le sabbie si presentano siltoso-argillose, localmente con abbondanti frammenti di gusci di molluschi, di color giallo-bruno o arancio-rossastro, in strati massivi fino a 1 m di spessore con sottili lamine parallele inclinate a basso angolo; le sabbie sono a grana media con clasti a spigoli vivi o sub-angolosi e con rari ciottoli. Presso Case Palazzo si intercalano livelli lenticolari di 5-10 cm di arenarie a cemento calcareo a grana medio-grossolana (Fig. 35).

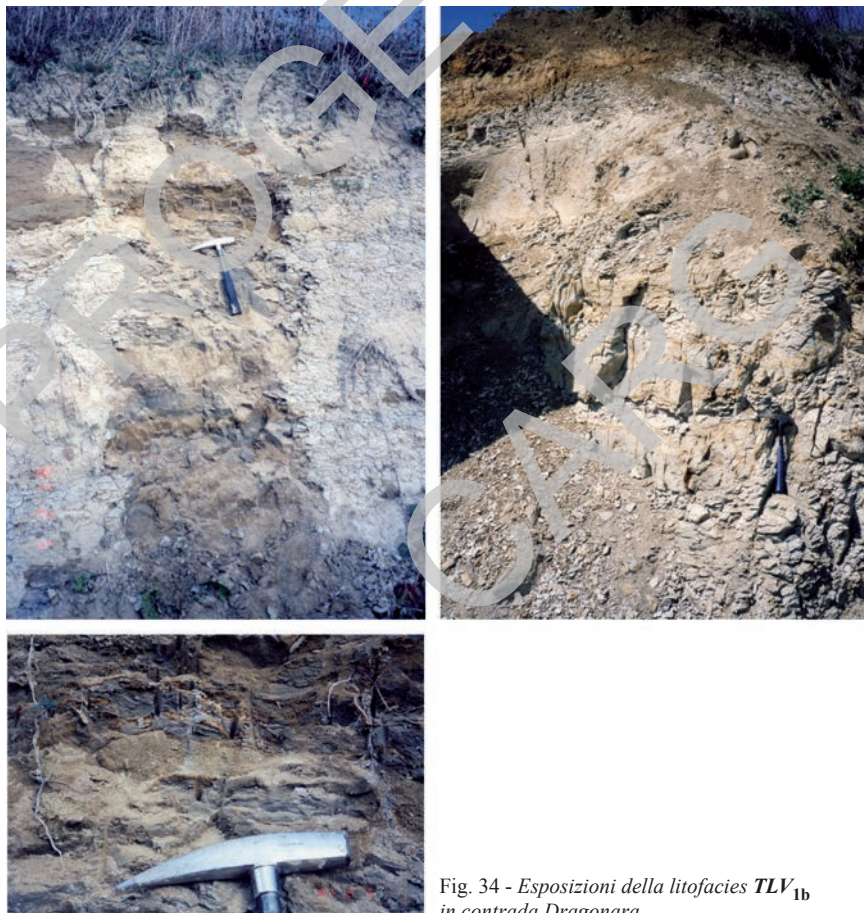


Fig. 34 - Esposizioni della litofacies TLV_{1b} in contrada Dragonara.

In loc. Scafarelli, presso la Fontana Verminosa, affiorano sabbie a grana medio-fine con matrice siltosa arrossata, massive o laminate, con frustoli carboniosi, clasti sub-angolosi e rari livelletti pelitici; si può osservare un appoggio laterale in *onlap* delle sabbie sui calcari ad alveoline e nummuliti del gruppo AV, mentre verso l'alto esse passano con contatto netto a ghiaie sabbiose con ciottoli calcareo-marnosi sferoidali ben arrotondati.

La litofacies presenta contatti eteropici con la litofacies argilloso-sabbiosa, e passaggi graduali verso l'alto con la litofacies conglomeratica e verso il basso con la litofacies conglomeratico-sabbiosa. Lo spessore complessivo è di circa 500 m.

Nella litofacies TLV_{1b} le microfaune sono generalmente comuni lungo tutta la successione, più abbondanti verso il top. Tra i foraminiferi planctonici è presente *Globorotalia bononiensis* associata a *Neogloboquadrina acostaensis*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND, 1938), *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*. Verso l'alto compaiono morfotipi transizionali tra *Globorotalia bononiensis* e *Globorotalia inflata*. Tra i nannofossili calcarei sono stati rinvenuti *Pseudoemiliana lacunosa*, *Helicosphaera sellii*, *Discoaster surculus*, *Discoaster pentaradiatus* e *Discoaster brouweri* (TAN, 1927) BRAMLETTE & RIEDEL, 1954. L'età della litofacies è da riferire al Pliocene medio, zona MPI4b (parte alta) - MPI5a.

L'ambiente evolve da circolittorale a infralittorale con *Plectofrondicularia raricosta* (KARKER, 1877), *Spiroplectinella wrighti* (SILVESTRI, 1903), *Amphicyrina hirsuta* (D'ORBIGNY, 1826) tra i foraminiferi bentonici e *Henryowella sarsi* (MÜLLER, 1894), *Cytheropteron bifidum* (COLALONGO & PASINI, 1980), *Krythe iniqua* (ABATE, BARRA, AIELLO & BONADUCE, 1993) tra gli ostracodi nella parte bassa; una sostanziale diminuzione delle batimetrie è testimoniata nella parte alta del membro dalla presenza di *Elphidium crispum* (LINNEO, 1758), *Elphidium complanatum*, *Cibicides lobatulus*, *Melonis barleanum* (WILLIAMSON, 1858) tra i foraminiferi bentonici e *Aurila sp.*, *Hemycitherura gracilicosta* (RUGGIERI, 1953) tra gli ostracodi. Alla base della successione sono frequenti i fenomeni di rimaneggiamento interformazionale di specie più prossimali.

L'ambiente di sedimentazione evolve nel complesso da circolittorale ad infralittorale. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.*

La litofacies argilloso-sabbiosa (TLV_{1c}) è costituita da alternanze di siltiti argillose e sabbiose ed argille siltose di colore grigio chiaro, con stratificazione sottile o assente. L'affioramento più significativo è ubicato in una grossa cava posta nelle vicinanze della stazione ferroviaria di Avigliano, ove si rinvencono, per uno spessore affiorante di circa 40 m, argille siltose grigie con intercalazioni sabbiose, passanti a sabbie con laminazione incrociata ricche di gusci di macrofossili.

La litofacies presenta passaggi eteropici con la litofacies sabbiosa. Lo spessore complessivo è inferiore ai 50 m.



Fig. 35 - Litofacies TLV_{1b} presso Case Palazzo nella zona di Avigliano scalo.

Tra i foraminiferi planctonici è presente *Globorotalia bononiensis* (zona MP14b-MP15a). L'ambiente sedimentario è di tipo neritico. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.*

La litofacies conglomeratica (TLV_{1d}) è costituita da conglomerati poligenici, generalmente ben cementati, malstratificati o in grossi banchi. I ciottoli si presentano con alto grado di arrotondamento ed allungati, con dimensioni da centimetriche a decimetriche, e sono costituiti da arenarie, marne e calcareniti (Fig. 36).

La scarsa matrice è prevalentemente sabbioso-limosa e di colore giallo-marrone. A luoghi, sono presenti intercalazioni di limi sabbiosi, sabbie ed arenarie giallastre e grigiastre. Affiorano in ottima esposizione in località Poggi di San Michele, lungo scarpate subverticali alte 80-100 metri, alla sommità del rilievo (Fig. 37a).

A Monte del Vescovo affiorano conglomerati, a luoghi cementati, con resti di macrofossili di varia natura e con ciottoli di natura marnoso-calcareo ed arenacea a matrice sabbiosa a grana medio-grossolana, e lenti di sabbie e calcareniti (Fig. 37b).

In località Mass. Falcianella si può osservare il passaggio stratigrafico alla sottostante *litofacies sabbiosa*, mentre in altre zone si trova direttamente in appoggio discordante sulle unità tettoniche del substrato. Lo spessore è inferiore ai 100m. I campioni prelevati nella *litofacies conglomeratica (TLV_{1d})* sono risultati sterili.

L'ambiente di sedimentazione è compreso tra il litorale ad alta energia ed il fluvio-deltizio. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.*



Fig. 36 - Conglomerati della litofacies *TLV_{1d}* presso Poggi San Michele.

7.2.2. - subsintema di Acerenza (TLV_2)

Il *subsintema di Acerenza* comprende due litofacies caratterizzate da rapporti parzialmente eteropici, affiora estesamente nel settore nord-orientale del foglio, lungo una fascia discontinua compresa tra Bufaletto, il Castello, Cozzo Cuneo, Cancellara, Monte Pilone e Rupe Chiaromonte, con spessori medi di 500 m, localmente superiori (ad esempio presso Rupe Chiaromonte). Altri affioramenti si hanno nei dintorni di Acerenza con spessori di 200-250 m, presso Oppido Lucano, e tra il Vallone la Chianga e il Piano del Cerro presso Toppo Barone Cerasa. Alla base si rinvencono generalmente facies sabbiose talora conglomeratiche (TLV_{2a}), cui segue una porzione pelitica (TLV_{2b}) parzialmente eteropica.

La *litofacies sabbiosa* (TLV_{2a}) è formata da sabbie ed arenarie a grana media e grossa, in strati medio-fini e banchi, con livelli di microconglomerati con base erosiva e di areniti bioclastiche ricche di frammenti di gusci di lamellibranchi.

Le sabbie sono giallastre e fossilifere, talora con caratteri di panchina, e presentano buone esposizioni nel Torrente Alvo, nel Vallone dei Cacciatori e presso Acerenza. Lo spessore osservato varia da 50 ad 80 m; gli affioramenti tipo si rinvencono lungo la strada che da Cancellara conduce a Tolve ed in località Sferacavallo di Pietragalla, in sinistra orografica del Fiume Bradano, dove è visibile l'appoggio in discordanza sulla sottostante Formazione di Serra Palazzo. Presso Cozzo Cuneo, 3 km ad est di Pietragalla, affiorano alternanze di strati spessi 10-20 cm di sabbie giallastre, da ghiaiose a siltose, e argille siltose grigie ricche di gusci di lamellibranchi. La litofacies affiora inoltre nella zona di Monte Pilone e lungo i versanti del Torrente Castagno, nei pressi dell'abitato di Oppido Lucano e lungo il versante sinistro del Fiume Bradano, al margine superiore del foglio.

Talora le sabbie chiudono la successione del Pliocene medio-superiore, come nei dintorni di Cancellara, nel Vallone di Lifo e a Serra del Carpine, ove si rinvencono sabbie giallastre ben cementate, talora con caratteri tipo "panchina", con intercalate lenti di conglomerati e argille; sono presenti resti di macrofossili, quali briozoi, rari brachiopodi, radioli di echinidi, frammenti di cirripedi, lamellibranchi (*Pecten* sp. e *Chlamys* sp.).

Nei campioni analizzati relativi ai depositi della *litofacies sabbiosa* (TLV_{2a}) sono presenti *Globorotalia bononiensis* associata a *Neogloboquadrina pachyderma*, *Turborotalita quinqueloba* e *Globigerina bulloides* (zone MPI4b-MPI5a). Nel complesso i sedimenti sono risultati molto poco produttivi, con molti campioni sterili; raro e banale il nannoplancton calcareo, completamente assenti gli ostracodi. Tuttavia, la posizione stratigrafica consente di attribuire l'unità ad un intervallo che va dalla zona MPI5a alla parte bassa della zona MPI6.

La *litofacies argilloso-siltosa* (TLV_{2b}) è formata da argille siltose di colore grigio-azzurro, o giallastro per alterazione, con piccoli gusci di lamellibranchi e gasteropodi; si presentano a stratificazione indistinta o sottile, talora con rari

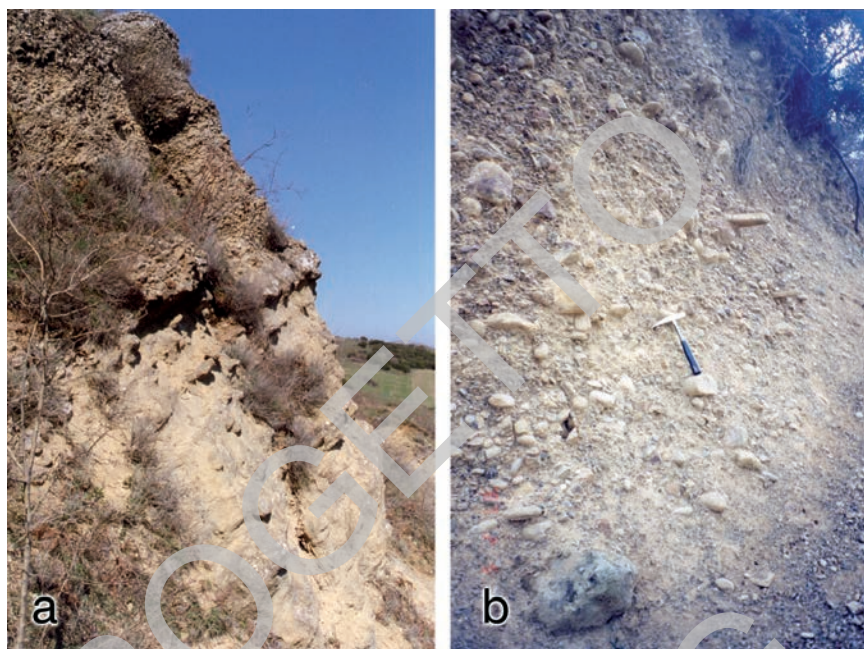


Fig. 37 - Affioramenti dei conglomerati della litofacies TLV_{1d} : a) in località Poggi S. Michele; b) in loc. Monte del Vescovo.

livelli di sabbie limose, arenarie e microconglomerati.

Lo spessore complessivo della litofacies si aggira sugli 80 m nell'area tra Acerenza e Pietragalla, e sui 400 metri nel settore più orientale. Belle esposizioni sono presenti nelle incisioni del Torrente Alvo, nel Vallone la Chianga e nel Vallone dei Cacciatori, ove si osservano argille marnose e marne argillose grigio-azzurre con abbondante scheletro sabbioso e con livelletti di sabbie, di piccoli ciottoli e di lignite, particolarmente abbondanti nei dintorni di Pietragalla. Nella sella subito ad ovest di Toppa Barone Cerasa affiorano argille marnose grigio-azzurre, spesse varie decine di metri.

Lungo i versanti del Torrente Castagno affiora da mezza costa fino al fondo-valle ed è caratterizzata da limi ed argille siltose grigio-azzurre o giallastre per alterazione, a stratificazione indistinta o sottile, con piccoli gusci di lamellibranchi. Talora si rinvencono livelli di sabbie limose, arenarie e microconglomerati. Gli affioramenti migliori si individuano lungo le incisioni trasversali al torrente, laddove l'erosione accentuata ha creato tipiche morfologie a calanchi (ad es. Valle delle Capre, Valle della Torre).

I sedimenti della *litofacies argillosa* (TLV_{2b}) hanno fornito generalmente microfaune relativamente abbondanti e in buono stato di conservazione. Numerosi

individui rimaneggiati sia tra i foraminiferi che tra gli ostracodi tra cui *Globorotalia bononiensis*, *Argilloecia kissamovens* (SISSINGH, 1972) e *Cytheropteron lancei* (CARBONNEL, 1969). Le nannoflore sono risultate povere, banali e spesso assenti. La presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER, 1927) associata a *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, 1962, *Turborotalita quinqueloba* e *Orbulina universa*, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, 1826, tra i foraminiferi bentonici e *Costa edwardsi* (ROEMER, 1838) tra gli ostracodi, consente di riferire le associazioni alla zona MPI5b. La posizione stratigrafica della litofacies consente, tuttavia, di attribuire l'unità ad un intervallo che va dalla parte alta della zona MPI5a alla parte bassa della zona MPI6. L'ambiente evolve da epibatiale-circalittorale a infralittorale per la presenza nella parte bassa di *Bythocypris producta* (SEGUENZA, 1880), *Tubercolocythere tetrapteron* (BONADUCE, CIAMPO & MASOLI, 1975), *Krythe iniqua* tra gli ostracodi e l'abbondanza relativa di *Uvigerina spp.*, *Bulimina spp.*, *Cibicidoides pachyderma* (RZEHA, 1886) tra i foraminiferi bentonici. Verso l'alto si ha la comparsa di *Hemicytherura deflorei* (RUGGIERI, 1953), *Costa edwardsi*, *Leptocythere transiens* (PUCCI, 1955) tra gli ostracodi, mentre tra i foraminiferi bentonici si rinvengono *Elphidium spp.*, *Cibicides lobatulus*. Al top della successione si riconoscono probabili influenze di acque dolci per la presenza di *Candona spp.* associate a ostracodi di ambiente marino.

L'unità **TLV₂** poggia mediante un'angular unconformity sul subsistema di Potenza (**TLV₁**) e con un contatto di discordanza angolare sulle successioni bacinali dell'Unità tettonica San Chirico, e risulta troncata tettonicamente verso l'alto. La discordanza angolare basale è stata segnalata presso Acerenza nella cava in loc. La Guardia (MAGGIORE & WALSH, 1975) e in loc. Rupe Chiaromonte (Fig. 30).

L'ambiente deposizionale varia da epibatiale-circalittorale ad infralittorale. In particolare la litofacies **TLV_{2a}** è riferibile ad un ambiente deposizionale infra-circalittorale. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.*-superiore *p.p.*.

La litofacies **TLV_{2b}** è riferibile ad un ambiente deposizionale da epibatiale-circalittorale ad infralittorale. L'età è riferita al Pliocene medio *p.p.* - superiore *p.p.*.

8. - DEPOSITI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARI

Le unità continentali di età plio-quadernaria cartografate nell'ambito del foglio Potenza sono ascrivibili a tre principali tipologie (Fig. 25):

- a) le unità completamente formate non distinte per bacino imbrifero,
- b) le unità formate, che sono state distinte in "unità a limiti inconformi" con riferimento al bacino imbrifero di pertinenza, come illustrato in Fig. 25;

c) le unità ubiquitarie, sia formate che in formazione, non distinte in riferimento al bacino imbrifero.

Tra le *unità completamente formate non distinte per bacino imbrifero* si è riconosciuto il solo *sintema di Monte del Vescovo*, la cui deposizione non è riconducibile a processi sedimentari di corsi d'acqua riferibili agli attuali bacini imbriferi.

Nell'ambito delle *unità continentali formate distinte per bacino imbrifero* sono stati individuati tre sintemi, afferenti a due supersintemi, riferiti ai due principali bacini idrografici, in cui è attualmente suddiviso il territorio ricadente nel foglio Potenza; in particolare si tratta dei fiumi Bradano (*supersintema del Fiume Bradano: sintema di Possidente*) e Basento (*supersintema del Fiume Basento: sintema di Chianchetta e sintema della Fiumara del Mattino*), il cui reticolo idrografico si sviluppa nel versante ionico.

Nell'ambito delle *unità continentali ubiquitarie*, sia formate che in formazione, non distinte in riferimento al bacino imbrifero, sono state cartografate undici unità litostigrafiche informali di età quaternaria.

8.1. - SINTEMA DI MONTE DEL VESCOVO (*VSV*)

Il *sintema di Monte del Vescovo (VSV)* è formato da conglomerati poligenici ed eterometrici, a matrice sabbioso-limosa talora prevalente di colore rossastro, con lenti di sabbie giallastre e rossastre a grana media e grossa. Si presentano ben addensati e talora cementati; la stratificazione è assente o indistinta.

Discrete esposizioni si rinvengono nella collina su cui è edificato il centro storico di Potenza, in loc. Montereale e presso il cimitero, in loc. Dragonara ad est di Potenza, lungo la strada da Potenza per Tito, e a Toppo Barone Cerasa ad est di Pietragalla.

A sud di Monte del Vescovo e presso il km 49 della S.S. n° 94 si ritrovano sabbie e limi con lenti di conglomerati in matrice sabbioso-limosa arrossata, che diventano prevalenti verso l'alto. I ciottoli, sia arrotondati che a spigoli vivi (si rinvengono anche frammenti di strato), sono prevalentemente di natura marnosa ed arenacea (Fig. 38a). A tetto si rinvengono alteriti, formate da conglomerati ad elementi centimetrici a spigoli vivi, derivanti dalla degradazione di quelli descritti in precedenza, immersi in una matrice sabbiosa arrossata (Fig. 38b). Lungo la Via Appia, all'intorno del km 459 presso la loc. Macchia Marconi, e presso Mass. Cavalieri, affiorano conglomerati con ciottoli fino a 40 cm di diametro, arrotondati ed in subordinate a spigoli vivi, di natura calcarea, arenacea e marnosa, mediamente cementati in un'abbondante matrice sabbioso-siltosa arrossata (Fig. 38c).

I depositi del sintema *VSV* poggiano su paleoforme di origine erosiva impostate sui depositi delle *unità tettoniche Monte Arioso e Groppa D'Anzi*, del

sintema di Tricarico **TCR**, del subsintema di Potenza **TLV₁** e del subsintema di Acerenza **TLV₂**.

Essi sono inoltre localmente sottoposti con contatto erosivo alla coltre eluvio-colluviale **b₂** ed al detrito di falda **a₃**. Lo spessore è stimabile in alcune decine di metri.

L'ambiente di sedimentazione è di tipo continentale. L'età è riferibile con incertezza al Pliocene superiore *p.p.* - Pleistocene inferiore-medio *p.p.*, sulla base dei rapporti stratigrafici osservati sul terreno e delle indicazioni di letteratura (DI NOCERA *et alii*, 1991).

8.2. - SUPERSINTEMA DEL FIUME BASENTO (**BT**)

I depositi alluvionali formati riferibili al bacino imbrifero del Fiume Basento sono riferiti al *supersintema del Fiume Basento (BT)*, cui afferiscono i due sintemi **FTN** e **CNC**, che affiorano rispettivamente nella porzione meridionale ed in quella mediana del foglio.

I depositi del supersintema poggiano con un contatto tipo discordante sia su **TLV₁** sia sulle unità del substrato pre-pliocenico, e sono sottoposti con un contatto erosivo prevalentemente alle alluvioni attuali (**b_a**). Lo spessore complessivo è di circa 50 m. L'età è riferibile al Pleistocene medio *p.p.* - superiore (?).

8.2.1. - sintema di Chianchetta (**CNC**)

Il sintema di Chianchetta (**CNC**) è costituito da limi e limi sabbiosi con livelli di argille chiare contenenti resti di organismi dulcicoli e di argille nere bituminose; tali depositi affiorano tra Potenza ed il Fiume Basento, sospesi sul versante ad una quota di + 40-50 m dal fondovalle. Essi poggiano con una superficie di *unconformity* sui depositi di **TLV₁**. Lo spessore è di circa 20 m; l'ambiente sedimentario è di probabile origine lacustro-palustre. L'età è riferita al Pleistocene medio *p.p.*

Si tratta di due lembi di limi torbosi lacustro-palustri, che colmano delle depressioni morfologiche ubicate poco a sud del centro abitato di Potenza, a quote intorno ai 700 m s.l.m. DI NOCERA *et alii* (1988, 1991) descrivono limi e limi sabbiosi grigio-verdastri, con livelli di argille chiare con resti di organismi dulcicoli e di argille nere bituminose, rinvenuti in alcuni sondaggi eseguiti nell'area a sud di Potenza con spessore di circa 20 m, e li riferiscono ad un generico Olocene. La posizione morfologica dei due lembi citati sul versante indicherebbe un'età più antica di quella dei depositi alluvionali di fondovalle del sintema **FTN**.



Fig. 38 - Conglomerati del sistema di Monte del Vesuvio (VSV) affioranti a sud di M. del Vesuvio (a, b, foto in alto) ed in loc. Macchia Marconi (c, foto in basso).

8.2.2. - *sintema della Fiumara del Mattino (FTN)*

Il *sintema della Fiumara del Mattino (FTN)*, limitato a tetto e a letto da superfici di *unconformity* erosive, è formato da una successione di argille limose, limi argillosi ed argille con lenti di ghiaie e livelli di torbe di origine lacustro-palustre (*litofacies FTN_{e2}*), affioranti nella Piana di Santa Loia, ubicata circa 10 km a sud-ovest di Potenza. In particolare nella parte alta di *FTN_{e2}*, per circa 12-15 metri di spessore, si rinvengono limi argillosi ed argille giallastre in strati centimetrici con intercalazioni di livelletti e lenti di ghiaie. Sono presenti anche livelli consistenti di torbe, che a luoghi raggiungono uno spessore di alcuni metri. La parte bassa dell'unità *FTN_{e2}* è caratterizzata da argille limose grigie e marroni in sottili straterelli con intercalazioni di lenti e/o livelli di ghiaie sciolte. Nella zona di Mass. Buono sono presenti anche depositi di conoide alluvionale (*litofacies FTN_y*).

L'unità poggia con una superficie di *unconformity* sui depositi mesopliocenici di *TLV₁*, sui termini *FYG* e *AV* delle unità tettoniche di *Groppa d'Anzi* e di *Monte Arioso*, e risulta sottoposta con contatto erosivo alle alluvioni attuali (**a_a**), alla coltre eluvio-colluviale (**b₂**) ed al deposito di frana (**a_{1b}**). Essa è costituita da terreni riferibili ad un bacino fluvio-lacustre, corrispondente ad una depressione intramontana di limitata estensione, cui lateralmente si interdigitano depositi di conoide alluvionale; gli spessori massimi si ritrovano nella zona assiale e sono intorno ai 30 metri. L'età è riferita dubitativamente al Pleistocene medio *p.p.* - superiore.

8.3 - SUPERSINTEMA DEL FIUME BRADANO (*BD*)

I depositi alluvionali formati riferibili al bacino imbrifero del Fiume Bradano sono riferiti al *supersintema del Fiume Bradano (BD)*, che nell'area del foglio è formato solo dal sintema *PSS*, affiorante nel settore settentrionale. Le successioni ad esso riferite poggiano con un contatto di tipo discordante sia su *TLV₁* e *TLV₂* sia sulle unità del substrato pre-pliocenico, e sono sottoposte con un contatto erosivo prevalentemente alle alluvioni attuali (**a_a**) ed al detrito di versante (**a₃**). Lo spessore complessivo è di alcune decine di metri. L'età è riferita al Pleistocene superiore *p.p.*

8.3.1. - *sintema di Possidente (PSS)*

Il *sintema di Possidente (PSS)* affiora nella porzione centrale del bordo settentrionale del foglio, tra gli abitati di Frusci e Possidente, ove è presente una piccola conca intermontana fluvio-lacustre, bordata da un versante regolarizzato (*glacis*), caratterizzato da una pendenza uniforme di circa 10-15° ed inciso da

alcuni torrenti.

L'unità è costituita da un deposito sciolto spesso pochi metri, formato da sabbie limose e argillose con lenti ghiaiose, localmente pedogenizzate, ubicato sui lembi residui della superficie di glacis (*litofacies PSS_{b8}*). Esso affiora sia lungo il versante settentrionale della conca, in loc. Miracoli, che più estesamente lungo il versante meridionale tra Sarnelli e loc. Croce di Mastrocinno. In loc. Varco di Livio affiora un suolo argilloso bruno scuro con frazione piroclastica e piccoli ciottoli di natura calcarea e quarzarenitica. Nella porzione centrale della conca di Possidente sono presenti depositi lacustro-palustri, potenti varie decine di metri e caratterizzati da una litofacies costituita da limi argillosi ed argille con lenti di ghiaie e livelli di torbe (*litofacies PSS₉*), che si interdigitano con i depositi di un ampio conoide di deiezione (*litofacies PSS₇*).

Il sintema poggia con una superficie di *unconformity* su varie formazioni del substrato, quali **FYR**, **FYN** e **AV** ed è coperto dal detrito di versante **a₃** e dalle alluvioni **b_a**. Nel complesso si tratta di depositi di glacis passanti lateralmente a detrito di versante e a depositi lacustro-palustri e a depositi alluvionali in facies di conoide. I depositi presentano uno spessore di varie decine di metri.

L'età è dubitativamente riferibile al Pleistocene superiore *p.p.*

8.4. - UNITÀ UBIQUITARIE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA

Nell'ambito delle unità continentali ubiquitarie, sia formate che in formazione, non distinte in riferimento al bacino imbrifero, sono state cartografate undici unità litostratigrafiche informali di età quaternaria.

In particolare sono stati individuati numerosi corpi franosi di dimensioni variabili, talvolta ricoprenti interi versanti, e di differente età e stato di attività. Essi sono costituiti per lo più da depositi sciolti con giacitura caotica, ghiaiosi, sabbiosi ed argillosi, provenienti dal disfacimento della formazione sottostante, che è stata coinvolta dal movimento di massa. Nell'ambito della legenda sono stati distinti i corpi franosi attuali che hanno subito movimenti o leggere deformazioni, anche parziali, negli ultimi cicli stagionali (**a_{1a}**), da quelli antichi (**a_{1b}** e **a_{1c}**).

Lungo le aste fluviali e torrentizie, inoltre, sono stati rilevati numerosi lembi di dimensioni variabili di depositi alluvionali e torrentizi e di conoidi torrentizie e alluvionali, sia attuali che subattuali, disposti lungo il letto fluviale; costituiscono il deposito dei terrazzetti di golena e dei terrazzi posti a pochi metri sul *talweg*. Essi sono formati per lo più da depositi sciolti ghiaiosi e sabbiosi, che sono stati distinti in *depositi alluvionali* attuali (**b_a**) e *depositi alluvionali recenti* (**b_b**).

8.4.1. - *Deposito di frana antica di Ruoti (a_{1c})*

Il *deposito di frana antica di Ruoti (a_{1c})* è stato cartografato nei dintorni degli abitati di Avigliano e Ruoti. Si tratta di corpi collegabili a fenomeni franosi antichi, presumibilmente del Pleistocene medio-superiore (?), estesi fino ad alcuni chilometri quadrati, e spessi fino a varie decine di metri, costituiti da detrito argilloso-marnoso spesso caoticizzato, con ghiaie, blocchi calcarei ed arenacei e talora con pacchi di strati decametrici indisturbati o contorti. I corpi di frana poggiano con contatto inconforme sui depositi pliocenici *TLV₁* e sulle formazioni del substrato *AV* e *FYR*, mentre sono a letto sia dei depositi alluvionali *b_a* e *b_b* che delle coperture ubiquitarie *a_{1a}* e *a₃*.

8.4.2. - *Depositi lacustri e palustri (e)*

Nei *depositi lacustri e palustri (e)*, riferiti dubitativamente al Pleistocene medio-superiore (?) - Olocene (?), rientrano depositi affioranti nello spigolo sud-occidentale del foglio, subito a sud di località Serra del Cerro, costituiti da sabbie e limi con lenti di ghiaie poligeniche, aventi uno spessore fino ad una decina di metri.

8.4.3. - *Detrito di falda (a₃)*

Il *detrito di falda (a₃)*, riferito al Pleistocene medio (?) - Attuale, è formato da detrito sciolto costituito da blocchi litoidi in una matrice sabbioso-argillosa, con lenti ghiaiose e livelli sabbioso-argillosi, generalmente clinostratificato; si ritrova in coni o fasce localizzati alla base dei principali versanti. Lo spessore è valutato in 5-10 m.

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

I corpi di frana non più rimobilizzati nelle condizioni morfoclimatiche attuali sono stati cartografati come *deposito di frana antica (a_{1b})*, riferito al Pleistocene superiore (?) - Olocene. Il deposito è generalmente costituito da un detrito caotico, a luoghi pedogenizzato ed alterato, da ghiaioso ad argilloso in dipendenza della successione originaria coinvolta; lo spessore può giungere fino ad alcune decine di metri.

8.4.5. - *Deposito di versante (a)*

Il *deposito di versante (a)* è formato da detrito sciolto eterometrico, generalmente clinostratificato, in coni o fasce localizzate lungo i pendii che sottendono scarpate e alla base dei versanti. Lo spessore del deposito è generalmente di alcuni metri. L'età è riferibile al Pleistocene superiore (?) - Attuale.

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

La *coltre eluvio-colluviale (b₂)*, riferita al Pleistocene superiore (?) - Attuale, è formata da terreni bruni o bruno-nerastri sabbiosi e limosi con piccoli ciottoli di natura calcareo-marnoso-arenacea, frammisti a depositi piroclastici rimaneggiati e pedogenizzati. Le colluvioni si rinvengono prevalentemente come riempimenti di depressioni di medie dimensioni lungo i versanti, frammiste ad alluvioni ciotolose e a cumuli di frana, come nei pressi dell'abitato di Oppido Lucano, mentre i terreni residuali sono localizzati in paleoconche o lungo spianate sommitali, come nel caso del Monte Li Foi, dove un'estesa copertura di tali depositi maschera la formazione sottostante, che, peraltro, può essere considerata come roccia madre delle eluvioni. Lo spessore di questi depositi varia sensibilmente da luogo a luogo, attestandosi su valori dell'ordine di 1-2 metri, e raggiungendo talora anche la decina di metri.

8.4.7. - *Depositi alluvionali recenti (b_b)*

I *depositi alluvionali recenti (b_b)*, riferiti dubitativamente al Pleistocene superiore *p.p.* (?) - Olocene, sono formati da ghiaie e ghiaie sabbiose, debolmente cementate, con lenti di sabbie e limi, oppure da sabbie limose con lenti ghiaiose, e da limi, localmente pedogenizzati. Si tratta di alluvioni incise, e/o terrazzate con superfici poste mediamente a + 8-10 m sul letto attuale; comprendono anche depositi di conoidi torrentizie inattive e incise. Gli spessori variano da pochi metri a qualche decina di metri.

Nell'ambito del bacino imbrifero del Fiume Sele, i depositi alluvionali recenti affiorano con lembi isolati lungo la fiumara di Avigliano, a sud-ovest dell'abitato omonimo, con spessori intorno alla decina di metri. Lungo il Fiume Basento ed i suoi tributari, quali il Torrente Tiera, il Torrente Rivisco e il Torrente Gallitello, la superficie sommitale dei depositi **b_b** è posta mediamente a + 8-10 m sul letto attuale; lo spessore varia da pochi metri a qualche decina di metri. Nella conca di Avigliano scalo i depositi fluvio-torrentizi terrazzati lungo il Torrente Tiera sono formati da sabbie limose arrossate con blocchi lapidei calcareo-marnosi; si osservano vari ordini di terrazzi. Lungo il Torrente La Tora si rinvengono sabbie limose, ghiaie debolmente cementate, e limi con lenti ghiaiose dello spessore variabile

di qualche metro. Negli alvei del Fiume Bradano, del Torrente Alvo e del Torrente Rosso, affiorano con spessori intorno alla decina di metri la cui superficie sommitale si attesta mediamente intorno a + 5-10 m sull'alveo attuale.

Essi poggiano sui depositi mediopliocenici del subsistema *TLV_p*, sul sistema *TCR*, sulle frane *a_{1c}*, e su varie formazioni di tutte le unità tettoniche del substrato prepliocenico, e sono sottoposti con contatto erosivo alle alluvioni attuali *b_a*, al deposito di frana *a_{1a}*, al detrito di falda *a₃* ed ai depositi lacustri *e₂* del bacino artificiale di Acerenza.

8.4.8. - *Depositi lacustri (e₂)*

Nei *depositi lacustri (e₂)*, riferiti all'Attuale, rientrano i depositi del bacino artificiale di Acerenza, formati da limi e sabbie biancastre con lenti di ghiaia, potenti fino ad una decina di metri, depositi lungo la linea di riva del bacino.

8.4.9. - *Depositi alluvionali (b_a)*

I *depositi alluvionali (b_a)*, riferiti all'Attuale, sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose con lenti di sabbia e di limo, comprendono depositi di alveo e/o di golena, e depositi di conoide torrentizia attiva. Lo spessore complessivo è fino a qualche decina di metri.

I lembi più estesi e potenti sono costituiti dalle alluvioni del Fiume Basento, formate da sabbie limose, ghiaie debolmente cementate, limi con lenti ghiaiose dello spessore variabile di qualche metro.

8.4.10. - *Depositi di frana (a_{1a})*

Il *deposito di frana (a_{1a})*, riferito all'Attuale, è formato da un detrito sciolto con giacitura caotica, da ghiaioso ad argilloso, in dipendenza del tipo di movimento e della successione originaria coinvolta; il movimento franoso presenta indizi di evoluzione in atto. Lo spessore può raggiungere una decina di metri, Particolarmente evidenti, per le notevoli dimensioni degli accumuli, i corpi franosi di Piano della Cerasa lungo il Torrente Ontrato, quello individuato lungo il Torrente Cerreta, la frana di Contrada Giarrossa, e la frana del fosso Santa Loia (settore occidentale) ed i corpi franosi lungo il versante in sinistra orografica del Torrente Alvo e quello presso Masseria Sacconi, in sinistra orografica del Torrente Castagno.

8.4.11. - *Depositi antropici (h)*

I *depositi antropici (h)*, riferiti all'Attuale, sono costituiti dal materiale di discariche di cava, rilevati, materiali di riporto e discariche di rifiuti urbani. Lo spessore è fino a 10 m.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

V - PRINCIPALI ELEMENTI TETTONICI ED ASSETTO STRUTTURALE

L'area del Foglio n°470 rientra nel settore centrale della Lucania, caratterizzata da un assetto tettonico molto articolato e complesso, soggetto a diverse e talora contrastanti interpretazioni stratigrafico-strutturali, che comportano differenti ricostruzioni paleogeografiche (CARBONE *et alii*, 1991; CELLO *et alii*, 2003; LENTINI *et alii*, 2002; MAZZOLI *et alii*, 2001; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PESCATORE *et alii*, 1988; 1999a; PIEDILATO & PROSSER, 2005).

L'Appennino lucano costituisce un segmento del sistema orogenico Africa-vergente sud-appenninico. La struttura della catena deriva dalla deformazione di differenti domini paleogeografici bacinali (Bacino di Lagonegro e Bacino Liguride) e di piattaforma carbonatica (Piattaforma Appenninica e Piattaforma Apula) del paleomargine continentale apulo. A scala regionale le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica sono tettonicamente sovrapposte

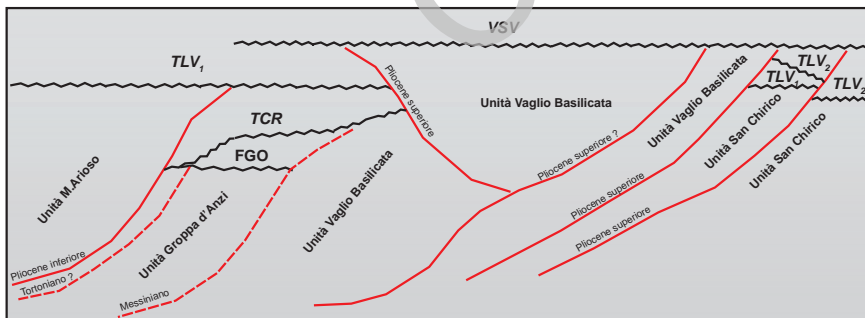


Fig. 39 - Sezione tettonica schematica.

alle successioni bacinali lagonegresi; entrambe le unità risultano scollate dal loro originario substrato ed accavallate sulle unità apule sepolte (CELLO *et alii*, 1989; LENTINI *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1991). Nel sottosuolo una zona di *melanges*, costituita da argilliti e siltiti deformate, è interposta tra l'alloctono e le unità apule; mentre le unità alloctone mostrano uno stile deformativo associato prevalentemente allo sviluppo di *thrust* a basso angolo, sovente attivatisi "fuori sequenza", le unità apule interne sono caratterizzate dallo sviluppo di faglie inverse ad alto angolo, alcune delle quali sono legate alla riattivazione di strutture pre-esistenti (MAZZOLI *et alii*, 2001). Gli stessi autori hanno documentato l'esistenza di faglie mesozoiche che hanno condizionato sia lo sviluppo del bacino lagonegrese, che lo spessore ed i caratteri stratigrafici delle successioni che vi si andavano depositando.

Una decina di chilometri ad occidente dell'area di studio affiora il sovrascorrimento di importanza regionale, con direzione di accavallamento verso E-NE, che porta in sovrapposizione le unità della piattaforma carbonatica appenninica sulle unità bacinali lagonegresi e taglia le strutture plicative già sviluppate all'interno delle successioni bacinali lagonegresi (CELLO *et alii*, 2003). Lo stile deformativo delle successioni lagonegresi mesozoiche è stato riferito a pieghe da *buckling* con asse diretto circa N-S. I fianchi orientali ed occidentali delle pieghe sono frequentemente bordati da *thrust* e *backthrust*, che gli conferiscono una doppia vergenza (MAZZOLI *et alii*, 2001; CELLO *et alii*, 2003). Il *Flysch Galesino*, a prevalente litologia argillosa, rappresenta uno dei principali livelli di scollamento all'interno delle successioni bacinali lagonegresi (MAZZOLI, 1992; PIEDILATO & PROSSER, 2005; TORRENTE, 1990).

Il nuovo rilevamento geologico eseguito nell'area del Foglio "Potenza" ha messo in evidenza la presenza di strutture deformative a diversa scala di osservazione, da macroscopica a mesoscopica. Il motivo tettonico dominante è rappresentato da un sistema di strutture a carattere compressivo con orientazione compresa tra N-S e NW-SE, che hanno determinato il raccorciamento delle successioni sedimentarie riconosciute, nonché l'individuazione e l'impilamento delle diverse unità tettoniche presenti. L'assetto geometrico delle varie unità tettoniche individuate è il risultato di numerosi eventi di accavallamento tettonico avvenuti nel corso del Miocene medio-superiore e delle strutturazioni "fuori-sequenza" mediante piegamenti e *breaching* delle pre-esistenti strutture (PIEDILATO & PROSSER, 2005), che si sono sviluppate nel Pliocene (Fig. 39).

Le strutture compressive più importanti sono costituite da una famiglia di sovrascorrimenti di importanza regionale, sia a vergenza orientale che retrovergenti, che attraversano l'area di studio per tutta la sua lunghezza (circa 25 km) con direzione variabile da NNW-SSE a NW-SE. Il sovrascorrimento che si sviluppa tra Cancellara e Pietragalla costituisce la porzione settentrionale della "rampa tettonica di Stigliano" (PATACCA & SCANDONE, 2001; PIEDILATO & PROSSER, 2005),

mentre il retroscorrimento che si sviluppa tra Tempa Pizzuta e Monte Quattrocchi è indicato come “retroscorrimento di Vaglio Basilicata” (PESCATORE *et alii*, 1999a; 1999b; PIEDILATO & PROSSER, 2005).

L'Unità tettonica Monte Arioso si presenta disarticolata in lembi di estensione inferiore ai 10 km² ubicati nell'area del Monte Li Foi, nell'area tra Montocchio e Toppa Caiazzo a NW di Potenza, e tra Monte Caruso e Monte S. Angelo.

L'Unità tettonica Monte Arioso si presenta accavallata sull'Unità tettonica Groppa d'Anzi secondo una superficie tettonica ad andamento molto articolato, che si presenta suborizzontale solo a grossa scala. In particolare si può osservare l'accavallamento del *Flysch Rosso* sul *Gruppo delle Argille Variegate* lungo il versante settentrionale di Monte Caruso; l'appoggio è mascherato da detrito di versante costituito da blocchi calcarei anche di vari metri cubi immersi in un suolo pelitico bruno. Lungo il contatto tettonico sono presenti numerose sorgenti, che documentano un condizionamento della circolazione idrica sotterranea. La superficie di accavallamento dell'Unità Monte Arioso sull'Unità Groppa d'Anzi risulta sigillata dai depositi del Pliocene medio del *subsistema di Potenza*, mentre presenta a letto i depositi del *sistema di Tricarico*; tali vincoli stratigrafici consentono di assegnare l'età del sovrascorrimento, o più probabilmente di una sua riattivazione, alla parte alta del Pliocene inferiore (Fig. 39).

Nell'area di Monte Li Foi, ubicata alcuni chilometri ad ovest di Potenza, si riconosce una struttura anticlinale piuttosto regolare, nota in letteratura come “anticlinale di Monte Li Foi” (SCANDONE, 1967), la quale ha interessato prevalentemente i termini della “*serie calcareo-silico-marnosa*” lagonegrese dell'Unità Monte Arioso. Tale struttura rappresenta la porzione meridionale dell'*antiformal stack* di San Fele - Li Foi di Picerno, che si è sviluppata nelle falde lagonegresi con spessori fino a 5.000 m, come documentato nel pozzo San Fele 1 e dalle prospezioni sismiche disponibili (PATACCA & SCANDONE, 2001). Nell'area del foglio la piega presenta un asse con direzione N-S con fianchi abbastanza regolari, solo in parte interessati da alcune dislocazioni con modesto rigetto lungo faglie subverticali. I terreni al nucleo sono rappresentati dalla formazione degli *Scisti Silicei*, che affiorano alla sommità del rilievo montuoso, mentre i fianchi sono caratterizzati dai terreni del *Flysch Galestrino*. A N e a S di Monte Li Foi affiorano i termini litologici afferenti al *Flysch Rosso*, considerati in continuità di sedimentazione con il *Flysch Galestrino*. La struttura anticlinale di Monte Li Foi risulta interrotta verso sud da un allineamento tettonico subverticale con carattere di faglia diretta, che si sviluppa con direzione prevalente E-W da località Vallone Valline, poco ad W di Porco Morto, e fino a località Giarrossa-Ravizzone. La continuità della dislocazione è interrotta da una faglia di trasferimento ad andamento N-S in corrispondenza del Fosso Cologno, peraltro, parzialmente obliterata da un esteso corpo franoso. Tali elementi tettonici mettono in contatto i terreni della “*serie calcareo-silico-marnosa*” con la *formazione di Corleto Perticara*.

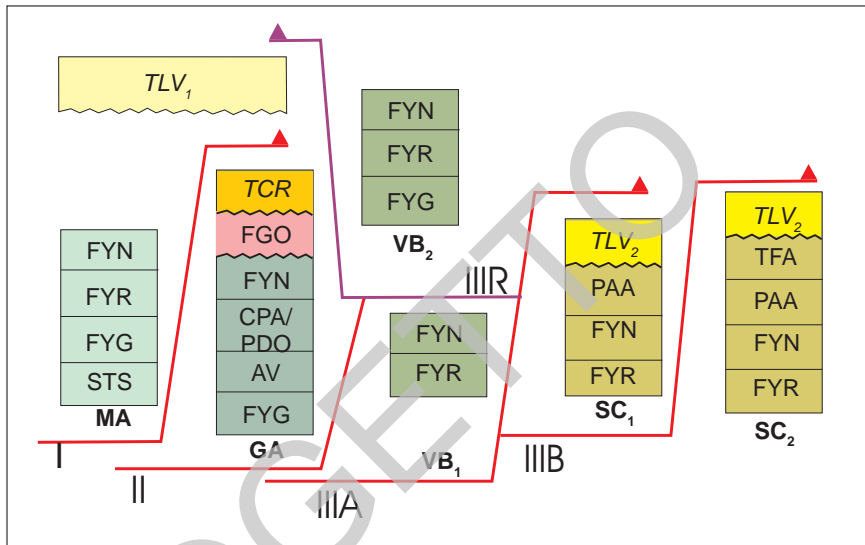


Fig. 40 - Schema sintetico dei rapporti tettonici tra le unità tettoniche affioranti nel foglio (MA, unità tettonica Monte Arioso; GA, unità tettonica Groppa d'Anzi; VB, unità tettonica Vaglio Basilicata; SC, unità tettonica San Chirico; i pedici indicano le diverse scaglie tettoniche)

Un'altra importante struttura plicativa, in questo caso a carattere sinclinalico, si sviluppa per circa 5 km con orientazione dell'asse NW-SE, in località Montochio, coinvolgendo le unità del *flysch numidico*, del *Flysch Rosso* e del *Flysch Galestrino*.

L'Unità Groppa d'Anzi presenta successioni prevalentemente pelitiche e pelitico-calcaree, particolarmente soggette a deformazioni di tipo plastico, e pertanto il suo assetto strutturale è generalmente molto articolato e localmente "caoticizzato". Numerosi *thrust* e pieghe-faglie a vergenza nord-orientale sono presenti nei settori centrali e settentrionali del foglio, mentre nel settore meridionale si riconoscono numerose strutture plicative orientate a grossa scala est-ovest.

Nell'ambito dei depositi dell'Unità Groppa d'Anzi sono segnalate, presso l'abitato di Vaglio Basilicata, evidenze mesoscopiche di tettonica compressiva dell'Oligocene- Miocene inferiore (TAVARNELLI *et alii*, 1998). In particolare nell'ambito della *formazione di Paola Doce* (indicata come *Tufiti di Tusa* nello schema degli Autori), affiorante circa 1 km ad ovest dell'abitato, si sono riconosciute mesostrutture sinsedimentarie (pieghe e faglie inverse e/o transpressive con modesti raccorciamenti) che documentano un'attività tettonica di carattere compressivo in atto durante la sedimentazione.

Nell'area di Brindisi di Montagna, affiora una discreta successione del *flysch di Gorgoglione* che poggia con un contatto stratigrafico discordante sulla *forma-*

zione di Corleto Perticara e sulle Argille Variegate. La successione è interessata da due strutture plicative con asse orientato NW-SE, un'anticlinale aperta ed una sinclinale, che sono troncate verso sud da una faglia diretta orientata all'incirca SW-NE. La sinclinale è esposta in maniera spettacolare nell'abitato di Brindisi di Montagna, dove sugli strati verticalizzati del fianco occidentale poggia il Castello di Fittipaldi (Fig. 24). La sinclinale è collegata a strutture tipo *splay*, che si sviluppano a partire da un *blind thrust* immergente verso W; quest'ultimo si manifesta in superficie mediante l'anticlinale aperta presente a nord dell'abitato (BONINI & SANI, 2000). Tali autori interpretano, a parere degli scriventi erroneamente, la struttura di Brindisi di Montagna come inserita in una finestra tettonica, in quanto riferiscono le Argille Variegate alle Unità Sicilidi.

I rapporti tra le unità Groppa d'Anzi, Vaglio Basilicata e San Chirico risultano alquanto complessi (Fig. 40).

Le superfici di accavallamento tettonico che attualmente separano le tre unità nell'area di studio sono probabilmente connesse agli eventi deformativi pliocenici da *breaching* della catena (PIEDILATO & PROSSER, 2005), che deformano e mascherano gli originari rapporti geometrici. La superficie che marca la sovrapposizione dell'unità Vaglio Basilicata sull'unità Groppa d'Anzi viene interpretata come una superficie di retroscorrimento (PESCATORE *et alii*, 1999a; 1999b; PIEDILATO & PROSSER, 2005), legata alla strutturazione di più scaglie tettoniche (unità Vaglio Basilicata e unità San Chirico) della successione di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1996, 1999a, 1999b) secondo una *flower structure* (BONINI & SANI, 2000).

La traccia del retroscorrimento si individua lungo l'allineamento M. Quattrocchi - Vaglio Basilicata - Brindisi di Montagna, dove l'Unità tettonica Vaglio Basilicata è tettonicamente sovrapposta ai vari termini dell'Unità tettonica Groppa d'Anzi (Argille Variegate, formazione di Corleto Perticara, formazione di Paola Doce e *flysch numidico*) attraverso una superficie che presenta un andamento geometrico da suborizzontale a debolmente immergente verso i quadranti orientali. La sommità del letto di questa struttura è rappresentata dal *flysch di Gorgoglione* e da alcuni piccoli lembi di sabbie e conglomerati del *subsistema di Potenza*. La presenza di questi sedimenti, ed i rapporti che essi realizzano con la superficie tettonica, pone importanti vincoli alla datazione della struttura e quindi alla definizione della cronologia relativa degli eventi deformativi. La struttura sarebbe pertanto almeno di età Pliocene superiore (Fig. 39).

A sud dell'area di studio il retroscorrimento di Vaglio Basilicata, passa tra gli abitati di Campomaggiore e di Accettura, ad un *thrust* a vergenza orientale, noto come "sovrascorrimento di Campomaggiore" (PIEDILATO & PROSSER, 2005). Il passaggio da sud verso nord in continuità da una struttura di sovrascorrimento ad una di retroscorrimento è dovuto alla presenza di pieghe coricate che producono il rovesciamento della superficie del *thrust* di Campomaggiore, con relazioni di gio-

vane su antico nella parte settentrionale del sovrascorrimento, osservata presso Vaglio Basilicata. Questo complesso assetto strutturale è prodotto dalla sovrapposizione di una antiformentata rovesciata non cilindrica con asse orientato NNW, interpretata come una piega di propagazione di faglia, sul più antico sovrascorrimento di Campomaggiore (PIEDILATO & PROSSER, 2005).

La successione di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1996, 1999a) si presenta suddivisa in almeno quattro scaglie (VB₁, VB₂, SC₁ e SC₂ in Fig. 40) da una serie di piani di taglio a cinematica inversa est-vergenti, il più importante ha un'inclinazione elevata e sovrappone la porzione stratigraficamente inferiore della successione (*Flysch Galestrino*, *Flysch Rosso*, *flysch numidico*), che costituisce l'Unità tettonica Vaglio Basilicata, con la porzione stratigraficamente superiore della successione (*flysch numidico*, *formazione di Serra Palazzo*, *argille siltose del T. Flaga*), che costituisce l'Unità tettonica San Chirico. L'accavallamento tra le due suddette unità tettoniche di Vaglio Basilicata e San Chirico e le faglie inverse nell'ambito di entrambe le unità, rientrano in un quadro strutturale tipico del margine esterno lucano della catena appenninica, caratterizzata da sovrascorrimenti che deformano unità meso-cenozoiche, la cui attività procede anche durante la sedimentazione plio-pleistocenica, condizionandone l'architettura deposizionale.

Il sovrascorrimento tra le due unità si sviluppa in senso appenninico dalla zona delle Rupe Chiaromonte (a SE) e fino a Monte Solario (a NW); esso è visibile sia nei quadranti nord-orientali del Foglio Potenza (Cancellara, Pietragalla, S. Giorgio) sia verso S-E nell'attiguo Foglio "Irsina". Il tetto del sovrascorrimento è generalmente rappresentato dalle unità pelitiche meso-cenozoiche, mentre a letto del sovrascorrimento si osservano differenti unità litostratigrafiche. Il *footwall* può essere infatti costituito da argille grigio-azzurre o da conglomerati e sabbie basali pliocenici del *sintema di Tolve*, o anche dalle quarzareniti del *flysch numidico*. La zona a nord è caratterizzata da una costante presenza di successioni appartenenti alla *formazione di Serra Palazzo*. La superficie di accavallamento si presenta articolata in rampe frontali ed oblique, che mostrano angoli di inclinazione mediamente elevati ed un probabile carattere transpressivo. L'entità del raccorciamento realizzato da questo *thrust* durante il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore risulta essere modesta, cosicché il maggior raccorciamento documentato in letteratura deve essere stato consentito da strutture più profonde (RIVIELLO *et alii*, 1997).

Nel tratto compreso tra Cancellara e Rupe Chiaromonte il *thrust* si articola in segmenti con direzione compresa tra N120° e N150° circa, la cui continuità è interrotta da faglie di trasferimento con modesto rigetto e direzione SW-NE. In località Rupe Chiaromonte sono evidenti i segni di una deformazione sinsedimentaria dei depositi pliocenici (discordanza sintettonica tra il *subsintema di Potenza* ed il *subsintema di Acerenza*), testimoniata dagli strati di crescita nei conglomerati e nelle sabbie plioceniche, e dall'appoggio in *onlap* dei conglomerati basali

(*subsistema di Potenza*) sui terreni mesozoici e cenozoici (RIVIELLO *et alii*, 1997; PIEDILATO & PROSSER, 2005). L'attività di crescita sintettonica a letto del *thrust* è documentata dalla geometria a ventaglio dei sedimenti pliocenici, il cui spessore si rastrema verso ovest sul fianco della piega di propagazione di faglia (Fig. 30).

Altri importanti elementi tettonici sono costituiti dalle faglie inverse Cancellara-Acerenza e Acerenza-Oppido Lucano, che presentano un'orientazione in direzione NNW-SSE e producono ulteriori raddoppi nella successione miocenica.

I rapporti tra i depositi pliocenici ed il substrato sono differenti nella zona più interna del foglio. Nell'area di Potenza le unità tettoniche del substrato sono ricoperte, a partire da Poggi S. Michele - Falcianella - Serra Mezzana, da terreni clastici appartenenti al *subsistema di Potenza*. L'assetto di tali terreni nell'area rilevata mostra un'immersione generale verso est, riconducibile al fatto che tale zona rappresenta il margine occidentale del bacino. I termini di chiusura, costituiti dalla facies conglomeratica, spesso risultano dislocati da faglie con lievi rigetti, testimonianza di una o più fasi di movimento prevalentemente verticale.

I risultati di un'analisi mesostrutturale (TAVARNELLI & PASQUI, 1998) condotta nei depositi del Pliocene medio del *subsistema di Potenza* affioranti in loc. Bucaletto, a sud del capoluogo, indicano che l'alta valle del Basento è stata interessata da deformazioni transtensive, iniziate nel Pleistocene e probabilmente ancora attive. L'attività tettonica transtensiva si è esplicata tramite faglie ad alto angolo, lungo le quali sono avvenuti movimenti obliqui destri. Secondo il modello deformativo riconosciuto (TAVARNELLI & PASQUI, 1998), le faglie principali rappresentano il prodotto finale di un processo di collegamento di faglie più piccole originariamente isolate. I rapporti di sovrapposizione tra le strutture minori indicano che le frequenti traiettorie gradinate di tipo *flat-ramp* delle faglie distensive rappresentano il prodotto di un'evoluzione complessa, che prevede lo sviluppo iniziale delle rampe ed il loro successivo collegamento per mezzo di *flat* di neoformazione.

PROGETTO

CARG

VI - EVOLUZIONE GEOLOGICA

I rapporti stratigrafici e tettonici cartografati nell'area del Foglio 470 "Potenza" e le variazioni nelle caratteristiche della sedimentazione osservabili nelle varie successioni sedimentarie documentano alcuni momenti rilevanti dell'evoluzione tettono-sedimentaria del sistema catena-avanfossa sud-appenninico nel settore lucano centrale.

Per quanto riguarda la paleogeografia pre-orogena del settore in studio è documentata l'esistenza tra il Giurassico ed il Paleogene di un ampio bacino marino, riferito al Bacino di Lagonegro (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE & SENATORE, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996; 1999a; 1999b; DI NOCERA *et alii*, 2006), a sedimentazione pelagica e con apporti calciclastici, alimentati dal disfacimento dei margini della piattaforme carbonatiche che lo delimitavano.

Per quanto concerne l'evoluzione mio-pliocenica della catena, i dati documentati nel foglio consentono di individuare schematicamente i seguenti eventi:

- a) Tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore si attiva una sedimentazione terrigena arcosa e vulcanoclastica, documentata nella parte alta della *formazione di Corleto Perticara* e nella *formazione di Paola Doce*, nell'ambito dell'*unità tettonica Groppa d'Anzi*.
- b) Tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano si depositano, in continuità, le quarzarenite numidiche. Tale sedimentazione coinvolge tutti i domini deposizionali cui appartengono le quattro unità tettoniche presenti nel foglio, anche se con differenti caratteri delle facies sedimentarie e degli spessori. I relativi domini deposizionali non risultano pertanto interessati direttamente da tettonica compressiva almeno fino al Langhiano superiore.
- c) Tra il Langhiano superiore ed il Serravalliano medio-superiore il dominio pa-

leogeografico dell'*unità tettonica San Chirico* si flessura ed entra a far parte del settore di avanfossa, dove viene interessato da una sedimentazione clastica a doppia alimentazione (silicoclastica dal prisma della catena in avanzamento e calcareo-clastica dall'avampaese apulo in flessurazione) testimoniata dalla *formazione di Serra Palazzo*.

- d) Nel corso del Serravalliano superiore-Tortoniano si sviluppa il bacino *thrust-top* del *flysch di Gorgoglione*, impostato sulla falda già deformata dell'*unità tettonica Groppa d'Anzi*, che viene pertanto ulteriormente deformata ed incorporata nel prisma orogenico nel corso del Serravalliano, dopo la fine della sedimentazione del *flysch numidico* (Langhiano superiore) e prima della deposizione del *flysch di Gorgoglione* (Serravalliano superiore-Tortoniano).
- e) A partire dal Pliocene inferiore si individua il bacino di sedimentazione del *sintema di Tricarico* in posizione di *thrust-top* sull'*unità tettonica Groppa d'Anzi*.
- f) Tra la fine del Pliocene inferiore e l'inizio del Pliocene medio è documentato l'accavallamento tettonico dell'*unità tettonica di Monte Arioso* sull'*unità tettonica di Groppa d'Anzi*.
- g) Nel Pliocene medio si individuano i depocentri dei bacini di sedimentazione del *sintema di Tolve* (*subsintema di Potenza* e *subsintema di Acerenza*), in posizione di *thrust-top* sulle unità tettoniche presenti nel foglio, già deformate e strutturate nel prisma orogenico.
- h) Nel Pliocene superiore è documentata l'individuazione di più scaglie tettoniche nell'*unità tettonica di Campomaggiore* (*unità tettonica San Chirico* e *unità tettonica Vaglio Basilicata*), che coinvolgono anche il *sintema di Tolve*, con l'individuazione dell'*unconformity* che separa i depositi del *subsintema di Potenza* e del *subsintema di Acerenza*, ben evidente nell'area di Rupe Chiaromonte e a N di Acerenza.
- i) Nel Pliocene superiore si registra un accavallamento tettonico, in retroscorrimento, dell'*unità tettonica Vaglio Basilicata* sull'*unità tettonica Groppa d'Anzi*.
- j) Nel Pleistocene è documentata un'attività tettonica transtensiva nella media valle del Basento.

I dati stratigrafici e strutturali ottenuti dal rilevamento geologico ed i dati di letteratura (CELLO *et alii*, 2003; LENTINI *et alii*, 2002; MAZZOLI *et alii*, 2001; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1996, 1999a, 1999b; CARBONE *et alii*, 1991) hanno consentito di ricostruire l'evoluzione geologica e tettonica del settore lucano della catena dal Miocene fino al Quaternario. In particolare, l'analisi dei rapporti tra tettonica e sedimentazione ha consentito di individuare i differenti stadi evolutivi che hanno caratterizzato l'evoluzione geologica e paleogeografica dell'area.

Nel Cretacico inferiore era ormai definito e sviluppato un ampio dominio ba-

cinale (Bacino Lagonegrese *Auct.*), interposto tra le due piattaforme carbonatiche appenninica ed apula, e caratterizzato dalla deposizione di argille più o meno silicee e livelli calcitorbiditici fini (*Flysch Galestrino Auct.*), che costituiscono un intervallo litostratigrafico comune a tutte le unità tettoniche affioranti nell'area di studio.

Nell'intervallo Cretacico superiore - Paleogene i settori prossimali e quelli distali del bacino lagonegrese si differenziano nei caratteri della sedimentazione. Nelle quattro unità tettoniche distinte, che sono l'*unità tettonica Monte Arioso* (che rappresenta il settore occidentale del bacino), l'*unità tettonica Groppe d'Anzi* (che rappresenta il settore assiale del bacino) e l'*unità tettonica Vaglio Basilicata* e l'*unità tettonica San Chirico* (che rappresentano il settore orientale del bacino), si deponevano rispettivamente facies interne del *Flysch Rosso Auct.*, facies pelitiche policrome o *Argille Varicolori Auct.* con intercalazioni di livelli calcareo-marnosi (*Argille Variegate* e *formazione di Corleto Perticara*), e facies esterne del *Flysch Rosso Auct.*

Nel Miocene inferiore inizia nel Bacino Lagonegrese una sedimentazione vulcanoclastica e silico-clastica, testimoniata dalla parte alta della *formazione di Corleto Perticara* e dalla *formazione di Paola Doce*, proveniente da aree più interne in via di deformazione, ove si era sviluppato un arco vulcanico andesitico (GUERRERA *et alii*, 2005). Le direzioni delle paleocorrenti indicano una provenienza meridionale o sud-occidentale (CRITELLI *et alii*, 1990); pertanto, mentre nel settore nord-occidentale il Bacino Lagonegrese era ancora limitato dalla piattaforma carbonatica sud-appenninica, verso sud il passaggio dei materiali tuftici, avveniva in corrispondenza delle aree dove la piattaforma stessa era già sprofondata e annegata (PESCATORE *et alii*, 1999b) o presentava discontinuità più o meno ampie. Il settore orientale del Bacino Lagonegrese era invece limitato dalla Piattaforma Apula interna.

L'inizio della sedimentazione silicoclastica e le testimonianze di deformazione compressiva sinsedimentaria (TAVARNELLI *et alii*, 1998) sembrano essere quindi connesse ad una fase tettonica deformativa del Miocene inferiore, che ha interessato i settori interni e meridionali, posti in posizione sud-occidentale rispetto al Bacino Lagonegrese, con effetti minori nelle aree di avampaese (MAZZOLI *et alii*, 2001). I settori assiale ed orientale del Bacino Lagonegrese appaiono invece ancora indisturbati. Il depocentro di avanfossa era quindi ancora ubicato ad ovest del Bacino Lagonegrese, in corrispondenza della Piattaforma carbonatica Sud-Appenninica e/o del Bacino Liguride, mentre il dominio bacinale lagonegrese rientrava ancora nel settore di avampaese, anche se la fisiografia del bacino ereditata dalle fasi tettoniche mesozoiche cominciava gradualmente a modificarsi a partire dal settore più occidentale.

Nel Miocene inferiore si aveva dunque la seguente distribuzione delle facies nel bacino:

- settore occidentale: facies interne del *Flysch Rosso*, costituite da depositi calcareo-clastici anche grossolani provenienti dalla piattaforma sud-appenninica e da peliti;
- settore assiale: *formazione di Paola Doce* con massimo spessore dei sedimenti vulcanoclastici, che indicano la presenza di un arco vulcanico andesitico attivo in questo periodo, ubicato in posizione più interna (GUERRERA *et alii*, 2005);
- settore orientale: facies esterne del *Flysch Rosso*, costituite da depositi calcareo-clastici provenienti dalla piattaforma apula e da peliti prevalentemente rosse, con sottili livelli vulcanoclastici nella parte sommitale.

Tra il Burdigaliano ed il Langhiano gli apporti vulcanoclastici diminuiscono progressivamente mentre aumentano quelli delle quarzareniti numidiche di provenienza meridionale (OGNIBEN, 1969). Il *flysch numidico* presenta spessori via via crescenti, dalle aree interne (poche decine di metri nell'*Unità tettonica Monte Arioso*), alle aree assiali (un centinaio di metri nell'*Unità tettonica Groppa d'Anzi*) ed alle aree esterne (varie centinaia di metri nelle *Unità tettonica Vaglio Basilicata* e *Unità tettonica San Chirico*). Ciò indica il perdurare di fasi deformative anche nel Langhiano che comporta la migrazione dell'asse del bacino numidico verso est, in concomitanza con lo sprofondamento del margine occidentale della piattaforma carbonatica apula.

La fase tettonica Langhiana segna la fine della sedimentazione quarzarenitica del *flysch numidico* e muta in maniera sostanziale il quadro paleogeografico, deformando la Piattaforma Sud-Appenninica e il margine interno del Bacino Lagonegrese ed individuando un nuovo bacino sedimentario di avanfossa con un asse ulteriormente traslato verso l'avampaese. Tale bacino, indicato in letteratura come Bacino Irpino (COCCO *et alii*, 1974; PESCATORE, 1978, 1988; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE & SENATORE, 1986), risulta impostato col suo margine interno sulle predette unità e col suo margine esterno sul settore orientale del bacino lagonegrese-molisano non deformato.

Nel Serravalliano, l'*Unità tettonica di Monte Arioso* e l'*Unità tettonica di Groppa d'Anzi* vengono dunque deformate e strutturate nel prisma orogenico, mentre in corrispondenza del settore esterno del Bacino Lagonegrese (*unità tettonica di San Chirico*) si individua il depocentro di avanfossa, caratterizzato dalla sedimentazione silico-clastica e calcareo-clastica della *formazione Serra Palazzo* (Langhiano superiore - Serravalliano superiore) e pelitica delle *argille siltose del T. Flaga* (Serravalliano medio-superiore - Tortoniano ?). In questo schema il *flysch di Gorgoglione* (Serravalliano superiore - Tortoniano), discordante sui depositi dell'*Unità tettonica di Groppa d'Anzi*, rappresenta il prodotto della sedimentazione in un bacino in posizione di *thrust-top* parzialmente coevo.

La fase tettonica traslativa tortoniana modifica ulteriormente il quadro fisiografico, portando alla chiusura del Bacino Irpino *Auct.* ed alla traslazione

dell'avanfossa in settori ancora più esterni non documentati nell'area di studio.

Nel corso del Miocene si è dunque realizzato l'impilamento sequenziale delle principali unità tettoniche bacinali presenti nell'area lucana centrale (sovrascorrimenti coinvolgenti l'*unità tettonica Monte Arioso*, l'*unità tettonica Groppa d'Anzi* e l'*unità tettonica Vaglio Basilicata*); tale tipo di strutturazione è stata documentata anche per il settore irpino della catena (DI NOCERA *et alii*, 2006). A partire dal Miocene superiore, alla scala dell'intero Appennino campano-lucano, la piattaforma apula viene sovrascorsa dalle falde alloctone appenniniche e, prevalentemente nel Pliocene, viene coinvolta nelle deformazioni compressive dando luogo alla catena apula sepolta (*Apulian thrust system*; LENTINI *et alii*, 1990) caratterizzata da strutture *duplex*. In tale ambito si sono sviluppate nella piattaforma apula numerose rampe laterali a carattere prevalentemente transpressivo, orientate NW-SE e NNE-SSW. Queste strutture determinano in superficie un complesso assetto strutturale, interpretato come *flower structure*, caratterizzato da faglie trascorrenti, accavallamenti e retroscorrimenti (BONINI & SANI, 2000). Un esempio di strutture di tipo *flower* è ben rappresentato dai complessi rapporti geometrici che interessano l'*unità tettonica di Vaglio Basilicata*, retroscorsa sull'*unità tettonica Groppa d'Anzi* e scagliata e sovrascorsa in più sub-unità tettoniche est-vergenti. In un tale contesto si sono sviluppati i bacini del Pliocene medio del *subsistema di Potenza*, la cui evoluzione tettonica sinsedimentaria è stata controllata da strutture transpressive, e del *subsistema di Acerenza*, riferibile ad un settore più esterno della catena prossimo al suo fronte.

L'evoluzione pliocenica dell'area lucana della catena è stata dunque caratterizzata, come già riconosciuto nell'area irpina (ROURE *et alii*, 1991; DI NOCERA *et alii*, 2006), dalla deformazione e dal *breaching* delle pre-esistenti strutture sequenziali collegate ad accavallamenti profondi nella Piattaforma Apula. Le strutture più antiche, come il sovrascorrimento di Campomaggiore, sono state tagliate e piegate da successivi sovrascorrimenti e retroscorrimenti collegati allo sviluppo della rampa di Stigliano nel corso del Pliocene. L'età dell'attività della rampa di Stigliano risulta documentata dalla sedimentazione sintettonica mesosupra-pliocenica del *sintema di Tolve* osservabile nell'area di Rupe Chiaromonte (Fig. 30) (RIVIELLO *et alii*, 1997; PIEDILATO & PROSSER, 2005). L'evoluzione della *sintectonic angular unconformity* nei depositi pliocenici, che definisce il limite tra i due subsistemi di *TLV*, è condizionata dalla coeva propagazione del sovrascorrimento, connesso a strutture profonde coinvolgenti la strutturazione della piattaforma apula (PIEDILATO & PROSSER, 2005).

PROGETTO

CARG

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA (a cura di Antonio Riviello e Silvio Di Nocera)

1. - CENNI GEOMORFOLOGICI

La configurazione morfologica dell'area ricadente nel Foglio 470 "Potenza" è stata sensibilmente influenzata da due fattori:

- la litologia delle formazioni affioranti, a dominante componente pelitica;
- l'assetto geologico-strutturale regionale raggiunto in maniera definitiva con le fasi tettoniche plio-pleistoceniche.

Gli effetti della tettonica recente, a carattere distensivo, si sono sovrapposti a quelli delle fasi compressive mio-plioceniche, principali responsabili della costruzione del settore centro-meridionale della Catena Appenninica, mediante la sovrapposizione di più falde di ricoprimento. La tettonica con carattere prevalentemente distensivo ha determinato nella regione sollevamenti dell'ordine di 900-1000 metri, con formazione di gruppi montuosi imponenti organizzati in sistemi di dorsali, e l'individuazione di bacini intramontani, quali quelli di Potenza, Avigliano e Lagopesole (LAZZARI *et alii*, 1988a, 1988b).

Le oscillazioni climatiche del Quaternario hanno, inoltre, favorito lo smantellamento dei versanti, sia attraverso processi denudazionali di tipo areale, particolarmente accentuati nei periodi freddi, sia mediante l'approfondimento del reticolo fluviale a seguito delle variazioni del livello di base, modellando un paesaggio morfologico connotato da notevole dislivello tra creste e fondovalle, ad alta energia del rilievo, con numerosi gruppi montuosi e collinari e con ampi ed articolati versanti.

Tra le dorsali si riconoscono, procedendo da ovest verso i quadranti orientali, la dorsale Monte Li Foi di Picerno (1350 m s.l.m.) - Monte Li Foi (1305 m) - Poggi di S. Michele (1108 m) nel settore meridionale, Poggi di Fritubbio (1127 m) - Montocchio (1161 m) nel settore centrale e Monte Caruso (1238 m) - Monte del Carmine (1227 m) - Monte S. Angelo (1290 m) nel settore settentrionale. Procedendo verso est, oltre l'area del capoluogo di regione, caratterizzata da rilievi collinari sono presenti i rilievi isolati di Monte Grosso (1189 m), Piani del Mattino (909 m) e Monte Romito (946 m), mentre nel settore settentrionale si individuano le dorsali di Monte La Torretta (1075 m) e Monte Solario (1035 m). Nel settore orientale si possono distinguere le dorsali formate da Monte Pazzano (911 m), Monte Macchia di Rossano (1024 m) e Serra S. Bernardo (1090 m). I rilievi assumono nella maggior parte dei casi una forma allungata, a cresta arrotondata, disponendosi con direzione appenninica (NW-SE), influenzati in alcuni casi dall'assetto tettonico.

La morfologia appena descritta cambia nell'estremo lembo nord-orientale, in corrispondenza del margine esterno della catena, laddove i rilievi montuosi lasciano il posto a forme del paesaggio meno acclivi, caratterizzate da alture collinari con superfici sommitali spianate, tra cui fa spicco il pianoro dove sorge l'abitato di Acerenza (MAGGIORE & WALSH, 1975).

Nonostante la presenza di un paesaggio pressoché montuoso, la configurazione morfologica del territorio del Foglio Potenza è caratterizzata da versanti molto ampi, variamente articolati, con pendii che denotano una maturità nelle forme concavo-convexe. La geometria dei bacini idrografici che sottendono le aste torrentizie lungo i versanti è stata notevolmente influenzata da processi di denudamento e degradazione, manifestatisi essenzialmente mediante movimenti gravitativi.

Quasi in corrispondenza dello spartiacque, alla testata degli impluvi che incidono i versanti con profilo a V, si riconoscono piccole concavità morfologiche a forma sub-triangolare o semicircolare, di regola sede di cospicui accumuli colluviali, corrispondenti a bacini di ordine zero (Z.O.B.), ossia a bacini privi di collettore (DIETRICH *et alii*, 1987). Non di rado tali aree costituiscono le principali zone di alimentazione per frane di colate di terra. Favoriti anche dall'alta erodibilità dei terreni fliscoidi eterogenei con componente pelitica prevalente, che costituiscono l'ossatura della maggior parte dei rilievi montuosi, fenomenologie franose profonde hanno modellato i pendii, dando luogo, a partire da quote medio-elevate, a superfici con pendenze molto variabili nel breve volgere di qualche decina di metri, caratterizzate da piccole scarpate intervallate da pianori o terrazzi, a luoghi anche in contropendenza, da concavità morfologiche, da dorsali molto strette e lunghe per effetto dell'intensa erosione prodotta lateralmente dal rapido approfondimento lineare del reticolo torrentizio. Paesaggi di questo tipo sono riscontrabili in maniera molto evidente nel comprensorio territoriale di Potenza, lungo

i versanti orientale e meridionale di Poggi S. Michele tra Contrada Dragonara e Contrada Giarrossa, ed anche nel settore orientale lungo i versanti del Fiume Basento (Costa della Gaveta sul lato sinistro e Monte Grosso-S.Luca Branca sul lato destro). Più a nord analoga morfologia si riscontra lungo i versanti del Torrente Tiera e nel comprensorio di Avigliano, oltre che nella zona compresa tra Vaglio, Cancellara e Pietragalla.

Il raccordo del versante con il fondovalle è caratterizzato molto spesso da forme con profilo concavo-convesso, da correlare ad antichi cumuli di frana. Su tali corpi di frana, si innescano frequentemente fenomeni erosivi di tipo calanchivo o fenomeni strettamente legati alla dinamica fluviale del tipo erosione lineare che comportano processi di scalzamento al piede con crolli ed individuazione di pareti rupestri. Tali condizioni sono evidenti in destra orografica del Fiume Basento nei dintorni di Brindisi di Montagna.

Lungo le superfici degradanti verso valle sono visibili ampie zone a morfologia concava, che risentono del modellamento conseguente a svuotamento per fenomeni franosi antichi; in queste zone si osservano deformazioni della coltre superficiale (*creep* e soliflussi), talora anche frane di nuova generazione più o meno profonde, ma di dimensioni inferiori a quelle dei precedenti fenomeni franosi.

Versanti sui quali fenomenologie franose imponenti hanno giocato un ruolo fondamentale nella loro evoluzione morfologica sono individuati tra il Monte Li Foi e Toppo Camposanto (Piano della Cerase), e tra Monte Li Foi e Potenza (Giarrossa e Contrada Santaloia), tra Contrada Cerreta e Potenza, lungo l'asta del Fiume Basento tra il capoluogo di regione e gli abitati di Vaglio e di Brindisi di Montagna (in particolare Varco Izzo, Costa della Gaveta, S. Luca Branca, S. Demetrio, Serra de Bonis). Nel settore centrale i versanti più franosi sono quelli che da Avigliano degradano verso l'omonima fumara, così come i versanti del Torrente Tiera e nel settore orientale, i versanti del Torrente Alvo, tra Pietragalla e Cancellara, e i versanti del Torrente Rosso, tra Pietragalla e Torretta-Murgia dei Lanzi.

Morfologie caratterizzate da rilievi molto acclivi, ma ben raccordati con il fondovalle sono presenti nel territorio del foglio limitatamente al settore settentrionale, lungo la dorsale Monte Torretta - Murgia dei Lanzi, e tra il Torrente Castagneto e l'abitato di Oppido Lucano ad est. In questi casi le formazioni pelitico-arenacee lasciano il posto a litologie arenaceo-quarzose o arenaceo-marnose litoidi e, quindi, con maggior resistenza ai processi erosivi.

2. - IDROGRAFIA ED IDROGEOLOGIA

La rete idrografica impostatasi sul territorio in esame è caratterizzata da cinque aste principali, rappresentate dal Fiume Basento e dal Torrente Tora nel settore

meridionale, dal Torrente Tiera nel settore centrale, dalle fiumare di Avigliano e di Ruoti (bacino del Fiume Sele) nel settore nord-occidentale e dal Fiume Bradano nel settore nordorientale; sono presenti, inoltre, una serie di incisioni a carattere torrentizio e stagionale, che vanno a formare un reticolo ben gerarchizzato.

Il Fiume Basento, corso d'acqua più importante della regione, per lunghezza e per portata, si sviluppa secondo un tracciato che provenendo da sud in corrispondenza dell'abitato di Potenza forma un ampio arco, per poi proseguire in direzione sud-est, con recapito finale nel Mar Ionio. Il fiume, la cui sorgente è localizzata poco a sud del capoluogo, in località Fossa Cupa-Monte Arioso, assume la configurazione di un torrente, con alveo ristretto e sponde notevolmente acclivi con direzione sud-nord fino all'ingresso di Potenza, laddove riceve le acque del Torrente Tora e, poco più oltre, le acque del Torrente Gallitello. Da questo punto le pendenze si abbassano bruscamente, condizionate dalle caratteristiche geologiche dei terreni attraversati. In particolare, in corrispondenza dell'abitato del capoluogo della Regione, l'alveo raggiunge larghezze di 80 metri e pendenze dell'1%.

In questo settore, pur se parzialmente obliterati dall'intensa urbanizzazione dell'area, si riconoscono alluvioni terrazzate con spessori che possono raggiungere valori di 5-6 metri, attribuite ai depositi alluvionali recenti **b_b**.

Ad est di Potenza il corso d'acqua riceve prima le acque del Rio Freddo e poi le acque del Torrente Tiera, proveniente da nord, successivamente prosegue verso est, sviluppando il suo corso nell'ambito dei depositi pelitici delle *Argille Variegatae* (AV). Il Torrente Tora ha un percorso più lineare, a controllo strutturale, con direzione ovest-est, attraversa l'ampia piana lacustre di Santa Loja per poi incanarsi in un alveo molto stretto ma abbastanza lineare laddove attraversa, fino alla confluenza con il Basento, in gran parte le peliti delle *Argille Variegatae* (AV) ed i soprastanti terreni conglomeratici e sabbiosi della porzione inferiore del *subsistema di Potenza*. Il Torrente Tiera caratterizza il settore centrale dell'area, e costituisce il collettore delle acque di un ampio bacino, limitato dallo spartiacque che da Serra S. Bernardo, nei dintorni di Vaglio si spinge fino a Monte S. Angelo. Il torrente nel tratto finale presenta un alveo abbastanza ristretto confinato da versanti molto ripidi. Lungo il tratto tra Vaglio e Avigliano scalo il corso d'acqua attraversa in prevalenza i termini argilloso-marnosi delle *Argille Variegatae* (AV) adattandosi a nuovi percorsi in seguito a movimenti franosi che hanno parzialmente ostruito l'alveo.

Nel settore nord-orientale dell'area, nell'ambito del bacino idrografico del Fiume Sele, sono presenti due torrenti, la Fiumara di Avigliano e la Fiumara di Ruoti, i cui corsi d'acqua si sviluppano verso ovest, e che, all'altezza all'incirca dell'abitato di Baragiano Scalo (località fuori foglio), confluiscono nel Fiume Melandro, tributario del Fiume Sele. Nell'alveo della Fiumara di Avigliano sono stati riconosciuti lembi di depositi terrazzati, che non superano i 3-4 metri di spessore, appartenenti alle alluvioni recenti **b_b**.

Il Fiume Bradano, secondo fiume lucano per lunghezza e per portata, ma primo per estensione del bacino imbrifero, attraversa il territorio esaminato per un breve tratto nel settore nordorientale; nella zona di sorgente tra Monte Carmine e Monte La Torretta, disegna un ampio arco con convessità rivolta verso sud, ricevendo le acque del Torrente Rosso, proveniente da ovest, e dirigendosi poi verso i quadranti orientali e sudorientali, sviluppando il suo corso tra Acerenza, Pietragalla, Cancellara ed Oppido. Esso attraversa terreni delle *unità tettonica di Vaglio Basilicata e San Chirico* (quarzoareniti del *flysch numidico* e terreni arenaceo-quarzosi o arenaceo-pelitici della *formazione di Serra Palazzo*). In corrispondenza della stazione di Acerenza confluisce in un bacino artificiale piuttosto esteso, che in esercizio può contare su una capacità di 39 milioni di metri cubi di acqua.

I corsi d'acqua descritti presentano un regime delle portate a carattere decisamente "continentale", strettamente dipendente dagli afflussi meteorici, copiosi nella stagione invernale (con valori medi compresi tra gli 800 ed i 900 mm), allorché si aggiungono anche gli apporti nevosi, ma scarsi nella stagione estiva (valore medio 280 mm); pertanto, i valori massimi di portata si raggiungono nella stagione primaverile, mentre i minimi sono registrati tra settembre ed ottobre.

Il restante reticolo idrografico è caratterizzato da un pattern dendritico, con aste brevi, molto incise e ben gerarchizzate a regime torrentizio. Il suo sviluppo è dovuto in gran parte alle prevalenti condizioni di impermeabilità delle litologie affioranti. La componente argillosa dominante nelle litologie affioranti nel Foglio è responsabile anche di uno scarso e poco sviluppato deflusso idrico sotterraneo, che si realizza attraverso la presenza di falde con portate ridotte, poco profonde e strettamente dipendenti dagli afflussi meteorici. Ne consegue che le sorgenti presenti sul territorio hanno portate irrisorie, che diminuiscono ancor di più nella stagione estiva. Emergenze acquifere di questo tipo sono individuate tra Vaglio e Cancellara, presso Fontana Valloneto, laddove l'acquifero di una certa consistenza è presente nel *Flysch Rosso*, nei pressi di Monte Caruso, nel settore occidentale e nel *membro calcareo* del *Flysch Rosso* nei pressi di Monte Li Foi di Picerno, nel comprensorio sud-occidentale. Sorgenti con portate maggiori sono individuate nei pressi dell'abitato di Acerenza (ad es. Fontana S. Marco), dove i depositi prevalentemente sabbiosi plio-pleistocenici, tamponati alla base dal substrato miocenico arenaceo-marnoso-pelitico della *formazione di Serra Palazzo*, rappresentano un discreto acquifero con portate abbastanza rilevanti.

3. - DISSESTI E FRANOSITÀ

La complessa evoluzione geologica e tettonica del territorio compreso nel Foglio "Potenza" ha fortemente contribuito a deformare e disarticolare l'asset-

to delle unità affioranti, che si presenta sovente caotico. In particolare le successioni prevalentemente pelitiche, quali le *Argille Variegata (AV)* e il *Flysch Rosso (FYR₁, FYR_p)*, sebbene appartenenti a unità tettoniche differenti, hanno in comune, oltre all'assetto giaciturale generalmente variabile da scompaginato a caotico, anche microstrutture da taglio nei costituenti pelitici (COTECCHIA *et alii*, 1986).

La continua alternanza, durante il Quaternario, di fasi climatiche con caratteri contrastanti, ha creato inoltre condizioni particolarmente sfavorevoli ai fini della stabilità dei versanti con accentuazione, fra l'altro, della suscettività a franare. In particolare, dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, fino all'ultima glaciazione wurmiana, a seguito del sollevamento di porzioni della catena, si è avuto un modellamento gravitativo dei versanti con frane profonde di prima generazione, concentrate nei periodi di maggiore piovosità (DEL PRETE *et alii*, 1993). Dal Versiliano in poi sono stati prevalenti i processi di riattivazione dei movimenti ereditati; i fenomeni di prima generazione, meno frequenti, sono stati causati da interventi antropici. Larga parte del territorio è interessata attualmente da movimenti franosi quiescenti ed attivi, spesso di dimensioni tali da coinvolgere interi versanti (AUTORITÀ DI BACINO INTERREGIONALE DELLA BASILICATA, 2002; CATEACCIA, 1992). Periodicamente, si registrano parziali riattivazioni o ampliamenti di frane già esistenti, ma non mancano esempi di fenomeni di prima generazione, la cui frequenza è connessa ad eventi meteorologici eccezionali, a scosse sismiche e, non in ultimo, ad interventi antropici ad alto impatto.

Le caratteristiche mineralogiche e tessiturali insieme con le proprietà geotecniche rendono le successioni sedimentarie particolarmente propense alla franosità anche in presenza di condizioni climatiche non estreme (DEL PRETE *et alii*, 1994). Alle fenomenologie franose in senso stretto si possono aggiungere vistosi fenomeni di erosione lineare e di deformazione superficiale. La facile deformabilità è spesso evidenziata, oltre che dai movimenti di massa, da fenomenologie più superficiali (*soil creep*) che interessano superfici molto estese nelle successioni del substrato oligo-miocenico e sono presenti, anche se più raramente, nei termini argillosi pliocenici.

In tale quadro morfologico è evidente che il territorio presenta una densità molto elevata di fenomeni franosi, sia preesistenti sia di nuova generazione. La componente argillosa, predominante nelle litologie affioranti, ha esercitato un controllo anche sulla tipologia dei fenomeni franosi. La gran parte dei movimenti di massa è ascrivibile alla tipologia degli scorrimenti rotazionali e rototraslativi, nonché a quella delle colate; talora, a causa del mutamento di cinematismo durante il movimento, si assiste alla formazione di frane complesse del tipo scorrimento-colata.

La cinematica di tali frane è quasi sempre da lenta a molto lenta; la velocità della massa in movimento varia da pochi centimetri a qualche metro l'anno per gli

scorrimenti, mentre per le colate solitamente si attesta su valori superiori, dando luogo molto spesso a fenomenologie a rapido impatto (CRUDEN & VARNES, 1996).

Nel settore sud-occidentale, fenomeni franosi particolarmente imponenti per dimensioni e/o frequenza di innesco sono presenti tra Mandra Li Foi, Serra San Giovanni e l'abitato di Picerno, e lungo il versante che degrada verso la piana di Santa Loia, dove è stato osservato un fenomeno franoso, interpretato come "fossile" da GUIDA & IACCARINO (1991b), il cui piede è ubicato al di sotto dei depositi lacustri e di conoide *FTN*. Poco distante, in contrada Giarrossa, è presente un imponente fenomeno gravitativo complesso, del tipo scorrimento rotazionale-colata, soggetto a rimobilitazioni periodiche, l'ultima delle quali si è verificata nel dicembre del 1976, causando gravi danni ad alcuni gruppi di abitazioni. Il movimento, che ha coinvolto circa 50 ettari ed ha una lunghezza di 2.700 metri, è stato caratterizzato da una velocità iniziale di circa 9 metri al giorno, che si è poi gradatamente attenuata (LAZZARI, 1977; LORENZO & SDAO, 2001). Da sondaggi e indagini geofisiche di ultima generazione (tomografie geoelettriche) è stato possibile ricostruire la geometria del corpo di frana. La superficie di scorrimento nella zona di alimentazione è collocata tra 30 e 40 metri di profondità; lo spessore lungo il canale è invece di 20-25 metri (LAPENNA *et alii*, 2000). Il movimento ha coinvolto in questo caso in gran parte i termini argillosi della *formazione di Corleto Perticara*, oltre quelli del *Flysch Galestrino*.

Nel comprensorio territoriale di Potenza, diversi ambiti sono stati interessati da vasti movimenti franosi, come quelli di Poggi di S. Michele, ad ovest di Potenza, dove scorrimenti rotazionali hanno interessato i conglomerati pliocenici. Il versante sinistro del Fiume Basento è particolarmente interessato da vasti bacini di frane antiche, le cui aree di alimentazione, poste nelle parti alte del versante, sono attualmente svuotate. All'interno di tale contesto si inserisce l'esteso movimento franoso di Varco d'Izzo, che coinvolge diversi nuclei abitativi, tipologicamente definito come uno scorrimento-colata. Il corpo franoso è sovrapposto ai depositi alluvionali del Fiume Basento, ed è eroso al piede dallo stesso fiume. Numerose riattivazioni sono presenti nel tratto medio-basso del corpo di frana, evidenziate da numerosissime rotture e fratture che coinvolgono anche alcuni manufatti. Il corpo franoso interessa il *Gruppo delle Argille Variegate* ed ha uno spessore presunto di circa 20 metri.

Più ad est lungo il corso del Fiume Basento, le frane risultano particolarmente diffuse lungo entrambi i versanti con fenomeni diversi sia per dimensione che per tipologia (GUIDA & IACCARINO, 1991a; GUIDA *et alii*, 1988). Di particolare interesse è la colata all'altezza dello scalo di Brindisi di Montagna; il fenomeno si è verificato nel 1973 ed ha subito in seguito diverse riattivazioni (COTECCHIA *et alii*, 1986). L'area di alimentazione ricade in una zona dove affiora il *Flysch Rosso*, mentre il canale è sviluppato nelle *Argille Variegate*. La colata è in continua evoluzione e si sviluppa fino alla riva sinistra del Fiume Basento.

Un altro comprensorio territoriale, particolarmente interessato da movimenti di massa ampi e articolati, è rappresentato dal bacino del Torrente Tiera. I versanti presentano forme concavo-convesse, legate a estesi movimenti franosi impostati su litologie prevalentemente argillose, appartenenti alle *Argille Variegata*, alla *formazione di Corleto Perticara*, ed al *Flysch Rosso*. Le frane sono disposte in modo tale da avere i corpi coalescenti e sovrapposti, con le aree di alimentazione che, nel loro inviluppo, vanno a formare ampie superfici concave ed arcuate nella zona di cresta. A valle, invece, gli estesi ventagli a morfologia mammellonare si protendono fino al corso d'acqua, condizionandone il tracciato in più punti. Anche per questi fenomeni la tipologia è riconducibile a scorrimenti, colate ed a fenomeni complessi che contemplano entrambi i tipi. Tra i dissesti più pericolosi si citano quelli di Masseria Biscotto, di Bosco Grande e Bosco Piccolo, le cui estensioni si aggirano su valori superiori al chilometro quadrato circa, che al loro interno presentano parziali riattivazioni che tuttora causano diversi danni alle infrastrutture che li attraversano.

Altrettanto degna di nota per la pericolosità elevata dovuta alla presenza di numerosi fenomeni franosi è l'area urbana del centro abitato di Avigliano (POLEMIO & SDAO, 1999). Delle frane presenti, tutte o quasi a cinematica lenta, si ricordano le frane Gianurco, Lavanga, Santa Lucia, Pantanello, Lagariello e San Vito, poste tutte sul versante meridionale e delle quali si ha una ricostruzione storica fin dai primi del 1900 (DEL PRETE *et alii*, 1993).

Si distinguono dalle fenomenologie descritte finora alcuni movimenti franosi ubicati nel settore nord-orientale del Foglio. Nel settore a sud di Monte Moltone, le frane individuate lungo il versante in sinistra del Torrente Castagno, sono state interpretate come movimenti gravitativi instauratisi all'interno di un sistema deformativo più ampio, che coinvolge sull'intero versante sia le litologie delle *Argille Variegata*, presenti nella parte bassa, sia i depositi trasgressivi pliocenici, ruotati e parzialmente sollevati verso l'esterno (GUERRICCHIO *et alii*, 2000, RIVIELLO *et alii*, 1997). Nel settore di Acerenza si individuano fenomeni franosi molto estesi, che lambiscono il lato sud dell'abitato (località Burrone Pallanza), e che coinvolgono l'intero versante fino all'impluvio sottostante (LAZZARI & RIVIELLO, 1993).

In questo caso i fenomeni franosi hanno interessato le successioni torbiditiche mioceniche della *formazione di Serra Palazzo*, che in questo settore appaiono particolarmente tettonizzate. Estesi movimenti gravitativi sono segnalati anche nell'area di Pietragalla, ove le frane hanno un'estensione tale da coinvolgere l'intero sistema crinale-versante-fondovalle, lambendo anche in questo caso l'abitato; per tale motivo sono ritenute ad elevato rischio (LAZZARI & RIVIELLO, 1993).

4. - SISMICITÀ DELL'AREA E CORRELAZIONE TRA FRANE E TERREMOTI

Il territorio compreso nel Foglio 470 "Potenza" rientra in un settore dell'Appennino Meridionale ritenuto a sismicità molto elevata, con epicentri localizzati in corrispondenza di faglie estensionali ad andamento longitudinale. Tale settore è infatti caratterizzato da sollevamenti, ancora in atto, che hanno disarticolato la catena appenninica lungo allineamenti sismogenetici con direzione appenninica, cui si associano sistemi di faglie minori a sviluppo antiappenninico. Lo studio dei meccanismi focali dei più recenti terremoti ha confermato il movimento estensionale che si propaga lungo le faglie, dando luogo a sismi di intensità maggiore del X grado della Scala Mercalli. L'area in esame è comunque sempre stata scossa da terremoti di notevole intensità, che hanno causato danni ingenti alle popolazioni ed al tessuto urbano della regione.

Da una ricognizione storica (BOSCHI *et alii*, 1997, 1998), si hanno notizie a partire dal terremoto del 1273 ($M_s = VIII-IX$ grado Mercalli) che causò danni gravissimi alla città di Potenza, si prosegue con il sisma del 1561 (IX grado scala MCS), il cui epicentro fu localizzato nella zona nord-occidentale della Lucania e che distrusse l'abitato di Tito, seguito nel 1694 da un altro sisma che causò danni in Campania, Puglia e Basilicata con più di 6.000 vittime, quindi dal terremoto del 1826 (IX grado MCS) che interessò la zona nord-occidentale della Basilicata, distruggendo di nuovo Tito, e recando danni a Potenza e Satriano di Lucania. Successivamente si ebbero terremoti violenti nel 1851 (zona del Vulture, X grado MCS, 1.000 vittime), nel 1857 (terremoto della Val d'Agri, XI grado MCS, con più di diecimila vittime), nel 1930 tra Melfi ed Ariano Irpino (X grado MCS), nel 1980 (Irpinia-Basilicata, X-XI grado MCS con Magnitudo = 6.8 nell'area epicentrale, 6.1 nella zona di Potenza), maggio 1990 (Potenza, VII grado MCS, $M_I = 5.2$), 1991 (Pietragalla-Potenza) e 1998 (Lagonegrese).

Il terremoto del 1980 provocò un sistema di fratturazione di entità notevole, lungo molte decine di chilometri, di cui si riconoscono tre principali segmenti che si sviluppano dall'Irpinia alla Lucania.

Per l'area del capoluogo e dei comuni limitrofi i risentimenti maggiori si sono verificati in corrispondenza dei sismi del 1273, 1561, 1694, 1857, 1980, 1990 e 1991. Durante il terremoto del 1990, che ha rilasciato una quantità di energia insolitamente elevata, il meccanismo focale ha messo in luce una dinamica legata ad una trascorrente con direzione media N70E ed epicentro individuato tra gli abitati di Avigliano, Pietragalla e Cancellara, a 3 km a nord di Potenza (AZZARA *et alii*, 1993).

La frequenza di episodi sismici di tale rilevanza ha portato ad una riclassificazione sismica del territorio lucano, insieme con la rivisitazione della classificazione di tutto il territorio italiano, che ha comportato il passaggio in prima categoria

dei comuni ricadenti nell'area nord-occidentale della Regione (Ordinanza PCM n.3274 del 20.03.2003). Per quanto concerne i centri abitati che ricadono nel Foglio, i paesi di Avigliano, Ruoti e Potenza sono passati in prima categoria, mentre per gli altri è stata confermata la seconda categoria.

Notevoli sono le implicazioni tra caratteri geolitologici e caratteri geotecnici nei terreni del centro storico di Potenza in relazione all'attività sismica (TONI, 1988).

Un importante aspetto legato alla sismicità è la riattivazione di fenomeni franosi quiescenti nelle aree che subiscono scuotimenti sismici. In occasione del terremoto del 1980 si verificarono riattivazioni di grossi movimenti franosi ad Avigliano. Studi di dettaglio (DEL PRETE, 1981; DEL PRETE & TRISORIO LIUZZI, 1981; COTECCHIA & DEL PRETE, 1984, 1986; HUTCHINSON & DEL PRETE, 1985) hanno posto in luce le diverse modalità di riattivazione in funzione della distanza epicentrale e del tempo trascorso dal momento della scossa sismica. Altre riattivazioni in seguito a eventi tellurici sono segnalate per le frane di Avigliano. In seguito al terremoto del 1947 si è riattivata la frana di S. Lucia, e nel gennaio del 1956 si sono rimobilitate le frane di Lagariello e Lavanga; nel novembre del 1980 si sono riattivate le frane Gianturco, S. Lucia, Pantanello, Italia e Lagariello (DEL PRETE *et alii*, 1993).

Nonostante studi approfonditi sulla correlazione tra sismi e frane, tra cui si cita quello di DEL PRETE *et alii* (1993) che ha indicato i comportamenti di alcune frane preesistenti in relazione al terremoto del 1980, non sempre i comportamenti sono univoci. Il caso della colata di Picerno rappresenta un esempio; nonostante fosse più vicina alla zona epicentrale non ha avuto alcuna rimobilitazione, a differenza di quanto è avvenuto ad altre frane più lontane.

5. - CAVE ED ALTRE EVIDENZE DI INTERESSE AMBIENTALE

La configurazione geologica del territorio è tale che le risorse ambientali sono scarse; particolarmente quelle idriche, cui si è fatto cenno in precedenza, e quelle relative ai materiali da coltivazione.

Si segnalano solo sporadiche cave, con piani di coltivazione abbastanza ridotti e con quantitativi di materiale estratto molto contenuti. Zone di estrazione di una certa importanza, ove la coltivazione raggiunge le centinaia di migliaia di metri cubi di materiale cavato, sono segnalate nel comprensorio di Avigliano (località Bruciate di sopra), nei dintorni della frazione di Giuliano, tra Vaglio e Cancellara (località Valloneto). In tutte queste zone la coltivazione interessa i calcari del *Flysch Rosso*.

Nei dintorni del centro urbano di Acerenza, sono presenti alcune cave per l'estrazione delle sabbie plioceniche, mentre, nei dintorni di Monte Torretta e

S. Giorgio di Pietragalla, sono presenti alcune aree di cava, oramai dismesse, impiantate all'interno di affioramenti di arenarie quarzose appartenenti al *flysch numidico*.

Per quanto concerne i geotopi si possono segnalare alcune località di un certo interesse. Nel Parco della Grancia, nei dintorni di Brindisi di Montagna, si rinvie una struttura monoclinica, che interessa la successione arenacea del *flysch di Gorgoglione*, con strati via via sempre più inclinati fino a formare un caratteristico paesaggio rupestre, nell'ambito del quale sorge il castello del borgo antico di Brindisi di Montagna.

Altro sito di particolare interesse è rappresentato dal Lago Romito, ubicato sul fianco nord-occidentale di Monte Li Foi di Picerno a quota 1252 m s.l.m. Lo specchio d'acqua, del diametro di circa 6 m, è impostato su un lembo roccioso di calcareniti, la cui frazione calcarea ha evidentemente subito un fenomeno di carsificazione particolarmente spinto da formare questa piccola depressione, riempita di acqua soltanto nella stagione invernale quando il livello piezometrico raggiunge il piano campagna.

Da annoverare tra i geositi di particolare evidenza anche la discordanza stratigrafica osservabile nei pressi di Acerenza, laddove le sabbie plioceniche in giacitura orizzontale suturano gli strati arenaceo-pelitici della *formazione di Serra Palazzo* inclinati di circa 70°; si segnala, inoltre, in località Rupe Chiaromonte, nelle vicinanze di Tolve (versante destro del Torrente Castagno) una struttura di crescita sintettonica nei sedimenti pliocenici a letto del *thrust*, le cui tracce sono ben visibili per un lungo tratto in direzione sud-est.

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landscapes of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution and tectonic implication*. Tectonophysics, **315**, 251-267.
- AMATO A., CINQUE A. & SANTANGELO N. (1995) - *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quadernaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale*. Studi Geol. Camerti, spec. vol. 2 (1995), 23-30.
- AMODEO F. (1996) - *Il Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese - Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedi-mentario, Dip. di Scienze della Terra, Univ. degli studi di Napoli "Federico II", 194 pp.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco calabro - peloritano nell'orogene appenninico - maghrebite*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988a) - *Relazioni tra 'Flysch interni' e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297, 1992.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988b) - *Problemi biostratigrafici dei sedi-menti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 621-625, 1992.
- ANELLI M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale*. Atti Soc. Natur. Mat. Modena, **70**, 1-13.
- AUTORITÀ DI BACINO INTERREGIONALE DELLA BASILICATA (2002). *Piano stralcio per la difesa dal rischio idrogeologico*. Collana editoriale di studi e ricerche, **2**, Potenza.
- AZZARA R., BASILI A., BERANZOLI L., CHIARABBA C., DI GIOVAMBATTISTA R. & SELVAGGI G. (1993) - *The seismic sequence of Potenza (May 1990)*. Special Issue "Irpinia dieci anni dopo", Annali di Geofisica, **36**, 237-244.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: unità meso-kenozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica*. St. Geol. Camerti, nuova serie, **1**, 2, 7-27.
- BEHRMANN R. B. (1936) - *Die Faltenbogen des Apennins und ihre paleogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss. Gött., math. Phys. Kl., **3**, **16**, 125, Berlin.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del «flysch di Gorgoglione» (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 65-79, Pisa.
- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, 379-392.
- BOENZI F., PALMENTOLA G. & VALDUGA A. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica D'Italia: F. 200 "Tricarico"*. Serv. Geol. d'It., pp. 46. Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework*. Sedimentary Geology, **107**, 3, 231-262.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: *Plankton stratigraphy* (Eds. COOK A. H. et alii), 155-262, Cambridge University Press.
- BONARDI G. AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988a) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione della catena appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- BONARDI G., CIAMPO G., & PERRONE V. (1985) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 539-549.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1: 250.000.

- BONARELLI G. (1932) - *Possibilità petrolifere nel territorio di Tramutola in Basilicata*. Giorn. di Geol., ser. 2, **7**, 25-46, Bologna.
- BONINI M. & SANI F. (2000) - *Thrusting, strike-slip and syntectonic deposition in the Potenza - Guardia Perticara area (Basilicata, Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 123-132.
- BOSCHI E., CONSOLE R., DI MARO R. & MURRU M. (1998) - *Contributo alla conoscenza della sismicità in Basilicata*. Regione Basilicata Notizie, **4-5**, Potenza.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1900*. ING-SGA, Bologna.
- BRANCACCIO L., D'ARGENIO B., FERRERI M., METCALF G., OLIVIERI A., ORTOLANI F., PESCATORE T., STANZIONE D., TORRE M. & VALLARIO A. (1979) - *Prospettive geotermiche e assetto strutturale dell'Appennino meridionale (Campania, basilicata)*. Commissione delle Comunità Europee, Direzione Generale della Ricerca Scientifica ed Educazione. Programma "Energia Geotermica".
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **15**, 685-703
- BUKRY D. (1975) - *Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **32**, 677-701.
- BUTLER R.W. (1983) - *Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the NW Alps*. Journal of Structural Geology, **5**, 125-138.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1994) - *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. France, **169**, 277-288.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Sistemi deformativi ed età dei ricopriimenti nella Val d'Agri (Appennino lucano)*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., vol. B, 73-79.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.
- CATALANO S., CARBONE S. & LENTINI F. (1993) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano*. Giornale di Geologia, **55**, 165-178.
- CATENACCI V. (1992) - *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **47**, Ist. Poligr. Dello Stato, Roma.
- CELLO G., COCCIA B., MANCINELLI A., MATTIONI L., MAZZOLI S. & SHINER P. (2003) - *Architettura pre-orogena della piattaforma carbonatica appenninica nell'alta Val d'Agri (Lucania, Italia meridionale)*. Studi Geol. Camerti, n.s., **2**, 45-52.
- CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino Molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 155-161.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the Frontal Zone of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**, 4, 753-768.
- CENTAMORE E. (1968) - *Contributo alla geologia della Basilicata: la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel II quadrante del Foglio 187 "Melfi"*. Nota preliminare. Boll. Serv. Geol. d'It., **89**, 23-35, Roma.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza)*. Studi Geol. Camerti, **1**, 97-122.
- CHIOCCHINI U. (1969) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. Boll. Serv. Geol. d'It., **90**, 3-37.
- CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 449-460.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI-FRANTONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1990) - *The Monte Facio Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 135-142.
- CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2003) - *Evoluzione tettono sedimentaria e paleogeografia dei depocentri "wedge-top" nell'ambito del "foreland basin system" pliocenico*

- dell'Appennino meridionale (settore irpino-dauno). Boll. Soc. Geol. It., **122**, 177-137.
- CINQUE A. (1992) - *Verso una reinterpretazione delle evidenze geomorfologiche di neotettonica in un'area di tetto-genesi recente: l'Appennino campano-lucano*. Il Quaternario, **5**, 2, 299-304.
- C.I.S. (a cura di PETTI F. M.) (2006) - *Gruppo delle Argille Variegate*. Commissione Italiana Stratigrafia, APAT-CNR; Catalogo delle Formazioni - Carta Geologica d'Italia 1:50.000; 7, 2, 271-280.
- CITA M.B. (1972) - *The Pliocene deep-sea record of the Mediterranean. I. Biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J. *et alii*, Initial Rep. of the Deep Sea Drill. Proj. **13**, Part 2, 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. Ital. Paleont., **81**, 527-544.
- 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.
- COTECCHIA V. & DEL PRETE M. (1984) - *The reactivation of large flows in the parts of Southern Italy affected by the earthquake of novembre 1980, with reference to the evolutive mechanism*. International Symposium on Landslides, Toronto
- COTECCHIA V. & DEL PRETE M. (1986) - *Effects of earthquake of 23th november 1980 on pre-existing landslides of Senerchia area (Southern Italy)*. Geologia Appl. Idrog., **21** (2).
- COTECCHIA V., DEL PRETE M., FEDERICO A., FENELLI G., PELLEGRINO A. & PICARELLI L. (1986) - *Studio di una colata attiva in formazioni strutturalmente complesse presso Brindisi di Montagna Scalo (Potenza)*. Atti XVI Conv. Naz. Di Geotecnica, **1**, Bologna.
- CREMA C. (1902) - *Il petrolio nel territorio di Tramutola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **50** (1924-25), 5, 1-7, Roma.
- CREMA C. (1926) - *Giacimenti della Basilicata*. Mem. descr. Carta Geol. d'It., **20**, 191-209, 2 carte geol., Roma.
- CRITELLI S., DE ROSA R., SONNINO M. & ZUFFA G. (1990) - *Significato dei depositi vulcanoclastici della Formazione delle Tufiti di Tusa (Miocene inf., Lucania meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 743-762.
- CRUDEN D. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides Types and Processes*. In: "Landslides: Investigation and Mitigation". Transportation Research Board. National Academy of Sciences.
- D'ARGENIO B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 279-299.
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 137-160.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Nazion. Lincei, **182**, 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Ed.), Structural model of Italy, Quaderni de "La ricerca scientifica", **90**, 313-327, C.N.R. Roma.
- DAZZARO L., DI NÓCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia - App. Merid.)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 411-422.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico-and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **244**, 105-127.
- DE GIORGI G. (1879) - *Note geologiche sulla Basilicata*. Tip. Salentina, pp. 155, 1 carta geol., Lecce.
- DE LORENZO G. (1892) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. dei Lincei, Cl. sc. fis., ser. 5, **1**, 9, 316-317, Roma.

- DEL PRETE M. (1981) - *Alcuni problemi geologici e geotecnici per la ricostruzione delle zone colpite dal sisma del 23-11-1980*. Atti e Relazioni dell'Accademia Pugliese delle Scienze, nuova serie, **39** (2).
- DEL PRETE M., GIACCARI E. & LORENZO P. (1994) - *Angolo ultimo e mobilità per frana di argille tettonizzate dell'Appennino meridionale*. Atti "Rencontre des Jeunes Chercheurs en Géologie Appliquée", Losanna.
- DEL PRETE M., GIACCARI E. & TRISORIO LIUZZI G. (1993) - *Rischio di frane intermittenti a cinematica lenta nelle aree montuose e collinari urbanizzate della Basilicata*. CNR - GNDICI, Unità Operativa 2.37 - Rapporto 1992, Università della Basilicata.
- DEL PRETE M. & TRISORIO LIUZZI G., (1981) - *Risultati dello studio preliminare della frana di Calitri (AV) mobilitata dal terremoto del 23 novembre 1980*. Geologia Appl. e Idrog., **16**, Bari.
- DI NIRO A. & GIANO S.I. (1995) - *Evoluzione geomorfologica del bordo orientale dell'alta val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, spec. vol. 2 (1995), 207-218.
- DI NIRO A., GIANO S.I. & SANTANGELO N. (1992) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'alta val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, spec. vol. 1 (1992), 257-263.
- DI NOCERA S., LAZZARI S., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R. & TRAMUTOLI M. (1991) - *Note illustrative della carta geologica dell'alta valle del fiume Basento (Appennino lucano, Italia)*. Atti del Convegno "Ambiente fisico, uso e tutela del territorio di Potenza", 18 marzo 1988 Potenza, 35-72, Pubbl. 1225 del G.N.D.C.I., Stab. L. Salomone, Roma.
- DI NOCERA S., LAZZARI S., PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1988a) - *Geologia dell'area urbana di Potenza*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", prestampate vol. B, 209-214, La Stamperia G. Ricolo Ed., Benevento.
- DI NOCERA S., LAZZARI S., PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1988b) - *Aspetti geologici e geotecnici dell'area urbana di Potenza*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 373-389, Roma 1992.
- DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T., PINTO F., SENATORE M.R., QUARANTIELLO R. & TORRE M. (2006) - *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali - Monti della Daunia meridionali: evoluzione tettonica e stratigrafica del settore esterno dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **125**, 39-58.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Le unità Sannitiche Auct. (Appennino centro-meridionale) rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuove ipotesi con l'introduzione dell'Unità di Frigento*. Studi Geol. Camerti, **1**, 87-102.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North Calabrian Unit: Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**, 517-526.
- DIETRICH W.E., RENEAU S.L. & WILSON C.J. (1987) - *Overview: "zero order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology*. In "Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim", Proceedings of the Corvallis Symposium. IAHS Publ. 165, 27 - 37.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) *Calcareous plankton high-resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian - lower Serravallian Ras Il-Pellegrin section (Malta)*. Riv. It. Paleont. e Strat., **108** (2), 195-210.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on the middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. e Strat., **104** (1), 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1), 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology., **42**, 1-36.
- GALDI B. (1918) - *Ricerche scientifiche e pratiche sui petroli dell'Italia meridionale*. Atti Ist. d'Inco-ragg., ser. 6, **70**, 87-238, 4 carte geol., Napoli.

- 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., **105**, 287-302.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Paleopelagos, **6**, 261-272.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. AND THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2009) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, **25**, 96-102.
- GRZYBOWSKI J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40**, 1-2, 85-97, 2 figg., Roma.
- GUERRERA F., MARTIN-MARTIN M., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequence for Western Mediterranean geodynamics*. Terra Nova, **17** (4), 358-367.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & PANARO V. (2000) - *Deformazioni gravitative dei versanti nel territorio comunale di Tolve (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 613-622, Roma.
- GUIDA D. & IACCARINO G. (1991a) - *Fasi evolutive delle frane di tipo colata nell'alta valle del F. Basento (Potenza)*. Studi Trentini Sc. Nat., Acta Geologica, **68**, 127-152.
- GUIDA D. & IACCARINO G. (1991b) - *Geologia e frane dell'alta valle del fiume Basento. Carta inventario delle frane: note illustrative*. Atti del Convegno "Ambiente fisico, uso e tutela del territorio di Potenza", 18 marzo 1988 Potenza, 73-90, Pubbl. 1225 del G.N.D.C.I., Stab. L. Salomone, Roma.
- GUIDA D., IACCARINO G. & LAZZARI S. (1988) - *Carta Inventario delle frane dell'alta valle del Basento*. Atti del Conv. "Ambiente Fisico Uso e Tutela del territorio di Potenza", Pubbl. n. 1225 CNR.
- HIEKE MERLIN O., LA VOLPE L., NAPPI G., PICCARRETA G., REDINI R. & SANTAGATI G. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 186 e 187 S. Angelo de' Lombardi e Melfi*. Servizio Geologico d'Italia, 188 pp.
- HUTCHINSON J.N. & DEL PRETE M. (1985) - *Landslides at Calitri, Southern Apennines, reactivated by the earthquake of 23rd november 1980*. Geologia Applicata ed Idrogeologia, **20** (1), Bari.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: *Plankton stratigraphy* (BOLLI H.M., SAUNDERS V.B., & PERCH-NIELSEN K., Eds), Cambridge University Press.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Statigr. ed Evoluz., Quad. **2**, 115-125.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. Trad. da "The guide-book of Italy", 134-155. Petroleum Exploration Society of Libya. Ist. Geol. Geof. Univ., pubbl. n. s., 15, Napoli.
- LAPENNA V., LORENZO P., PERRONE A., PISCITELLI S., SDAO F. & RIZZO E. (2000) - *Tomografie geoelettriche ad alta risoluzione per lo studio della frana di Giarrossa (Potenza, Basilicata)*. Atti del X Congresso Nazionale dei Geologi. *Il Territorio Fragile - Ricerca e Applicazione sul Dissesto Idrogeologico nel Mondo - Previsione* (Conferenza Internazionale), pp. 483 - 490, 6 ff. Roma, dicembre 2000.
- LAZZARI A. (1954) - *La sedimentazione dei terreni in facies di flysch secondo le antiche osservazioni di R. Zuber (con alcune considerazioni sul flysch dell'Italia meridionale)*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., ser. 4, **21**, 127-139, Napoli.
- LAZZARI A. (1959) - *Le condizioni geo-petroliifere dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, **68**, 73-89.
- LAZZARI S. (1977) - *Analisi geologica della frana di Giarrossa nel Comune di Potenza*. Rass. Dell'Economia Lucana, **20**, 1, Potenza.
- LAZZARI S., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R. & TRAMUTOLI M. (1988a) - *Il bacino plioce-nico di Potenza*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Prestampe, vol.B, 288-292, La

- Stamperia G. Ricolo Ed., Benevento.
- LAZZARI S., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R. & TRAMUTOLI M. (1988b) - *Bacini pliocenici nella zona di Potenza (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 363-371, Roma 1992.
- LAZZARI S. & RIVIELLO A. (1993) - *Modellazione e rappresentazione del rischio di frana in aree urbanizzate*. Boll. Ass. It. Cartogr., **89**, 99-116, Pubblicazione n.958 CNR-GNDICI.
- LENTINI F. (1979) - *Le unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)* Geol. Romana, **18**, 215-224.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. suppl. 1990, 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tool for reconstructing the geological evolution*. Journ. Geodynamics, **34**, 141-158.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The external thrust system in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**, 333-342
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Note illustrative del F° 506 "Sant'Arcangelo" (scala 1:50.000)*. Geodata, 46 pp., CNR-IRPI, Cosenza.
- LOIACONO F. (1975) - *Osservazioni sulle direzioni delle paleocorrenti nel Flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 1127-1155.
- LOIACONO F. (1981) - *Contributo alle ricostruzioni paleogeografiche del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 193-211.
- LORENZO P. & SDAO F. (2001) - *Instabilità dei versanti nell'alta valle del Fiume Basento, in Basilicata*. Atti del Dipartimento DISGG, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi della Basilicata. Pubbl. n. 1/2001. Potenza.
- LOTTI B. (1923) - *Intorno al problema del petrolio in Italia*. Boll. Soc. Geol. It., **42**, 303-321, Roma.
- LUCINI P. (1956) - *Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del «flysch» e quella degli scisti silicei nel territorio di Lagonegro in Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., **75**, 1, 16-23, 4 figg., Roma.
- MAGGIORE M. & WALSH N. (1975) - *I depositi Plio-Pleistocenici di Acerenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 93-109.
- MANFREDINI M. (1966) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 959-973.
- MANFREDINI M. (1986) - *Explanation notes for the geological map of southern Italy between parallels 40 and 20*. Simp. Int. Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bari.
- MARCUCCI PASSERINI M., BETTINI P., DAINELLI J. & SIRUGO A. (1987) - *The "Bonarelli Horizon" in the central Apennines (Italy): radiolarian biostratigraphy*. Cretaceous Research, **12**, 321-331.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A. W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc. Fis. Matem., **59**, 73-101.
- MARTINI E. (1971a) - *Standard tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma, 1970, **2**, 739-785.
- MARTINI E. (1971b) - *Calcareous nannoplankton from the Type Tortonian*. In SENES J. (ed.), Proc. VI Congress R.C.M.N.S., Bratislava, 53-56.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (2001) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia, compreso tra Villamaina e Monte Forcuso (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **120**, 1-15.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geol. Camerti, **12**, 117-146.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. Journal of the Geological Society, **158**, 2, 309-319.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, **324**, 239-265.
- MICONNET P. (1983) - *La région de Lagonegro (Italie méridionale): évolution géologique d'un bassin*

- dans son cadre alpin*. Thèse III cycle, Univ. De Lille, 185 pp.
- MICONNET P. (1987) - *Stratigraphie et evolution ante-tectonique de la region de Lagonegro (Bassin Lucanien, Italie meridionale)*. Annales de la Societè Geologique du Nord, **105**, 221-231.
- MIGLIORINI C. (1946) - *Osservazioni sulla tettonica dei Monti di Sala Consilina nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **65**, 37-40, Roma.
- MIGLIORINI C. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**, 29-142, 13 figg., Roma.
- MIGLIORINI C. (1952) - *Sunto geologico del sistema appenninico e gli idrocarburi*. Atti VII Conv. Naz. Met. Petr. (Taormina, 1952), **1**, 163-182, Palermo.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OGNIBEN L. (1986) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. ENEA, 357 pp.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal, **5**, 3, 321-325.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research*. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. Proceed., Roma maggio 1987, Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**, 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: VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*, 401-440, Kluwer Academic Publ., Great Britain.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992a) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **43**, 297-337.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'Arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 11 (1991/92), 417-441.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 157 "Monte S. Angelo"*. Boll. Serv. Geol. d'It. **86**, 123-189.
- PESCATORE T. (1965) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, ser. 3, **5**, 101-147.
- PESCATORE T. (1978) - *The Irpinids: A model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in Southern Italy*. In STANLEY D.J. & KELLING G. (Eds): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Down Hutchinsonson e Ros, Stroudsburg, pp. 325-333.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione Miocenica nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 27-46.
- PESCATORE T. (1994) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Lucano*. In: *Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del prof. Felice Ippolito* (a cura di G. BONARDI, B. DE VIVO, P. GASPARIANI, A. VALLARIO), Liguori Editore Napoli, 337-345.
- PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 587-601.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 453-472.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996) - *Avanfossae*

- mioceniche dell'Appennino Meridionale*. Rend. Acc. Sci. Fis. Matem., Napoli, **63**, 85-121.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999a) - *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. (1992) - "Tufti di Tusa" e flysch Numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale). Rend. Acc. Sci. Fis. Matem. Soc. Naz. Sci. Lett. Art. Napoli, **59**, 57-72.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1999b) - *Carta geologica della Lucania centrale*. Scala 1:50.000. Stab. L. Salomone, 1999, Roma.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and Miocene (Irpian basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **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., **47**, 4, 19-41.
- PIEDILATO S. & PROSSER G. (2005) - *Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: an example from the Southern Apennines (Italy)*. Journ. of Geodynamics, **39**, 386-482.
- POLEMIO M. & SDAO F. (1999) - *The role of rainfall in the landslide hazard: the case of Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy)*. Engineering Geology, **53**, 297-309.
- PORRO C. (1926) - *Abruzzo, Marche, Campania, Basilicata*. (Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia). Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**, 211-268, 2 tavv., Roma.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 57-82.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103 - 124.
- RIVIELLO A., SCHIATTARELLA M. & VACCARO M.P. (1997) - *Struttura geologica dell'area di Tolve (Basilicata) dedotta da dati di superficie e di sottosuolo*. Il Quaternario, **10**, 557-562.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, **102**, 395-412.
- SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SALVINI G. & SCOTTI P. (1996) - *The Bonarelli horizon: a guide layer in the southern Apennines (Basilicata, Italy)*. 3° Conv. FIST "Geoitalia", Vol. Abstract, 86-87.
- SACCO F. (1910) - *L'Appennino meridionale (studio geologico sintetico)* Boll. Soc. Geol. It. **29**, 53-67. Roma
- SACCO F. (1912) - *La geotecnica nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It. **31**, 24-43. Roma
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide*. I.U.G.S & Geol. Soc. of Am., 214 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**, 1-175.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 71.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **81**, 225-300.
- SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It. **75**, Roma 1957.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDUCE P. & GIANO I.S. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**, 239-251.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 738-789.
- SEPTFONTAINE M. (1974) - *Présence de Protepeneroplis trochangulata sp. nov. (Foraminifère) dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et révision de Protepeneroplis WEYNSCHENK, 1950*. Eclogae Geol. Helv., **67**, 605-628.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1908) - *Foglio n° 199 Potenza*. Carta geologica d'Italia scala 1:100.000. Prima edizione. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969a) - *Foglio n° 199 Potenza*. Carta geologica d'Italia scala 1:100.000. Seconda edizione. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969b) - *Foglio n° 200 Tricarico*. Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000. Seconda edizione. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970a) - *Foglio n° 187 Melfi*. Carta geologica d'Italia scala 1:100.000. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970b) - *Foglio n° 188 Gravina di Puglia*. Carta geologica d'Italia scala 1:100.000. Seconda edizione. Roma.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-252.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98** (1), 61-100.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene - Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of the Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**, 371 - 414
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**, 2, 337-353.
- TAVARNELLI E. & PASQUI V. (1998) - *Transtensional fault growth by isolated segment linkage: an example from the Potenza basin, Southern Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 261-269.
- TAVARNELLI E., PASQUI V., TRAMUTOLI M. & VACCARO M.P. (1998) - *Evidenze mesostrutturali di tettonica compressiva oligo-miocenica nelle unità lagonegresi (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 271-279.
- TONI G. (1988) - *Contributo alla conoscenza dei caratteri geolitologici e geotecnici della zona di Potenza centro storico in relazione al sisma del 23/11/80*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", prestampe vol. B, 403-410, La Stamperia G. Ricolo Ed., Benevento.
- TORRENTE M.M. (1990) - *Folding and thrusting in the calcareo-silico-marnosa sequence (Lagonegro area, Southern Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 511-517.
- VAN DIJK J.P., M. BELLO, C. TOSCANO, A. BERSANI & S. NARDON (2000) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines)*. Tectonophysics, **324**, 203-237.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., & TURCO E. (1984) - *Alcune osservazioni sulle Tufiti di Tusa nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 623-627.

EXTENDED ABSTRACT

The Sheet n°470 “Potenza” falls in the central Lucania sector of the Southern Apennines, which is part of the Africa-verging peri-Mediterranean Apennine-Maghrebides orogenic belt. The southern Apennines thrust-belt is due to a W-dipping subduction of the Apulia/Adria continental microplate beneath the European continental plate (D’ARGENIO *et alii*, 1975; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; DOGLIONI, 1991; ROURE *et alii*, 1991; DOGLIONI *et alii*, 1996). In the southern Apennines system, the chain of rootless nappes overthrusts a buried foreland thrust belt, known as the internal Apulian Platform or Apulian thrust system (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1991). The Apulia continental margin consists of carbonate platforms and pelagic basins, spanning from the Triassic to the Miocene (D’ARGENIO *et alii*, 1975). The platform-basin system was gradually covered since the Miocene up to the Early Pleistocene by the deep-marine to continental foreland clastic wedges related to the progressive flexure of the lithosphere beneath the advancing Apenninic thrust belt (PATACCA *et alii*, 1990; SGROSSO, 1998; CRITELLI, 1999). A significant shift of the foreland basin system depozones toward E-NE occurred starting from the Late Tortonian to Early—Middle Pleistocene, after the occurrence of rifting in the back-arc region of the Tyrrhenian area (PATACCA *et alii*, 1990; 1993).

The very complex tectonic and stratigraphic features of the Lucanian Apennines have been described in several papers (CARBONE *et alii*, 1991; LENTINI *et alii*, 2002; MAZZOLI *et alii*, 2001, 2003; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PESCATORE *et alii*, 1988; 1999). In the area of the Sheet n°470 “Potenza”, Late Triassic to Middle Miocene basin successions and middle-late Miocene to Pliocene foreland clastic successions crop out. Four main tectonic units have been distinguished: the Monte Arioso, Groppa d’Anzi, Vaglio Basilicata and San Chirico units, which are strongly deformed and thrust eastward upon the buried Apulian thrust system.

The tectonic units are formed by successions characterized by basinal and shelf-margin facies, ranging in age from Middle Triassic to Early Miocene (‘Lagonegro units’) and by basinal mainly calcareous-pelitic deposits of the Argille Variegata Group, conformably followed by Numidian quartzarenites and Serra Palazzo arenites. All the basinal deposits are referred (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1996; ROURE *et alii*, 1991) to an external basinal domain (Lagonegro basin). After LENTINI *et alii* (2002) the Argille Variegata Group cropping out in the Lucanian Apennines belong to tectonic units of internal derivation (Liguridi/Sicilidi Units) that have suffered several phases of tectonic transport; for this reason relics of such units rest now on the extreme front of the Lucanian chain and they are often confused with tectonic units of more external derivation (Lagonegro Units).

The most ancient rocks of the Lagonegro successions do not crop out in the study area; they are made up of shallow-water siliciclastic sediments, built-up limestone and, towards the top, siliciclastic deposits documenting a progressive deepening of the Lagonegro basin, as a consequence of the Triassic continental rifting (Monte Facito Fm, lower-middle Triassic, CIARAPICA *et alii*, 1990). The evolution of the extensional margins led to the formation of the pelagic Lagonegro basin, with a predominant carbonate sedimentation (cherty limestones) up to the late Triassic ('Calcari con selce' Fm), later replaced by siliceous sedimentation (prevalently radiolarites and cherts) in the Jurassic ('Scisti silicei' Fm), which widely crop out in the sheet area. During the early Cretaceous, a turbiditic sedimentation of siliceous marls and shales occurred ('Galestri' Fm). This indicates the persistence of pelagic conditions (at least in the axial zone of the basin). Between the late Cretaceous and the early Miocene, calcareous-clastic sediments interbedded with reddish marls and shales ('Flysch Rosso' Fm) and varicoloured clays, marly limestones and marls ('Argille Varicolori' and Corleto Perticara Fm) mainly deposited in the Lagonegro basin.

Facies analyses and mapping of the Triassic to early Miocene units allowed us to identify three different successions of Lagonegro units. In the westernmost areas, the successions are characterized by frequent occurrence of coarse to fine calciclastic deposits settled by dense gravity flows coming from a carbonate platform margin as well as by slumps and greater thicknesses of the single formations. The geometry of the sedimentary bodies, the palaeocurrent directions, and the grain size distribution of the redeposited limestone suggest that the carbonate input came from the western sectors. These deposits form the internal (i.e. western) margin of the Lagonegro basin and have been ascribed to the Monte Arioso Unit (PESCATORE *et alii*, 1988).

The successions cropping out in the central zone are typically composed of pelagic sediments (varicoloured clays and shales) intercalated with fine carbonate turbidites representing the most distal facies of the coarser proximal facies described above. Therefore, these units show lateral relationships with the margin and base of slope sequences previously described and record sedimentation along the axial zone of the Lagonegro basin. These deposits are ascribed to the Groppa d'Anzi Unit (PESCATORE *et alii*, 1988). The facies pattern and its persistence during the life of the basin indicate that the Lagonegro palaeogeographic domain had to be bounded by carbonate platforms on both sides. The 'Argille Varicolori' is believed to be of internal provenance ('Sicilide Complex') after OGNIBEN (1969) and CARBONE *et alii* (1988).

In the "Argille Varicolori" sequences fault-related folding complex structures are widespread with significant along-strike variations in thrust displacement. These structures display both vertical and lateral changes in style; deformation is expressed by the development in the pelites of asymmetrical folds with strongly

refolded fold axes and pervasive cleavage, producing sometimes a chaotic assemblage of the strata.

The successions outcropping in the easternmost areas only consist of middle Cretaceous to early Miocene formations (PESCATORE *et alii*, 1988; GALLICCHIO *et alii*, 1996). They show facies similar to those observed in the western sectors although, in this case, the input came from the eastern sectors. These successions, forming the Vaglio Basilicata and San Chirico units (Campomaggiore Unit, *sensu* PESCATORE *et alii*, 1988), are mainly ascribed to Flysch Rosso and Numidian Flysch formations.

The Numidian Flysch and other correlated upper Oligocene to lower Miocene successions conformably overlie the uppermost Lagonegro basinal units, i.e. Flysch Rosso, Argille Varicolori and Corleto Perticara formations. In particular, siliciclastic, volcanoclastic and calciclastic deposits with frequent intercalations of carbonate megabreccias and calcareous olistoliths coming from neritic environments (Paola Doce Formation, after PESCATORE *et alii* 1992, upper Oligocene-lower Miocene in age) conformably overlie the Lagonegro successions. The Paola Doce Formation laterally passes into a succession contemporaneous with the so-called 'Tufti di Tusa' (OGNIBEN, 1969), mainly formed by siliciclastic and volcanoclastic sediments with frequent intercalations of carbonate turbidites. Both Paola Doce and Tufti di Tusa formations grade into the overlying Numidian quartzarenites (Langhian). In the northwestern sectors the Numidian sandstone conformably overlies the marls, clays and shales of the Lagonegro basin ('Flysch Rosso' and 'Argille Varicolori').

Siliciclastic and calciclastic deposits (Serra Palazzo Fm), conformably lying on the Langhian Numidian quartzarenites, outcrop along the easternmost belt (San Chirico unit). Palaeocurrent directions and other sedimentological features suggest a western provenance for the siliciclastic input, whereas calciclastic material was supplied by the eastern Apulian platform. The depositional environment of the Serra Palazzo Fm was the foredeep basin located between the Langhian-Tortonian thrust belt to the west and the undeformed Apulian platform to the east.

After the Langhian, the contractional tectonics involved the whole western platform and the Numidian basin (PESCATORE *et alii*, 1992); Early Miocene palaeogeography was then strongly modified.

The tectonic units are unconformably overlain by middle-late Miocene terrigenous flysch deposits (Gorgoglione Flysch) and Pliocene unconformity bounded marine to alluvial units (Ariano Irpino Supersynthem).

The Gorgoglione Flysch is formed by flyschoid sequences made up of deep-sea conglomerates, sandstones and pelites unconformably lying on the Lagonegro and Numidian units. These deposits contain a mixture of clasts resulting from erosion of the Apenninic carbonate platform, Lagonegro pelagic units and crystalline nappes.

The Lagonegro units of the Lucanian Apennines show a very complicated structural style characterised by strong lateral variability of map-scale structures; further, this sector is widely affected by Plio-Quaternary strike-slip and extensional faults mainly oriented according to $N120\pm 10^\circ$, $N150\pm 10^\circ$ and $N50\pm 20^\circ$ trends. Yet, excluding the brittle deformation due to Quaternary faulting, the complexity of structural styles seems to result from the Pliocene refolding of more ancient structures produced by middle-late Miocene deformation.

In the Early-Middle Pliocene (*Ariano supersynthem*) new wedge-top depozone basins develop along the new chain margin, representing the paleo Adriatic Sea western border. The Pliocene wedge-top deposits are formed by alluvial, lagoonal, coastal marine and shelf marine mainly clastic successions up to about 1.500 m thick. They lie with a regional unconformity on several tectonic units of the orogenic wedge.

Two major synthem have been recognised in the Ariano Supersynthem. The lower one (*Tricarico synthem*) has an Early Pliocene age and is about 100 m thick; the upper one (*Tolve synthem*) is Middle-Late Pliocene in age (biozones MP14b - MP15b) and is up to 1.300 m thick; both are characterised by mainly transgressive basal facies and thick regressive top facies.

Facies associations related to alluvial, lagoonal, coastal marine and shelf marine sedimentation environments have been identified and interpreted. The gravel alluvial facies associations are represented both by channelled-flow gravel deposits and by mass-flow deposits. The coastal marine environments are formed by sandy-conglomeratic facies associations and sandy facies associations, which show shoreface and foreshore typical sedimentary structures and localised traces of biological activity and remains of littoral environment shells. Also near-shore gravel facies associations, related to fluvial systems, are recognisable. The shelf marine facies associations are represented by bioturbated sandy or silty marly clays with sedimentation below the normal wave base.

The sedimentary, palaeoenvironmental and palaeogeographic Pliocene evolution has been strongly influenced by the coeval tectonic evolution of the chain. In compressional orogenic systems, such as the Southern Apennines, tectonic activity can largely overprint the effects of eustatic sea-level fluctuations, so that significant changes in the relative sea level can be mostly produced by flexural subsidence plus thrust activity.

All these units tectonically lie on the buried Apulian platform which is covered, at least in the eastern sector of the chain, by Pliocene to Pleistocene foredeep deposits.

LEGEND

CONTINENTAL PLIO-QUATERNARY DEPOSITS**Ubiquitous deposits**

Anthropic deposits (h) Urban waste and quarry materials; dump. Thickness up to 10 m. (*Present*)

Landslide deposits (a_{1a}) Loose, chaotic, heterometric deposits, whose features depend on the involved original sedimentary succession; the landslide phenomena show on going movements. Thickness up to 10 m. (*Present*)

Alluvial deposits (b_a) Gravel and gravelly sands with sandy and silty lenses. Current fluvial deposits along river bed and high-water bed; torrent-like active fan deposits. Thickness up to some tens of meters. (*Present*)

Lacustrine deposits (e₂) Whitish silts and sands with gravelly lenses. Coastal deposits of the artificial lake of Acerenza. Thickness up to 10 m. (*Present*)

Recent alluvial deposits (b_b) Gravels and sandy gravels, slightly cemented, with sandy and silty lenses; silty sands with gravelly lenses and silts, locally affected by pedogenesis. Eroded alluvial deposits, and terraced alluvial deposits usually placed up to a + 8 - 10 m above the current river bed; inactive and eroded torrent-like fan deposits. Thickness between some meters to some tens of meters. (*Late Pleistocene p.p. ? - Holocene*)

Eluvial and colluvial cover (b₂) Brown-blackish sands and silts, with calcareous, marly and arenaceous granules and mixed with reworked pyroclastic deposits affected by pedogenesis. Colluvial deposits form fillings in hollows along slopes and are interlayered with gravelly alluvial deposits and landslide bodies. Eluvial deposits are located along morphological flat surfaces of mountain ridge. Highly variable thickness up to 10 m, with a medium value of 1-2 m. (*Late Pleistocene ? - Present*)

Slope deposits (a) Loose heterometric, generally cross-stratified, debris forming cones or belts located along slopes and valleys. Thickness up to some meters (*Late Pleistocene ? - Present*)

Ancient landslide deposits (a_{1b}) Chaotic, locally affected by pedogenesis, heterometric deposits, whose features depend on the involved original sedi-

mentary succession. Thickness up to some tens of meters. (*Late Pleistocene ? - Holocene*)

Lacustrine and palustrine deposits (e) Sands and silts with polymictic gravel lenses. Thickness up to 10 m. (*Middle-Late Pleistocene ? - Holocene ?*)

Slope foot debris (a₃) Loose, generally cross-stratified, debris, formed by rock angular pebbles to boulders in a sandy-clayey matrix, with gravelly lenses and sandy-silty layers; it forms cones or belts located at the base of slopes. Thickness up to 5-10 m. (*Middle Pleistocene ? - Present*)

Ruoti ancient landslide deposits (a_{1c}) Clayey-marly, usually chaotic, debris with gravels, calcareous and arenaceous blocks and sometimes with 10 to 20 m thick, sometimes undeformed, strata set. They form wide bodies in the surroundings of Ruoti city and are related to ancient landslides. Thickness up to some tens of meters. (*Middle-Late Pleistocene ?*)

Entirely formed deposits subdivided in drainage basins

BASENTO RIVER SUPERSYNTHEM (BT) Formed alluvial deposits referred to the Basento River drainage basin; they lay on *TLV₁* and on substratum units with an angular unconformity contact and are bounded upward by an erosional contact mainly to alluvial deposits **b_a**. In the sheet area is formed by two synthems. Total thickness about 50 m. (*Middle p.p. - Late ? Pleistocene*)

FIUMARA DEL MATTINO SYNTHEM (FTN) Syntem formed by clayey silts and clays with gravelly lenses and peat layers, bounded upward and downward by erosional unconformities. The succession lays on *TLV₁*, **FYG** and **AV** with an angular unconformity, and is bounded upward by an erosional contact to deposits **b_a**, **b₂** and **a_{1b}**. Fluvial-lacustrine basin and alluvial fan deposits. Maximum thickness about 30 m. (*Middle p.p. - Late ? Pleistocene*)

CHIANCHETTA SYNTHEM (CNC) Silts and silty sands with light grey clays with freshwater species remains and blackish bituminous clays layers, suspended on the slope up to + 40-50 m from the bottom of the valley. They unconformable lay on *TLV₁*. Likely lacustrine-palustrine environment; thickness about 20 m. (*Middle Pleistocene p.p.*)

BRADANO RIVER SUPERSYNTHEM (BD) Formed alluvial deposits referred to the Bradano River drainage basin; they lay on substratum units with an angular unconformity contact and are bounded upward by an erosional contact

mainly to alluvial deposits **b_a**. In the sheet area it is formed only by one synthem. Total thickness up to some tens of meters. (*Late Pleistocene p.p.*)

POSSIDENTE SYNTHEM (PSS) Loose deposit, some meters thick, formed by silty and clayey sands with gravelly lenses, locally affected by pedogenesis, located on a glacia surface (*PSS_{b8} lithofacies*). In the bottom of the valley of the Possidente plain, sandy deposits are heteropic to clayey silts and clays with gravel lenses and peat layers referable to a lacustrine-palustrine basin (*PSS_e lithofacies*), laterally fading to a wide alluvial gravelly fan (*PSS_b lithofacies*). The synthem unconformably lies on various substratum units, such as **FYR**, **FYN** and **AV**, and is bounded upward by debris **a₃** and by alluvial deposits **b_a**. Glacia deposits laterally passing to slope debris and lacustrine-palustrine deposits. Thickness up to some tens of meters. (*Late Pleistocene p.p. ?*)

Entirely formed units not subdivided in drainage basins

MONTE DEL VESCOVO SYNTHEM (VSV) Polymictic and heterometric, not bedded, conglomerates, sometimes sandy-silty reddish or yellowish matrix-supported, well packed and sometimes cemented. They unconformably lay on eroded paleo-surfaces in *TCR_c*, *TLV₁* and *TLV₂* deposits and in Monte Arioso and Groppa d'Anzi tectonic units and are locally bounded upward by erosional contact to eluvial and colluvial cover **b₂** and to debris **a₃**. Continental environment. Thickness up to some tens of meters. (*Late Pliocene p.p. - Early-Middle Pleistocene p.p.*)

APENNINIC CHAIN PLIOCENE BASINS UNITS

Potenza-Tricarico Basin Units

ARIANO IRPINO SUPERSYNTHEM (AR) Clayey, sandy and gravelly successions of alluvial, nearshore and marine environments, deposited in wedge-top basins. Two synthems are present, which unconformably lay on various formations of the substratum tectonic units. Total thickness up to 1.500 m. (*Early p.p. - Late p.p. Pliocene*)

TOLVE SYNTHEM (TLV) Clayey, sandy and gravelly successions, forming two subsynthems, of alluvial, nearshore and marine environments, which are bounded downward by a strong angular unconformity on pre-Pliocene substratum units and on *TCR_c*, and upward by an erosional unconformity to *VSV* conglomerates. Thickness from 1.000 to 1.300 m. (*Middle p.p. - Late p.p. Pliocene*)

Acerenza Subsynthem (TLV_2) Subsynthem formed by two partly heteropic lithofacies. An *arenaceous-sandy lithofacies (TLV_{2a})* is present usually at the base, 50 to 80 m thick, formed by coarse- to medium- grained sands and arenites, medium to very thickly bedded, with micro-conglomerates layers with erosional base and calcarenites and bioclastic arenites rich in fragments of lamellibranch shells. Upward and partly heteropic contact with a *silty-clayey lithofacies (TLV_{2b})*, from 80 m (Acerenza and Pietragalla) to 400 m (Rupe Chiaromonte) thick, formed by grey to sky-blue, yellowish if weathered, silty clays, rich in small shells of lamellibranchs and gastropods, and massive or very thinly bedded, sometimes with thin layers of silty sands, arenites and micro-conglomerates. The unit lies with an angular unconformity on TLV_1 and on basinal successions of the San Chirico tectonic unit, and is bounded upward through an erosive unconformity by *VSV*. The lithofacies TLV_{2a} is referred to an infra-circa-littoral depositional environment; *Globorotalia bononiensis* (MPI4b-MPI5a zones) is present among planktonic foraminifera. The lithofacies TLV_{2b} is referred to an epibathyal-circalittoral and infralittoral depositional environments; *Globorotalia crassaformis* and *Bulimina marginata* (MPI5b zone) are present among planktonic foraminifera, and *Costa edwardsi* among ostracods. Medium thickness of 500 m. (*Middle-Late Pliocene*)

Potenza Subsynthem (TLV_1) Subsynthem formed by four partly heteropic lithofacies. The *conglomeratic-sandy lithofacies (TLV_{1a})*, 50 to 100 m thick, is formed by polymictic, not too thickly bedded, conglomerates with angular to rounded pebbles and reddish to yellowish sandy matrix, sometimes matrix-supported, of nearshore to fluvial-deltaic environments. Arenites are locally interbedded with grey siltites lenses rich in small lamellibranchs shells and at the base with low-angle cross-laminated bioclastic calcareous arenites with ostreids and pectinid shell fragments and with intercalations of reddish polymictic conglomerates. In the eastern sectors of the sheet well bedded sandstones with micro-conglomerates layers, bioclastic arenites rich in lamellibranchs shell fragments, and friable yellowish calcarenites with ostreids and pectinid shell fragments are present. The *sandy lithofacies (TLV_{1b})*, about 500 m thick, is formed by fine- to medium-grained sandstones, grey sky-blue or yellowish, well bedded, sometimes cemented, with rare lens-shaped layers of micro-conglomerates and clayey and sandy siltites, bioclastic calcarenites and arenites beds; circalittoral to infralittoral environment. The *clayey-sandy lithofacies (TLV_{1c})*, about 40 m thick, is formed by interlayered light grey clayey and sandy siltites and silty clays, massive to thinly bedded; neritic environment. The *conglomeratic lithofacies (TLV_{1d})*, medium 80-100 m thick, is formed by polymictic conglomerates, characterized by well rounded pebbles and sandy-silty matrix, usually well cemented, massive or thickly bedded, with intercalations of sandy silts and sands; nearshore to fluvial-deltaic environments. The subsynthem lies with an angular unconformity on the

formations of the Monte Arioso, San Chirico and Groppa d'Anzi tectonic units and on **TCR_c**, and is bounded upward through erosive unconformity surfaces by **TLV₂** and **VSV**. Fluvial-deltaic, circalittoral-infralittoral and neritic depositional environments. In the clayey and sandy lithofacies, *Globorotalia bononiensis* and transitional morphotypes between *G. bononiensis* and *G. inflata* (MPI4b-MPI5a zones) are present among planktonic foraminifera. Thickness from 500-600 m (Potenza) to 700-800 m (Sant'Ilario di Atella, Avigliano, Ruoti and Toppa Romito). (*Middle Pliocene p.p.*)

TRICARICO SYNTHEM (TCR) Mainly arenaceous successions of coastal environment, which lay with an angular unconformity and erosional contact on the units **PDO**, **CPA** and **AV** of the Groppa d'Anzi tectonic unit and are bounded upward by an angular unconformity to **TLV₁**. In the sheet only an *arenaceous lithofacies (TCR_c)* is present, formed by medium- to coarse-grained grey and brown-reddish sandstones, well bedded, sometimes friable, with intercalations of conglomerates, sands and bioclastic calcarenites rich in macrofossils (lamelibranchs, ecc.) in the higher part of the succession. Thickness lower than 100 m. (*Early Pliocene p.p.*)

MIOCENE SINOROGENIC UNITS

GORGOGNONE FLYSCH (FGO) Well-stratified turbiditic arkosic arenites, conglomerates, siltstones and marly-silty clays. Medium- to coarse-grained arenites, medium- to very thickly-bedded, sometimes with amalgamated strata, and with T_{a-c} to T_{b-d} Bouma sequences; basal bedding surfaces may show flute-casts and load-casts. Massive or graded, thickly to very thickly-bedded, conglomerates, lens-shaped and with basal erosional surfaces, often amalgamated; pebbles and cobbles are mainly formed by granite, jasper, siliceiferous marl, calcarenite and platform limestone. Pelites are formed by thinly bedded grey silty and marly clays. Unconformable stratigraphic basal contact on **CPA** and **AV** of the Groppa d'Anzi tectonic unit; upper limit not exposed. "Satellite basin" mainly turbiditic siliciclastic deposits. *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides obliquus obliquus* and *Orbulina universa* are present among planktonic foraminifera. Thickness 150 m. (*Late Serravallian ? - Tortonian*)

TECTONIC UNITS OF THE APENNINIC CHAIN

MONTE ARIOSO TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, medium to thickly bedded quartz-arenites and quartz-siltites, with siliceous cement and well-

rounded medium-coarse grained quartz clasts, sometimes with marly-clayey and marly-calcareous beds. Conformable and sharp lower limit on **FYR** and its lithofacies **FYR_a**; upper limit not exposed. Basinal marine terrigenous successions formed by gravity and turbidity flows deposits and secondary hemipelagites. *Globigerinoides bisphericus* and *G. subquadratus* (*Globigerinoides trilobus* zone) are present among planktonic foraminifera; *Sphenolithus heteromorphus* (CN3 zone) is present among calcareous nannoplankton. Thickness up to 100 m. (*Late Burdigalian- Langhian p.p.*)

“FLYSCH ROSSO” (FYR) (cfr. **“internal Flysch Rosso” Auct.**) Alternations of turbiditic bioclastic, tabular thinly bedded, grey and whitish calcarenites, white and pink calcilutites and marly limestones, often affected by bioturbation, marly argillites and marls and red, grey and green, sometimes partially siliciferous, clays. Sometimes calcilutites and marly limestones with grey and white chert lenses and nodules, interbedded with grey marly claystones and siliciferous clays are present near the base of the succession. The *calcareous-clastic lithofacies* (**FYR_a**) is formed by interlayered whitish calcarenites, calcirudites, marly limestones and marly clays with lens-shaped layers of bioclastic calcirudites with erosional basal contact. The formation is locally subdivided in two members, and the lower stratigraphic contact is transitional to **FYG** and the upper contact is sharp to **FYN**. Slope-base and basin marine successions, formed by deposits of gravitative flows and hemipelagites. Microfossil associations usually scarce, sometimes referable to Eocene-Oligocene. *Zyghrablithus bijugatus*, *Discoaster tani nodifer*, *D. saipanensis*, *D. barbadiensis* and *D. deflandrei* (CP14b and CP15 zones) are present among calcareous nannoplankton. Total thickness about 350 m. (*Late Cretaceous - Early Miocene*)

Calcareous member (FYR₂) Medium- to coarse-grained whitish calcarenites, medium- to thickly-bedded, with rudistae, alveolinae and nummulites remains; lens-shaped layers of bioclastic (macroforaminifera, bryozoa, lithothamnium, sponge, lithoclasts with rudistae fragments) calcirudites with erosional basal contact and medium levels of whitish calcilutites, and grey and reddish marls and marly clays. The lower stratigraphic contact is transitional and partly heteropic to **FYR₁**; upper limit not exposed. Slope-base and basin marine, mainly turbiditic successions. *Globorotalia opima opima* with *Globigerina tripartita* are present among planktonic foraminifera; *Sphenolithus distentus* with *Coccolithus miopelagicus* and *Cyclicargolithus floridanus* are present among calcareous nannoplankton. Thickness about 100-150 m. (*Late Cretaceous - Early Miocene*)

Siliceous member (FYR₁) Thin strata of green and red jaspers and siliceous argillites and marls with intercalations of calcilutites and partly siliceous clayey

marls. The lower stratigraphic contact of the membre is transitional to **FYG** and the upper contact is partly heteropic to **FYR₂**. Basin marine successions, formed by hemipelagites and deposits of distal gravitative flows. Thickness about 50-100 m. (*Late Cretaceous p.p.*)

“FLYSCH GALESTRINO” (FYG) Thin strata of gray and yellow, locally siliceous, calcilutites and calcisiltites, calcareous and siliceous marls with conchoidal fracture and with radiolarian and sponge spicules, black, grey and green siliceous acicular argillites with prismatic surfaces and rare turbiditic calcarenites. Sometimes in the lower part the *lithofacies* **FYG_a** is present; it is formed by thin strata of grey-greenish siliceous marls, dark grey, violet and greenish siliceous acicular argillites and grey-yellowish calcilutites. The formation presents a gradual contact on **STS** and upward pass gradually to **FYR**. Deep basalinal deposits with calciclastic gravity flows. Microfossils are formed by *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* spp. and scarce calpionellids. Total thickness of 300 - 400 m. (*Early Cretaceous*)

“SCISTI SILICEI” (STS) Thin dark red, grey, violet and green radiolarites and siliceous acicular argillites, with scarce beds of graded calcirudites (“brecchiole”), calcarenites and siliceous calcilutites and marls. The lower limit is not exposed and upward pass gradually to **FYG**. Deep basalinal deposits with distal turbidites. In the calcirudites some bioclastic layers are present, with echinoids, lamellibranchs, brachiopoda (*Pygope* sp.) and corals; in the siliceous layers abundant radiolarian and sponge spicules are present. Thickness about 250 m. (*Late Triassic - Jurassic*)

GROPPA D’ANZI TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, medium to thickly bedded quartz-arenites and quartz-siltites, with siliceous cement and well-rounded medium-coarse grained quartz clasts, sometimes with marly-clayey and marly-calcareous beds. At the base of the formation alternations of yellow-orange quartz-arenites and reddish clayey marls are locally present. Conformable and sharp lower limit on **PDO**, **CPA** and **AV**; upper limit not exposed. Basinal marine terrigenous successions formed by gravity and turbidity flows deposits and secondary hemipelagites. *Sphenolithus heteromorphus* (CN3 zone) is present among calcareous nannoplankton. Thickness from 200 to 350 m. (*Late Burdigalian-Langhian p.p.*)

PAOLA DOCE Formation (PDO) Formation entirely subdivided into two heteropic lithofacies, formed by calcareous-clastic, pelitic and arenaceous tur-

biditic strata of tuffaceous and numidian origin, and in a calcareous-siliceous basal member (**PDO₁**), which is heteropic with the lower part of the formation. The arenaceous-clayey-calcareous lithofacies (**PDO_a**) is formed by irregularly stratified alternation of arkosic-lithic and volcanoclastic arenites, fine-grained “numidian” quartz-arenites, grey silty and marly clays, thinly bedded marly calcilutites and whitish marls, bioclastic turbiditic calcarenites. At different heights, some meters thick chaotic layers are present, formed by sinsedimentary landslides. The arenaceous lithofacies (**PDO_b**) is formed by thinly bedded strata of arkosic-lithic arenites, grey-greenish silty and marly clays and whitish marls. More frequently in the upper part, brown-yellowish and greenish, medium- to fine-grained volcanoclastic arenites are present. It lies with a conformable and sharp lower limit on **CPA** and **AV** and upward passes gradually to **FYN**. Basin marine successions, formed by deposits of turbidity currents and hemipelagites. Middle Eocene reworked species are present among calcareous nannoplankton; *Globigerina venezuelana*, *G. ciperensis ciperensis*, *Globorotalia opima nana*, *Neogloquadrina continuosa* and *Globoquadrina dehiscens* are described in literature among planktonic foraminifera. Total thickness of 500 m. (*late Oligocene - early Miocene*)

Calcareous Member (PDO₁) Medium-to thick-bedded turbiditic calcarenites, calcilutites, white and green marls, and clayey marls. At the base is locally present a ten meters thick layer of red, green and light grey jaspers (*lithofacies PDO_{1a}*). It lies with a conformable and partly heteropic lower limit on **CPA** and **AV** and upward passes gradually to lithofacies **PDO_a** and laterally to lithofacies **PDO_b**. Slope-base and basin marine successions, formed by deposits of turbiditic flows and hemipelagites. *Coccolithus miopelagicus*, *Sphenolithus ciperensis*, *Discoaster deflandrei* e *Zygrhablithus bijugatus* are present among calcareous nannoplankton. Thickness up to 100 m. (*late Oligocene*)

CORLETO PERTICARA FORMATION (CPA) Thickly to medium bedded yellow-grey calcareous marls, marly limestones and calcilutites with dark manganeseiferous patinae, sometime siliciferous (named “pietra paesina”), interbedded with whitish fine-grained calcarenites, brown-grey marls and silty-clayey marls and thin silty-sandy levels. At the base some varicoloured clays lenses with limestone layers are present; usually toward the top but sometime heteropic to the entire formation, an *arenaceous-marly lithofacies (CPA_a)* is present. It is formed by thick to medium strata of white and yellow calcareous marls and calcilutites and grey, green and rose, marly claystone with intercalations of bioclastic calcarenites with nummulites and discocyclines, quartzolithic and arkosic arenites, and usually coarse-grained and thick bedded, muscovitic volcanoclastic arenites. It lies with a conformable lower limit on **AV** and upward passes gradually to **FYN** and

laterally heteropically with the upper part of **AV** and with **PDO**. Basin calciclastic turbiditic and hemipelagitic deposits. In the lithofacies **CPA_a** *Cyclicargolithus floridanus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Pontosphaera multipora* and *Sphenolithus radians* (zona CP15b) are present among calcareous nannoplankton. Thickness up to 250 m. (*Eocene - early Miocene p.p.*)

“ARGILLE VARIEGATE” GROUP (AV) (cfr. **“Argille Varicolori lagonegresi”** *Auct.*) Marly claystones and varicoloured and grey argillites, marls and clays with faint or discontinuous bedding with lens-shaped medium to thick beds of calcareous marls, marly limestones and calcilutites sometime siliceiferous (named “pietra paesina” and “alberese”) and of white biocalciruditic and biocalcarenitic resedimented deposits, with abundant reworked microfauna (alveolinae, nummulites, etc.) and rudist fragments in the lithoclasts, sometimes with jaspers and chert; toward the top some levels of quartz-arenites and volcanoclastic arenites are present. It lies with a conformable lower limit on **FYG** and upward passes gradually to **FYN** and laterally heteropically with the upper part of **CPA** and with **PDO**. Calcareous turbidites and hemipelagitic deposits of base-of-slope to basin marine successions. *Triquetrorhabdulus carinatus* (FO in the NP25 zone) is present in the upper part of the succession. Thickness from 100 m to 400 m. (*Late Cretaceous- early Miocene*)

“FLYSCH GALESTRINO” (FYG) Thin strata of gray and yellow, locally siliceous, calcilutites and calcisiltites, calcareous and siliceous marls with conchoidal fracture and with radiolarian and sponge spicules, grey and green, red if altered, siliceous acicular argillites with prismatic surfaces and rare turbiditic calcarenites. The formation upward passes gradually to **AV**; the lower limit is not exposed. Deep basinal deposits with calciclastic gravity flows. In the calcareous layers microfossils are formed by *Nautiloculina oolithica* and *Trocholina* sp.. Total thickness of 200 - 350 m. (*Early Cretaceous*)

VAGLIO BASILICATA TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, medium to thickly bedded quartz-arenites and quartz-siltites, with siliceous cement and well-rounded medium-coarse grained quartz clasts, sometimes with marly-clayey and marly-calcareous beds. Conformable and sharp lower limit on **FYR** and **FYR_b**; upper limit not exposed. Basinal marine terrigenous successions formed by gravity and turbidity flows deposits and secondary hemipelagites. *Sphenolithus heteromorphus* (CN3 zone) is present among calcareous nannoplankton. Thickness of 500 m. (*Late Burdigalian- Langhian p.p.*)

“FLYSCH ROSSO” (FYR) (cfr. **“Flysch Rosso esterno”** *Auct.*) Red, grey and green marly argillites and argillites with subordinate intercalations of thin-bedded white and pink marly limestones, calcilutites and calcarenites; at the base radiolarites, marly clays and red and brown siliceous claystones. Two main lithofacies and a basal siliceiferous member are present. The *calcareous-clastic lithofacies* (**FYR_a**) is formed by graded and laminated strata of medium- to coarse-grained bioclastic calcarenites with alveolinae and nummulites fragments; lens-shaped, up to 1 m thick, layers of bioclastic (macroforaminifera, bryozoa, lithothamnium, sponge, etc.) calcirudites with erosional basal contact are present. The *pelitic lithofacies* (**FYR_b**) is formed by grey, brown, red and green, clays, marly clays and argillites with manganiferous patinae, and intercalations of whitish and rose marls, calcilutites and turbiditic bioclastic (mainly macroforaminifera) calcarenites, and rare thin red and green jaspers. Conformable, gradual and partly heteropic, lower limit on **FYG** and upper sharp limit with **FYN**. Base-of-slope to basin marine successions, formed by gravity flow and hemipelagitic deposits. Thickness of some hundreds of meters. (*Early Cretaceous p.p. - Early Miocene*)

Siliceous member (FYR₁) (cfr. **“Argilliti di Campomaggiore”** *Auct.*) Red, green, grey and brown marly argillites, clays and argillites with manganiferous patinae, with intercalations of thin-bedded white and pink, sometimes siliceous marls, calcilutites and calcarenites, and very thin strata of red and green radiolarites. In the lower part of the member is present a 1 m thick layer, referable to the **“Orizzonte Bonarelli** *Auct.*”, formed by thinly-bedded radiolarites, green-grey and blackish and bituminous shale. It is characterized by a radiolarian association revealing the Cenomanian-Turonian boundary. Conformable, gradual and partly heteropic, upper limit to lithofacies **FYR_b**; the basal limit is not exposed, but published data refer to a lower limit on **FYG**. Basin hemipelagites and turbidity flows calcareous deposits. Thickness of about 200 m. (*late Valanginian ?- early Turonian*)

“FLYSCH GALESTRINO” (FYG) Thin strata of black, grey and green siliceous acicular argillites with prismatic surfaces, grey-blue, red if altered, siliceous marls with conchoidal fracture and with radiolarian and sponge spicules, gray and yellow, locally siliceous, calcilutites and calcisiltites. The formation upward passes gradually to **FYR** and **FYR₁** and is heteropic to the middle-lower part of **FYR₁**; the lower limit is not exposed. Deep basinal deposits with distal calciclastic gravity flows. Total thickness of 200 - 350 m. (*Early Cretaceous*)

SAN CHIRICO TECTONIC UNIT

TORRENTE FLAGA SILTY CLAYS (TFA) Thin-bedded clayey marls and

marly clays with thin grey-yellow silty-arenaceous strata. Conformable, gradual lower limit on **PAA** and upper limit not exposed. Basinal deposits with hemipelagites and distal turbidites. *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina bulloides* and *G. falconensis* are present among planktonic foraminifera. Outcropping thickness of about 50 m. (*middle-late Serravallian - Tortonian* ?)

SERRA PALAZZO FORMATION (PAA) Arenaceous-calcareous-pelitic successions, forming two partly heteropic members. Conformable, gradual lower limit on **FYN** and upper limit to **TFA**. Foredeep basin silici-clastic and calciclastic turbiditic deposits and hemipelagitic deposits. Microfossils younger than Langhian - late Serravallian. Thickness up to about 1.200 m. (*late Langhian - late Serravallian*)

Pantano dei Gamberi Member (PAA₃) The member crops out only with the *silty-calcareous lithofacies (PAA_{3b})*, formed by fine- to medium-grained, medium bedded arenites; 2-3 m thick lens-shaped strata of graded microconglomerates with erosional base; laminated and thin-bedded clays and silty clays, clayey and calcareous marls and whitish calcarenites. It lies with a conformable, and partly heteropic, lower limit on **PAA₂**. Foredeep basin silici-clastic and calciclastic turbiditic deposits and hemipelagitic deposits. In the pelitic strata *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina universa* and *O. suturalis* are present among planktonic foraminifera. Thickness 400 m. (*Serravallian p.p.*)

Vallone Forluso Member (PAA₂) Alternations of arkosic and quartz-feldspatic turbiditic arenites and siltites, silty and marly claystones and very scarce calcarenites and hybrid arenites. It lies with a conformable and gradual lower limit on **FYN** and upward passes gradually to **PAA_{3b}** or directly to **TFA**. Foredeep basin silici-clastic turbiditic and hemipelagitic deposits. In the lower part of the member *Orbulina suturalis* is present among planktonic foraminifera, together with *Coccolithus miopelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster exilis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera minuta* e *Sphenolithus heteromorphus*, which are present among calcareous nannoplankton. In the middle part of the member *Calcidiscus macintyreii* (=11µm), together with, among others, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (>7 mµ), *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Discoaster exilis*, *D. variabilis*, and *Calcidiscus leptoporus* (subzona MNN6b) among calcareous nannoplankton. In the higher part of the member *Neogloboquadrina acostaensis* (zona MMi8) is present among planktonic foraminifera. Thickness up to 800 m. (*late Langhian - late Serravallian*)

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, medium to thickly bedded quartz-arenites and quartz-siltites, with siliceous cement and well-round-

ed medium-coarse grained quartz clasts, sometimes with marly-clayey and marly-calcareous beds. Conformable and sharp lower limit on **FYR** and upper gradual limit with **PAA**. Basinal marine terrigenous successions formed by gravity and turbidity flows deposits and secondary hemipelagites. *Sphenolithus heteromorphus* (CN3 zone) is present among calcareous nannoplankton. Thickness of 300-400 m. (*Late Burdigalian- Langhian p.p.*)

FLYSCH ROSSO (FYR) (cfr. “**Flysch Rosso esterno**” *Auct.*)

The formation is represented only by the *pelitic lithofacies (FYR_p)*, formed by grey and brown, locally red and green, clays, marly clays and argillites with manganiferous patinae, and intercalations of whitish and rose marls, calcilutites and turbiditic bioclastic (mainly macroforaminifera) calcarenites, and rare thinly-bedded red and green jaspers. Lower limit not exposed and upper limit conformable with **FYN**. Basin marine successions, formed by hemipelagitic and calciturbiditic deposits. Thickness of some tens of meters. (*Late Cretaceous p.p. - Early Miocene*)

PROGETTO

CARG