

APPENDICE 06

Rapporto CNR-IDPA: Inquadramento geologico e aspetti sismologici dell'area dell'invaso di Campolattaro

a cura del dott. S. Chiesa

1. PREMESSA	3
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	4
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	6
3.1 L'APPENNINO MERIDIONALE	6
3.1.1 <i>Il dominio della catena dell'Appennino Meridionale</i>	10
3.2 EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE	17
3.3 CARTOGRAFIA GEOLOGICA.....	18
3.4 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	23
4. FOTO INTERPRETAZIONE MORFO STRUTTURALE	29
4.1 PREMESSA	29
4.2 RISULTATI	29
5. ASPETTI SISMOLOGICI	33
5.1 SISMICITA' STORICA.....	33
5.2 SISMICITA' STRUMENTALE.....	35
5.3 ASSETTO SISMOTETTONICO	37
5.3.1 <i>Assetto sismotettonico locale</i>	38
5.3.2 <i>Alcune indicazioni sulla pericolosità sismica di base</i>	41
5.4 CONCLUSIONI	43
6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	45

1. PREMESSA

Nella relazione si presentano i risultati delle ricerche ed elaborazioni effettuate in riferimento all'incarico avuto per l'Inquadramento geologico, strutturale e sismo-tettonico del tratto di Appennino compreso tra Campobasso e Avellino, che prevedeva di affrontare le seguenti problematiche:

- A) Ricostruzione dell'assetto geologico generale dell'area da ricerca bibliografica delle conoscenze in relazione a litologie, stratigrafia, tettonica, carsismo, instabilità;
- B) Ricostruzione dei lineamenti tettonici più importanti decorrenti nell'area sulla base della foto interpretazione di immagini da satellite e foto aeree e realizzazione di una carta con la caratterizzazione degli elementi individuati;
- C) Inquadramento della problematica sismo-tettonica sulla base dei dati di sismicità disponibili (es. sismicità storica e strumentale) e dei dati di pericolosità sismica.

Va precisato che tutte le considerazioni sono basate su dati reperiti dalla letteratura scientifica o da interpretazione di immagini.

Non sono stati eseguiti sopralluoghi e rilievi diretti in situ.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il bacino di Campolattaro e il serbatoio di Monte Calvello sono ubicati nella parte centro-settentrionale della regione Campania, in un settore posto a nord di Benevento.

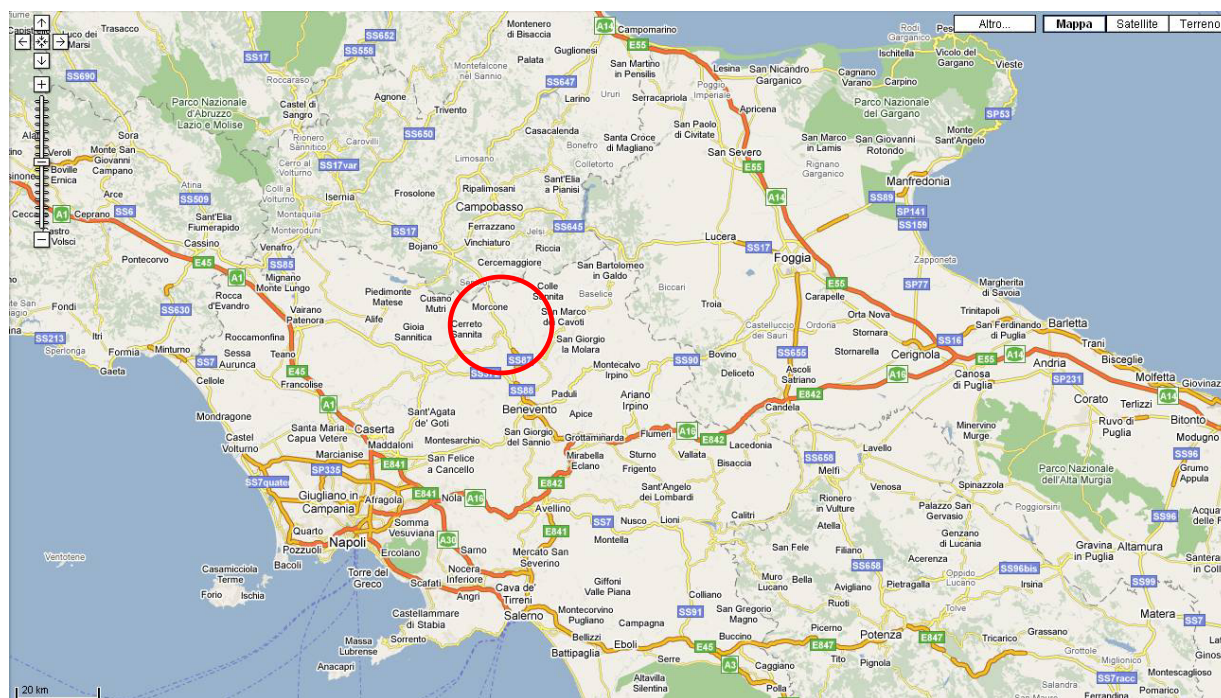


Fig.1 – Inquadramento geografico dell'area studiata.

Il serbatoio di Campolattaro è situato nell'omonimo comune, a nord-ovest del centro abitato, e raccoglie le acque del F. Tammaro, affluente del Calore nel bacino del Volturno in Campania, nasce in Molise, poco lontano dal confine campano, interessando esclusivamente le province di Campobasso e Benevento, per una lunghezza complessiva di circa 70 km lo sbarramento della diga di Campolattaro culmina a quota 375 m s.l.m.

Il bacino artificiale di Monte Calvello, oggetto del progetto, è situato nel territorio comunale di Pontelandolfo, a nord ovest dell'abitato, ed è caratterizzato da una quota massima di sbarramento di 880 m s.l.m.. Si tratta di una depressione naturale di forma circa trapezoidale con il lato minore di circa 200m ed il lato maggiore di 300m quindi con un area di circa 6 ha. Il fondo pianeggiante e i versanti sono ripidi. In particolare il versante orientale, ad andamento nord – sud ha un dislivello di circa 175 m ed una pendenza maggiore del 50%. Anche i versanti settentrionale e meridionale sono molto acclivi mentre quello occidentale è meno rilevato e con pendenze dolci.

La galleria di derivazione in progetto, che collegherà i due bacini, sarà caratterizzata da

uno sviluppo lineare di 7,785 km.

Il bacino di Campolattaro, completato nel 1993, è caratterizzato da una quota di massimo invaso pari a 381,45 m s.l.m.; il piano di coronamento è ubicato a 387,40 m s.l.m.; la larghezza dello sbarramento al coronamento è di 9 metri, lo sviluppo di 820,60 metri. Altezza massima del rilevato: 62,90 metri; l'accumulo d'acqua comprende un apporto principale proveniente dal Tammaro (che sottende un bacino imbrifero di circa 256 Km², pari a poco più del 10% del territorio della provincia di Benevento), e un apporto derivante dalla traversa di gronda sul "Tammarecchia" (cui sottende un bacino di 75 Km²).

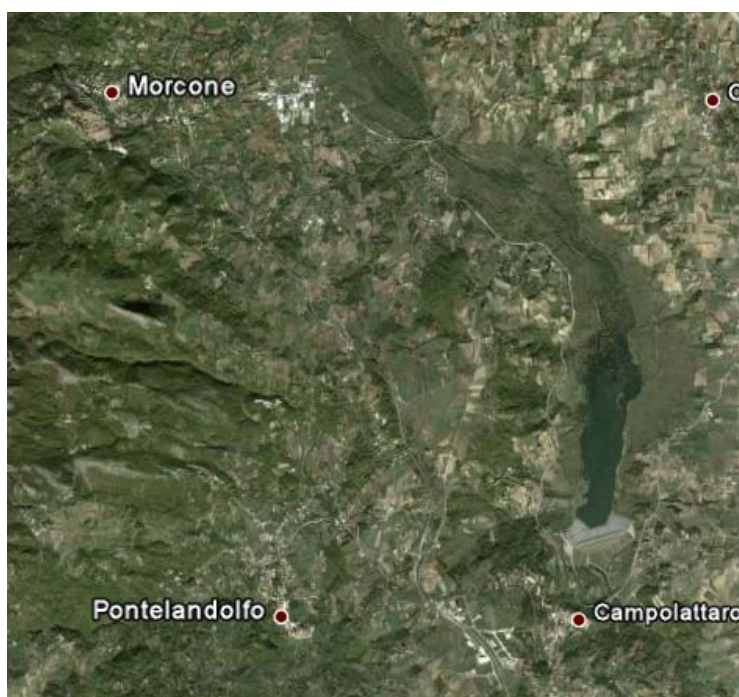


Fig.2 - Dettaglio dell'area interessata dall'opera in progetto. Sulla destra (Est) si nota l'invaso di Campolattaro (immagine estratta da Google Earth).

L'area circostante Monte Calvello presenta alcune altre aree depresse alcune poste alla sommità del "altopiano", e quindi a quote più elevate, altre lungo i versanti occidentali a quote minori rispetto a quella del bacino in esame.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

In questo capitolo verranno richiamati i tratti essenziali dell'inquadramento geologico e strutturale della catena dell'Appennino Meridionale per meglio inquadrare l'area di studio (bacino del Fiume Tammaro) nel quadro geologico regionale. Di seguito verranno presentati in maggior dettaglio i dati esistenti in letteratura sull'area oggetto di studio.

Le unità litologiche affioranti nell'area in esame sono attribuite, secondo i dati di letteratura, all'Unità del Sannio, facente parte del dominio tettonico della catena dell'Appennino Meridionale.

3.1 L'APPENNINO MERIDIONALE

La catena dell'Appennino Meridionale si estende dal Sud dell'Abruzzo sino alle catene della Sicilia e dei Maghrebidi alle quali è collegata attraverso il segmento dell'Arco Calabro-Peloritano. Nell'area di interesse (Abruzzo-Molise-Campania-Calabria) la catena è orientata circa NE-SO. In questa regione si distinguono quattro domini tettonici di primo ordine, di seguito descritti da Ovest verso Est (Patacca et alii, 1990):

- 1) il Bacino Tirrenico, costituito da crosta oceanica e da crosta continentale assottigliata. La formazione del bacino è iniziata a partire dal Tortoniano a seguito della subduzione della crosta oceanica del bacino Ionico al di sotto dell'Arco Calabro-Peloritano in formazione e della contemporanea formazione della catena a thrust NE-vergenti che si stava formando a E. Complessivamente il dominio tirrenico è interpretabile come un bacino estensionale di retro-arco.
- 2) la catena dell'Appennino Meridionale s.s. estesa lungo il tratto campano-calabrese della costa tirrenica. Questo dominio tettonico è formato da un "duplex" di falde carbonatiche, classicamente attribuite alla Piattaforma Apula Interna (Mostardini & Merlini, 1986) al di sopra delle quali sono sovrascorse, durante il Terziario, serie di falde alloctone formate da unità bacinali e di piattaforma (Cello et alii, 1987, 1989; Casero et alii, 1988; Patacca & Scandone, 2001; Patacca et alii, 1992; Roure et alii, 1991; Roure & Sassi, 1995; Mazzoli et alii, 2001; Lentini et alii, 1996, 2002; Corrado et alii, 1997, 1998; Speranza et alii, 1998; Monaco et alii, 1998; Improta et alii, 2000). Le unità carbonatiche sepolte facenti parte del "duplex" sono principalmente costituite da facies di piattaforma e subordinate facies di acque profonde;

localmente sono presenti successioni terrigene plioceniche in contatto stratigrafico con le sottostanti unità carbonatiche.

- 3) il bacino di avanpaese dell'Appennino Meridionale, sviluppatosi nel corso del Plio-Pleistocene al fronte del sistema dei thrust della catena (Patacca & Scandone, 2007 e citazioni ivi incluse).

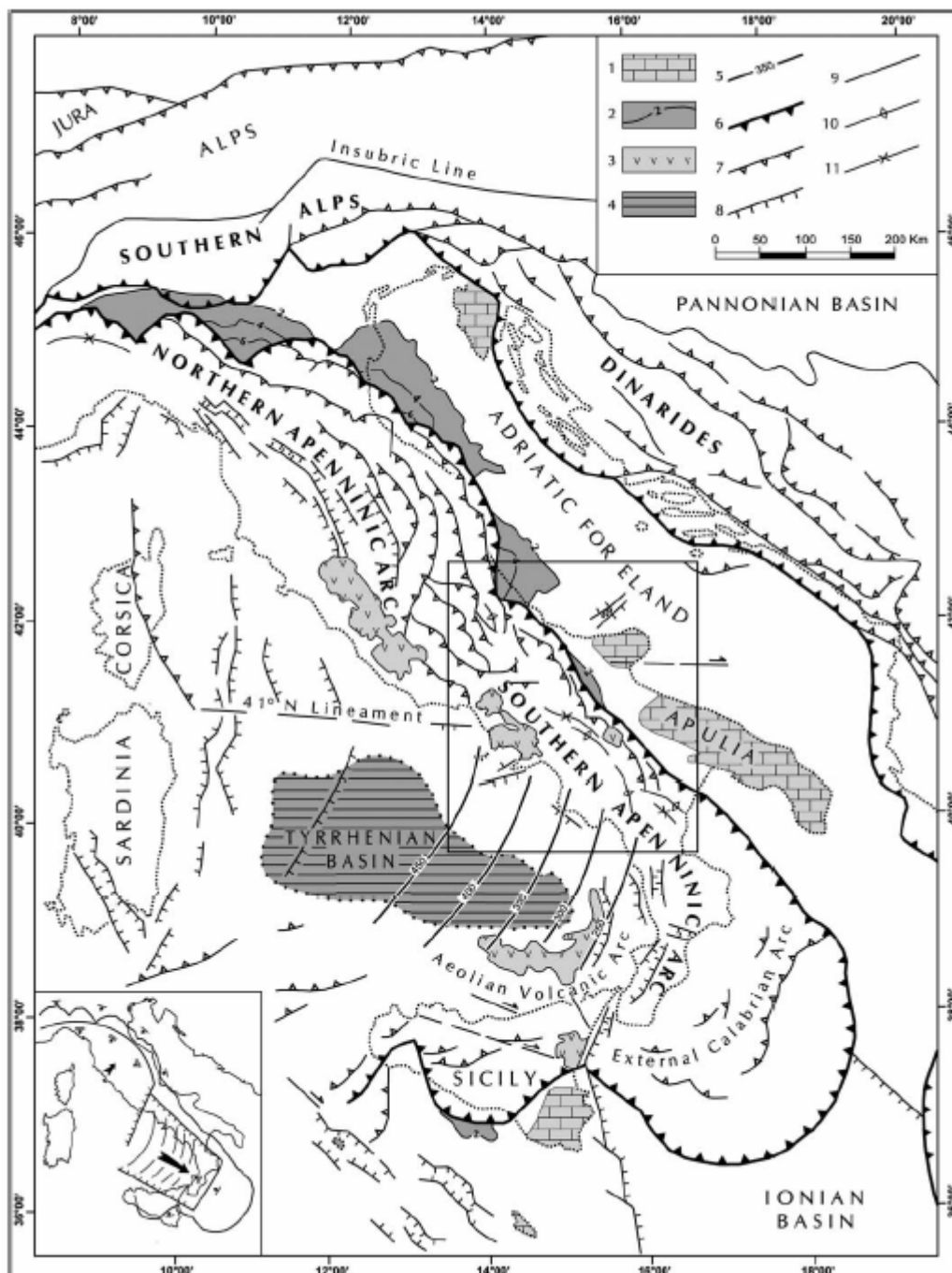


Fig.3 – Schema strutturale della penisola italiana con evidenziata la suddivisione fra le catene Nord e Sud appenninica (da Patacca & Scandone, 2007).

- 4) l'avanpaese adriatico-apulo principalmente costituito da una spessa coltre di sedimenti carbonatici e terrigeni di età Paleozoica al di sopra dei quali si trovano in

successione le evaporiti triassiche e i sedimenti carbonatici di piattaforma mesozoico-terziari. Alcuni autori (Vai, 1994, 2001) hanno ipotizzato la presenza di un basamento cristallino Pre-Cambriano al di sotto della successione sedimentaria.

Le litologie affioranti nell'area oggetto di studio sono comunemente attribuite all'Unità del Sannio s.l. (Patacca & Scandone, 2005 e referenze incluse) facente parte del dominio tettonico della catena dell'Appennino Meridionale (n.2 nel precedente elenco).

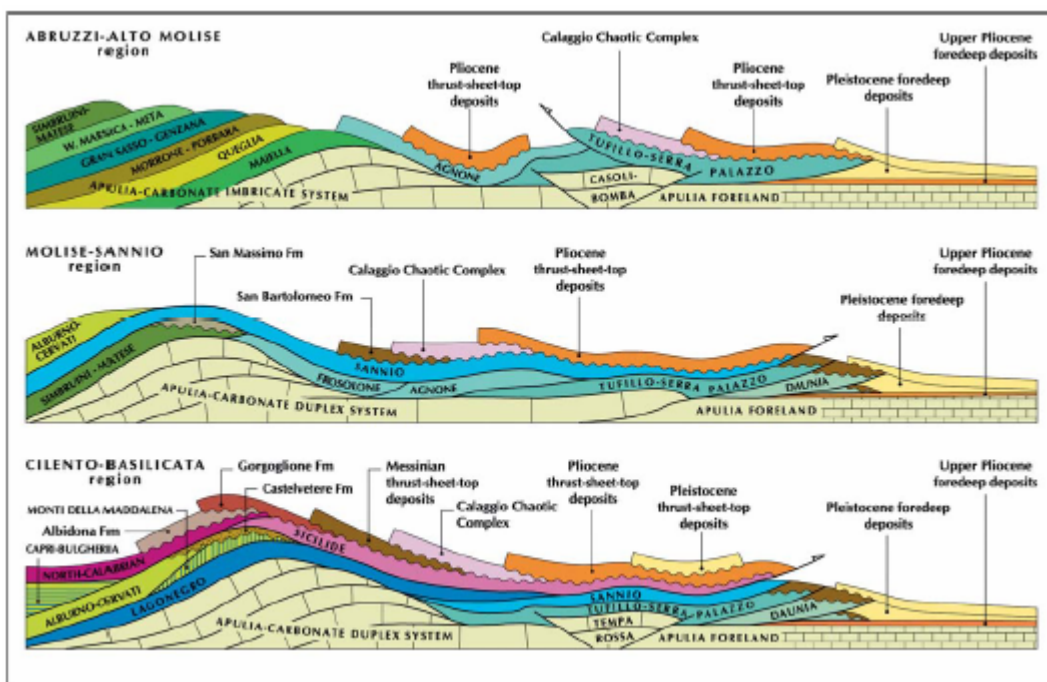


Fig. 4 – Rappresentazione schematica dei rapporti strutturali fra le varie unità tettoniche costituenti il dominio della catena dell'Appennino Meridionale (Patacca & Scandone, 2007). Il profilo di interesse è il secondo, nel quale si vedono le unità del Sannio sovrascorse al di sopra del sistema a "duplex" dei carbonati del dominio apulo.

Storicamente in letterature le varie falde o complessi di falde della Catena dell'Appennino Meridionale sono state attribuite, attraverso ricostruzioni paleogeografiche, a diversi domini all'interno dei quali, nel corso del Mesozoico e del Terziario, si sono deposte le successioni stratigrafiche successivamente incorporate nel sistema di falde. Le ricostruzioni della paleogeografia mesozoica e terziaria dell'Appennino Meridionale sono numerose e basate sia sui dati di superficie, sia su osservazioni profonde derivate dalle linee sismiche e dai pozzi per esplorazione petrolifera, presenti in abbondanza nell'area. Le ricostruzioni si differenziano fra di loro per l'articolazione più o meno complessa dei domini e per la variazione longitudinale (lungo l'asse della catena) dei rapporti fra di essi. Le ricostruzioni di Mostardini & Merlini (1986) e D'Argenio et alii (1972) sono relativamente semplici e contemplano (fig. 5 e fig. 6) la presenza di due o tre distinte piattaforme

separate da bacini con acque profonde impostati su crosta continentale assottigliata. Ricostruzione più articolate sono state presentate da Sgrosso (1998) e Patacca & Scandone (2007) riportate rispettivamente in fig.7 e fig.8. La ricostruzione di Patacca & Scandone (2007) si differenzia dalle precedenti per la presenza di una significativa variazione longitudinale dei vari domini e dei rapporti esistenti fra questi. Secondo questa ricostruzione la regione del Sannio era situata, durante l'Oligocene, al margine Nord del bacino di Lagonegro e del Molise.



Fig.5 – Ricostruzione paleogeografica dei domini deposizionali dell'Appennino Meridionale durante il Cretaceo-Paleogene (Mostardini & Merlini, 1986).

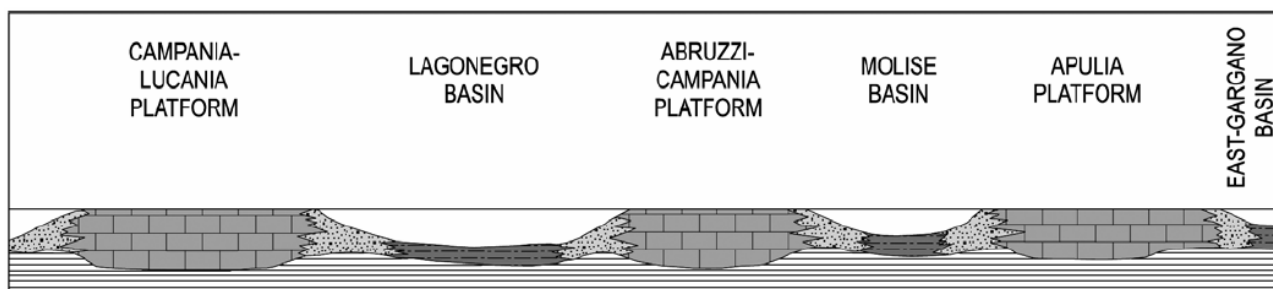


Fig.6 – Ricostruzione paleogeografica di D'Argenio (1972) durante il Giurassico-Paleogene.

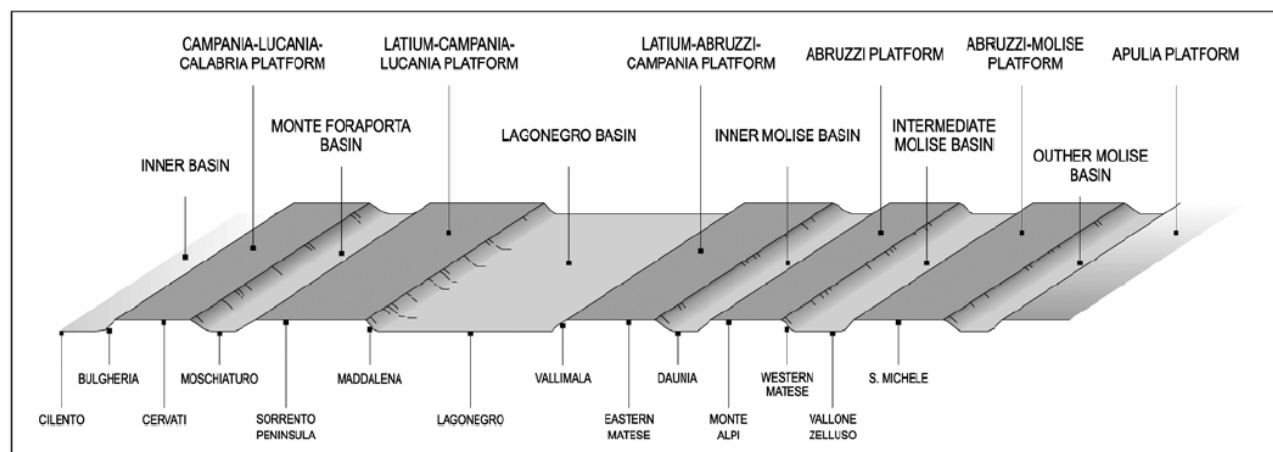


Fig.7 – Ricostruzione di Sgrosso (1998) durante il Giurassico-Paleogene.

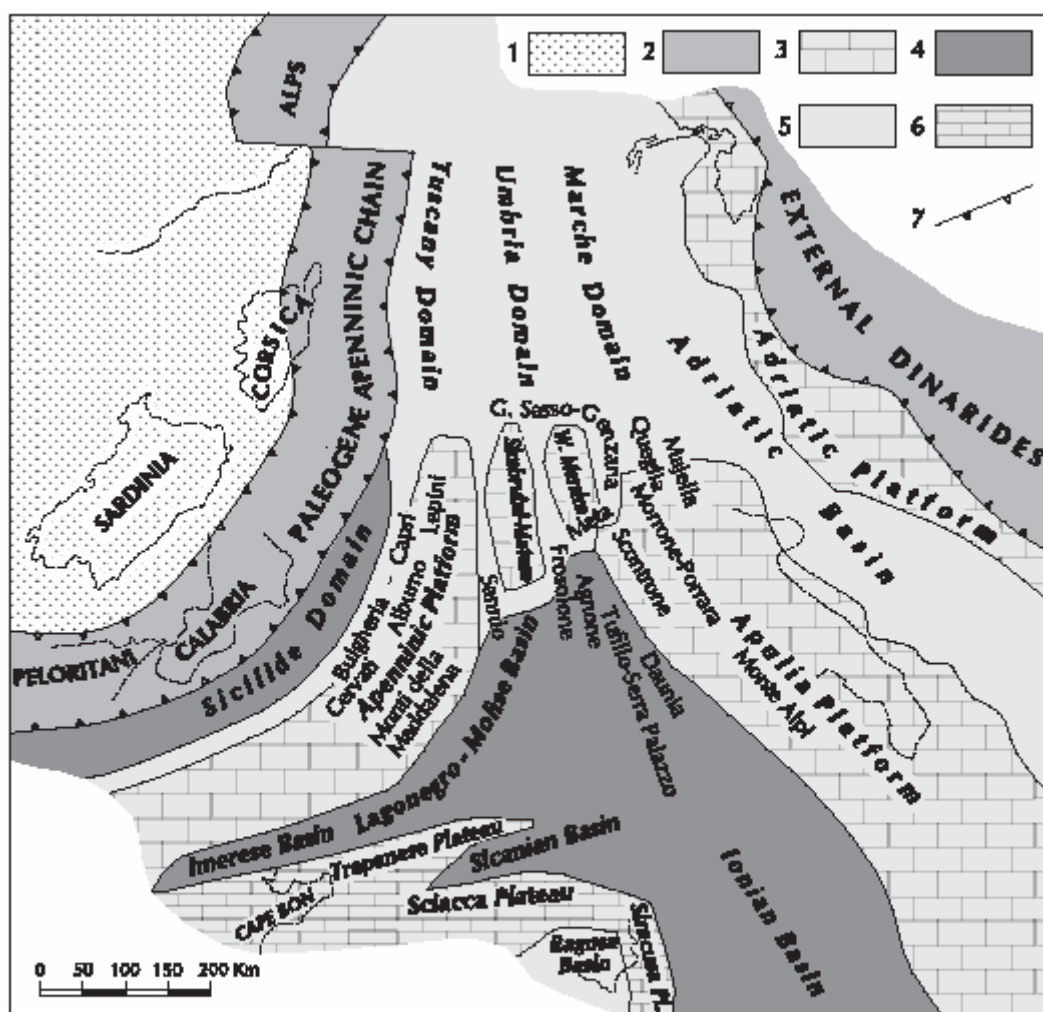


Fig. 6 - Palinspastic restoration of the Central Mediterranean region in the late Oligocene (about 30 Ma) showing the distribution of the Central and Southern Apennine platforms and basins before their incorporation in the mountain chain. 1) European foreland; 2) Paleogene mountain chains; 3-6) African foreland: 3) shallow-water carbonate platforms; 4) deeper-water basins floored by oceanic or thinned continental crust; 5) basinal areas with isolated structural highs; 6) wide pelagic plateaux; 7) Fronts of the orogenic belts.
- Ricostruzione palinspastica dell'area centro-mediterranea nell'Oligocene superiore (circa 30 milioni di anni fa) mostrante la distribuzione dei domini di piattaforma e bacino nell'Appennino Centrale e Meridionale prima della loro incorporazione in catena. 1) Avampaese europeo; 2) Catena paleogenica; 3-6) Avampaese africano: 3) carbonati di piattaforma di mare basso; 4) bacini profondi a crosta oceanica o continentale assottigliata; 5) aree bacinali con alti strutturali isolati; 6) plateaux pelagici; 7) Fronte di catena.

Fig.8 – Ricostruzione paleogeografica dei domini deposizionali del settore centro-meridionale degli Appennini all'inizio dell'Oligocene (Patacca & Scandone, 2007).

3.1.1 Il dominio della catena dell'Appennino Meridionale

La catena dell'Appennino Meridionale s.s. si presenta come una catena a pieghe e sovrascorrimenti con un'architettura interna molto complessa, sulla cui interpretazione esistono tuttora accese controversie. Da una analisi dei dati esistenti in letteratura si possono raggruppare le unità tettoniche (intese qui e di seguito come singole falde alloctone) in a) Unità Interne, b) Unità derivate dalla Piattaforma Appenninica, c) Unità derivate dal Bacino di Lagonegro e Molisano, d) Unità derivate dalla piattaforma Simbruini-Matese, e) unità derivate dal margine Ovest della Piattaforma Marsicana, f) Unità derivate

dai bacini del Gran Sasso – Genzana e Montagna dei Fiori, g) Unità derivate dalla Piattaforma Apula.

- a) In letteratura il termine “Unità Interne” viene comunemente utilizzato per riferirsi a falde alloctone il cui originale sito deposizionale era posto a Ovest della Piattaforma Appenninica. Fanno parte di questo complesso le unità Liguridi (Ogniben, 1969; Amodio Morelli, 1976, Bonardi et alii, 1988, 1993; Lanzafame et alii, 1978, 1979a,b; contenenti al loro interno ofioliti derivate dal fondo oceanico della Tetide di età Giurassica, e le unità Sicilidi, derivate anch'esse da un bacino oceanico impostato su crosta continentale assottigliata. Le Unità Interne affiorano prevalentemente nella porzione meridionale della catena, in territorio calabro, dove sono localmente associate a terreni cristallini (“Diorite-Kinzigit Unit” Auct.). In letteratura (Bonardi et alii, 1988, 1993; Knott, 1987, 1994; Iannace et alii,) le varie unità Liguridi sono note come Unità del Frido (sedimenti terrigeni e subordinatamente carbonatici, debolmente metamorfosati durante il Miocene), Unità del Verbicaro (prevalentemente carbonatica, anch'essa registra un metamorfismo di HP/LT di età Miocenica), Unità di San Donato (prevalentemente carbonatica e con debole metamorfismo). E' da ricordarsi tuttavia, che l'attribuzione delle unità del Verbicaro e di San Donato a questo complesso è tuttora discussa (vedi Patacca & Scandone, 2007), così come quella delle unità di Foraporta e del Timpone-Pollone, affioranti sul margine settentrionale della Catena Costiera Calabria (Bousquet, 1971; Boni et alii, 1974; Iannace et alii, 1995). Strutturalmente soprastante all'Unità di Frido è infine presente un “melange” tettonico caratterizzato dalla presenza di una matrice metapelitica all'interno della quale sono presenti blocchi di serpentiniti, granuliti, anfiboliti, granitoidi e marmi (Spadea, 1982). Oltre alle Unità Liguridi le cosiddette “Unità Interne” sono formate da un'altra grande unità nota come “Unità Sicilide” (Ogniben, 1969; Centamore et alii, 1971; Pescatore et alii, 1988, 1992, 1999a,b; Critelli, 1994 e referenze incluse), estesa nell'area della Basilicata. All'interno dell'unità si possono distinguere tre grandi intervalli litostratigrafici, dal basso verso l'alto: le “Argille Varicolori Inferiori” di età cretacea, la “Formazione di Corleto-Perticara” (Selli, 1962) costituita prevalentemente da sedimenti detritici carbonatici di età da cretacea a miocenica ed, infine, le “Argille Varicolori Superiori” di età da oligocenico-miocenica a burdigaliana.
- b) le unità derivate dalla Piattaforma Appenninica (nota in letteratura anche come Piattaforma Interna, Piattaforma Occidentale o Piattaforma Campano-Lucana) sono

prevalentemente costituite da sedimenti carbonatici con facies caratteristiche di piattaforma interna e distale, con minor abbondanza di facies transizionali e di sedimenti di ambiente bacinale veri e propri. In letterature vengono tradizionalmente riconosciute quattro distinte unità: Capri-Bulgheria, Alburno-Cervati, Monti della Madalena e Monte Croce (D'Argenio et alii., 1972, 1975; Ippolito et alii, 1975; Scandone, 1972). Le età dei sedimenti presenti nelle varie unità varia dal Triassico Inferiore al Miocene (Tozzi et alii, 1996; Castellano & Sgroso, 1996; Pappone et alii, 1988; Crescenti, 1966; Boni et alii, 1990; De Castro, 1990; Pagliaro, 1991; Iannace & Zamparelli, 2002).

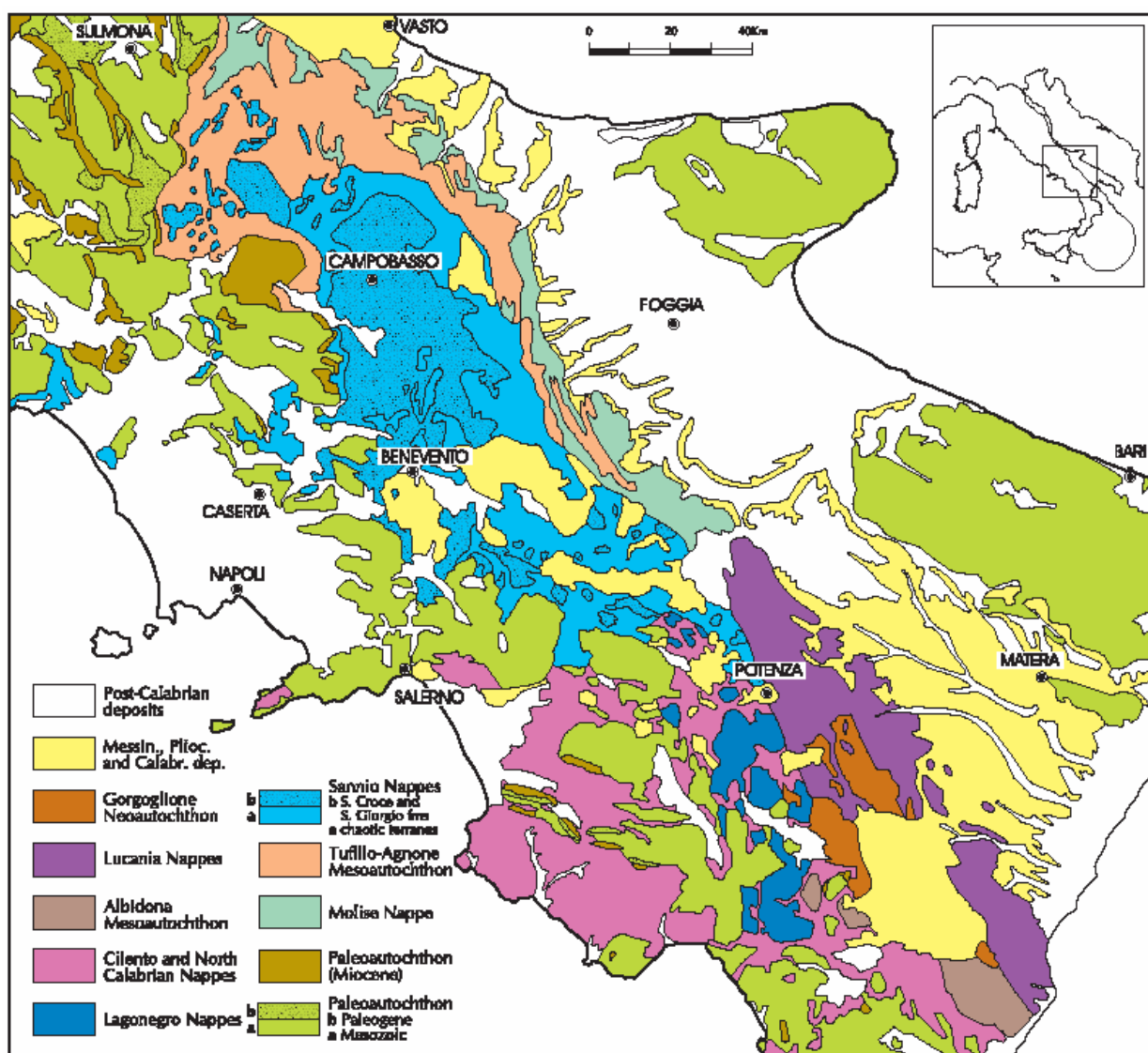


Fig. 9 – Schema strutturale del segmento calabro-lucano dell'Appennino Meridionale (Patacca & Scandone, 2005 sulla base degli schemi di Selli, 1962).

c) il complesso delle falde derivate dai bacini di Lagonegro e del Molise comprende le unità tettoniche di Lagonegro, del Sannio e del Molise (sottounità di Frosolone, Daunia, Agnone e Tufillo-Serra Palazzo), tutte derivate da un singolo vasto bacino,

esteso, durante il Mesozoico, fra la Piattaforma Appenninica e la Piattaforma Apula (Carbone et alii, 1988; Carbone & Lentini, 1990; Patacca & Scandone, 2007). Le Unità di Lagonegro sono organizzate in due gruppi, separati da un'importante superficie di sovrascorrimento di primo ordine, L'Unità di Lagonegro I e l'Unità di Lagonegro II, quest'ultima strutturalmente sovrastante alla prima (Amodeo et alii, 1994 e referenze incluse). L'Unità di Lagonegro II è formata da un complesso caotico, di età Triassica (Formazione di Monte Facito), di argille e siltiti con subordinati conglomerati; le alternanze di queste tre litologie sono interrotte dalla presenza di lenti di calcari stromatolitici, marne, quarzareniti, arenarie calcaree, radiolariti e lave a pillow. La sequenza stratigrafica continua con una fitta alternanza di calcari nodulari e argille rosse (Formazione dei Calcari con Selce) passanti a sedimenti prevalentemente silicei con livelli radiolaritici (Formazione degli Scisti Silicei e Formazione di Galestri). L'Unità di Lagonegro I si differenzia per l'assenza della Formazione di Monte Facito e per un carattere più distale dei depositi della Formazione degli Scisti Silicei e della Formazione di Galestri (Scandone et alii, 1972; De Wever & Miconnet, 1985; Miconnet, 1988; Marsella et alii, 1995 e referenze incluse). L'Unità del Sannio (descritta più ampiamente nel paragrafo seguente) si estende dall'Alto Molise all'estremità Sud della Basilicata e risulta formata da una successione stratigrafica che raggiunge i 1500 m di spessore. All'interno della successione sono presenti, dal basso verso l'alto: una serie di argille con intercalazioni di flysch calcarei, radiolariti e argilliti nere, note in letteratura come "Argille Varicolori", una serie di depositi detritici prevalentemente carbonatici, arenarie silicee (Arenarie Numidiche in letteratura) ed, infine, una serie di alternanze di marne e flysch calcareo-silicei (Pescatore, 1965; Pagliaro, 1998 e referenze incluse). L'età dei depositi è compresa fra l'Albiano (base della sequenza delle Argille Varicolori secondo Selli, 1962) e il Langhiano-Serravalliano al quale viene attribuita la sequenza delle marne e dei flysch calcareo-silicei. L'Unità del Sannio rappresenta, secondo le più recenti interpretazioni (Carbone & Lentini, 1990) la porzione sommitale delle sequenze delle unità di Lagonegro e, di fatto, la terminazione NO del bacino stesso. Le unità di Frosolone ed Agnone (Pescatore et alii, 1965; Amore et alii, 1988) affiorano per la maggior parte nella zona dell'Alto Molise e sono costituite da dolomie cristalline nella parte inferiore (Triassico Superiore-Giurassico) a cui fa seguito una serie di flysch prevalentemente carbonatici di età cretacea, marne e siltiti (Oligocene-Miocene inferiore), brecce

- calcaree ed argille sino al Tortoniano (Sgrosso, 1996, 1998). Le ultime unità considerate come derivate dai sedimenti del bacino Lagonegro-Molise sono le Unità di Daunia e l'Unità di Tufillo-Serra Palazzo. Tali unità sono presenti sul margine esterno (orientale) della catena dell'Appennino Meridionale e risultano formate da sedimenti di età compresa fra il Paleogene Superiore-Miocene Inferiore sino al Messiniano (Selli, 1962; Lojacono & Sbarra, 1992 e referenze incluse). La serie inizia con le "Argille Varicolori" Auct. per continuare con marne e arenarie, flysch calcarei, argille e siltiti per finire, nel Messiniano, con depositi silicoclastici a grana molto fine, indicativi di ambiente distale.
- d) le unità derivate dalla Piattaforma Simbruini-Matese affiorano in una fascia compresa fra i Monti Simbruini ed Ernici e la regione del Matese. Le litologie sono in prevalenza rappresentate da depositi carbonatici indifferenziati di acque poco profonde (condizioni di piattaforma), localmente passanti a depositi di ambiente lagunare o di scarpata (Sgrosso, 1986, 1988; Ciampo et alii, 1987; Amore et alii, 1988).
- e) le unità derivate dalla Piattaforma Marsicana sono formate da una serie di falde, talora con architettura interna complessa, costituite da carbonati di acque poco profonde. La successione stratigrafica spazia dal Triassico Superiore al Cretaceo Superiore (Accordi et alii, 1988 e referenze incluse).
- f) le unità tettoniche derivate dai bacini del Gran Sasso-Genzana e Montagna dei Fiori presentano tipicamente una serie basale formata da carbonati di acque basse di età dal Triassico Inferiore al Giurassico Inferiore, a cui fanno seguito depositi bacinali caratterizzati da frequenti episodi di risedimentazione dei carbonati triassici. La sequenza bacinale passa, con contatto conforme, a flysch silicoclastici di età messiniana (Calamita et alii. 2002 e referenze incluse).
- g) le unità derivate dalla Piattaforma Apula occupano, nell'attuale assetto della catena, la posizione strutturale più bassa, formando il cosiddetto "duplex" che di fatto rappresenta le "fondamenta" sulle quali si è poi sviluppata la catena a pieghe e sovrascorrimenti. Tali unità, in conseguenza della loro posizione strutturale, affiorano in aree limitate ai margini esterni della catena ed in alcune "finestre tettoniche" site all'interno di essa. L'estensione delle unità carbonatiche della Piattaforma Apula al di sotto di tutta la catena è stata tuttavia comprovata da numerosi dati provenienti da pozzi realizzati ai fini dell'esplorazione petrolifera. Le principali unità facenti parte di questo complesso di falde sono l'Unità di Morrone-

Porrara e la sottostante Unità di Queglia, l'Unità della Majella, l'Unità di Casoli - Bomba e l'Unità di Monte Alpi (Bernoulli, 1996; Miccadei & Parotto, 1998 e referenze incluse; Calamita et alii, 2002; Morsilli et alii, 2002). Tutte le unità sopra elencate, pur presentando evoluzioni diverse nella serie stratigrafica, sono costituite da carbonati prevalentemente di piattaforma con età triassica e giurassica, a cui fanno seguito depositi bacinali, con eventi vulcanoclastici, e sedimentazione in prevalenza di tipo flyschoidale nel corso del Terziario.

Al di sopra dei complessi di unità finora descritti si sono depositi, dal Tortoniano in avanti, un serie di unità bacinali formate da flysch a componente silicea prevalente, successivamente inglobati della struttura a sovrascorrimenti della catena nel corso del Neogene. Nell'area oggetto di studio è di interesse la Formazione di San Bartolomeo (Crostella & Vezzani, 1964; Tortorici, 1975), che giace in discordanza angolare sopra l'Unità del Sannio. La Formazione di San Bartolomeo è formata da una successione di arenarie di facies bacinale passanti a conglomerati poligenici, per uno spessore complessivo di circa 500 metri. Il limite superiore della formazione è di tipo stratigrafico e si osserva un passaggio graduale a sedimenti pelitico-arenacei di facies torbidity (Formazione di Toppo-Capuana) noti in letteratura come "Marne di Toppo-Capuana".

Gli strati basali della Formazione di San Bartolomeo hanno età tardo-tortoniane, mentre il passaggio alla Formazione di Toppo-Capuana avviene nel Messiniano Inferiore (D'Azzaro & Rapisardi, 1987, 1996; Patacca et alii, 1990; Pescatore et alii, 2000).

L'Unità del Sannio

Le successioni stratigrafiche attribuite in letteratura all'Unità del Sannio affiorano dalla regione dell'alto Molise sino alla Basilicata meridionale. L'intera sequenza stratigrafica mostra uno spessore massimo di circa 1500 m (Selli, 1962) all'interno dei quali sono ben riconoscibili diversi intervalli caratterizzati da peculiari associazioni litologiche. L'intero record stratigrafico copre un arco di tempo che va dal Cretaceo Superiore (Cenomaniano) al Miocene Medio (Serravalliano).

La successione inizia con 150-200 m di argille policrome, "Argille Varicolori" Auct., alle quali sono intercalate torbiditi calcaree, radiolariti e argilliti nere di età sino al Turoniano.

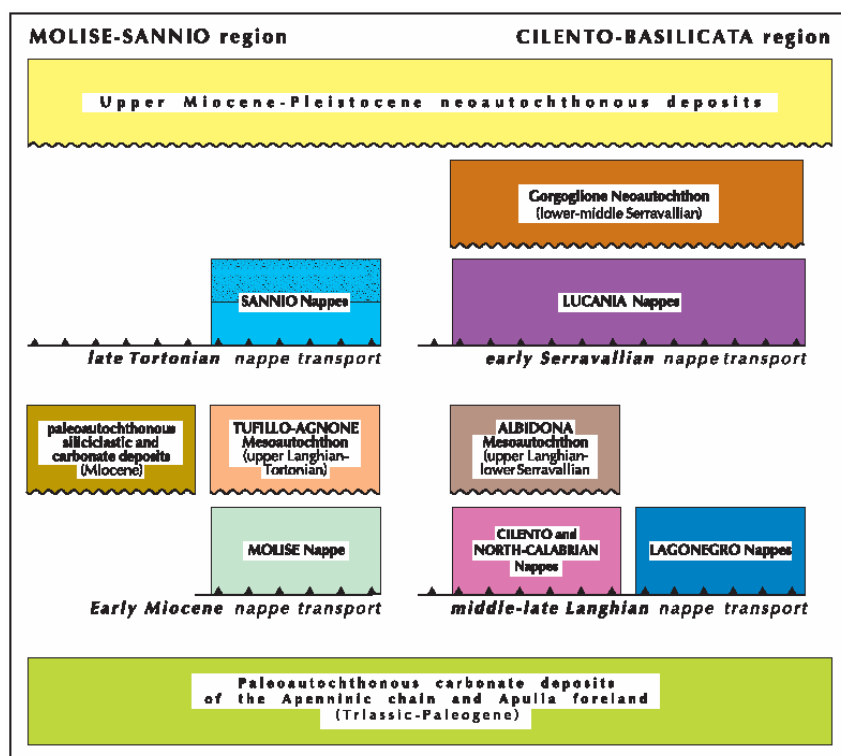


Fig. 10 – Schema dei rapporti geometrici fra le unità nelle regioni del Sannio-Molise e Cilento-Basilicata secondo Selli, 1962 (in Patacca & Scandone, 2005).

In sequenza stratigrafica seguono delle torbiditi calcaree a granulometria molto fine, intervallate a calciruditi e argilliti-siltiti grigie (complessivamente 80 m circa di spessore), prevalentemente silicee (Formazione di Monte Coppe di Selli, 1962 e 1964). A seguire, nel Paleocene-Oligocene Inferiore si depongono torbiditi a prevalente frazione carbonatica intercalate a livelli di marne e argille, per uno spessore complessivo non superiore ai 300 m. All'interno di questo intervallo sono state distinte in letteratura (Pescatore, 1965; Pagliaro, 1998) le Formazioni di Monte Calvello, Monaci, Morcone, Monte Coppe, Monte la Defenza e Vagliardara-Crocello-Cardeto. Il limite superiore del precedente intervallo corrisponde a un'importante superficie di disconformità caratterizzata da un hiatus deposizionale che copre quasi per intero l'Oligocene (Pagliaro, 1998). Al di sopra di questa superficie di discontinuità si depositano, durante l'Aquitano e il Burdigaliano, calcareniti e calcilituti, passanti a marne contenenti sottili orizzonti di vulcanoclastiti per uno spessore complessivo di 80-100 m. Gli ultimi due intervalli della successione dell'unità del Sannio sono rappresentati da 500 metri di arenarie (Arenarie Numidiche o di Stigliano Auct.) del Burdigaliano Superiore e da torbiditi calcaree passanti ad arcose (Formazione di Serra Cortina, Langhiano-Serravaliano).

Le più recenti interpretazioni disponibili in letteratura (Patacca & Scandone, 2007; Carbone et alii, 1988; Carbone & Lentini, 1990), come già accennato in precedenza,

attribuiscono la successione stratigrafica dell'unità del Sannio al dominio deposizionale del bacino di Lagonegro ed, in particolare, alla sua terminazione Nord.

3.2 EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE

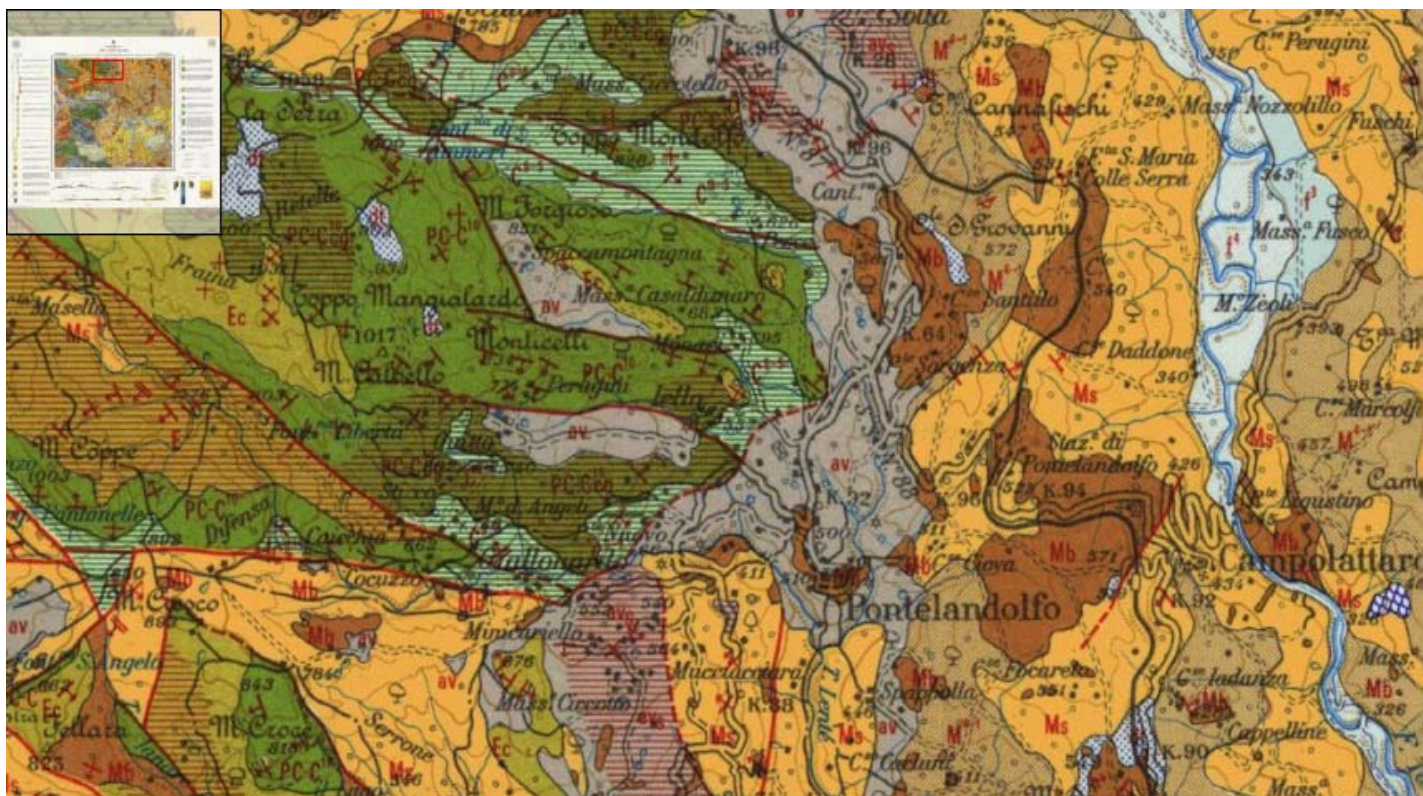
Lo stile tettonico dell'arco appenninico meridionale è riferibile ad un sistema a “duplex”, in cui un complesso di “thrust-sheets” (falde di sovrascorrimento) carbonatici, derivanti dalla deformazione dell'avampaese apulo è sepolto al di sotto di una serie di coltri di provenienza interna, come evidenziato dai profili sismici e dai risultati delle perforazioni realizzate per la ricerca petrolifera (Butler et alii, 2004 e referenze incluse). In particolare, unità più interne avrebbero scavalcato unità più esterne invertendo la loro posizione paleogeografica. Dal Tortoniano superiore mentre il fronte della catena continua ad essere sottoposto ad una tettonica di tipo compressivo l'area tirrenica e la parte più occidentale della catena sono interessate da una tettonica distensiva legata all'apertura del bacino tirrenico. Tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore cessa l'arretramento flessurale della litosfera dell'avampaese apulo in corrispondenza del segmento molisano-sannitico e del segmento campano-lucano dell'arco appenninico meridionale, mentre prosegue in corrispondenza dell'Arco calabro. Questa variazione del campo regionale di sforzo è seguita da forte sollevamento nella catena (Catalano et alii, 2004; Improta et alii, 2000) e da una generazione di faglie per lo più ad andamento appenninico (NO-SE) sia normali che trascorrenti. In questo quadro la linea Ortona-Roccamonfina, trascorrente destra svincola l'arco appenninico settentrionale, ancora in subsidenza flessurale dal segmento molisano-sannitico dell'arco appenninico meridionale. La zona di taglio Cilento-Pollino ad andamento N120 permetterebbe la migrazione dell'arco calabro verso sud-est, svincolandolo dall'arco campano-lucano, in cui l'arretramento flessurale è ormai cessato. Tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio il margine tirrenico della catena appenninica viene sezionato da un sistema di faglie dirette ad andamento appenninico (NO-SE) ed antiappenninico (NE-SO e E-W), che hanno prodotto dislocazioni verticali delle parti interne della catena verso il Tirreno, con formazione di ampie aree di piana, profonde alcune migliaia di metri (Piana campana e Piana del Sele), di bacini di estensione minore quali il Vallo di Diano, la Valle del Tanagro e di piccole pianure alluvionali nel Cilento. Processi di *block-faulting* sarebbero, inoltre, responsabili della formazione di piccoli bacini intramontani (bacini di tipo “piggy back”), paralleli alle strutture compressive del Pleistocene inferiore. Alcuni Autori ritengono, tuttavia, che il sistema di faglie trascorrenti e oblique sinistre che delimitano le principali depressioni strutturali nel

salernitano fosse attivo già nel Pliocene con riattivazione nel Pleistocene. Tra la fine del Pliocene ed il Pleistocene inferiore, il segmento molisano-sannitico dell'arco appenninico meridionale è interessato da un'attività tettonica trascorrente e transpressiva secondo sistemi di faglie ad andamento OSO-ENE, con cinematica sinistra, e N-S con movimento destro. Nel Pleistocene medio, questo settore della catena è interessato da un nuovo evento distensivo con sviluppo di un sistema di faglie ad andamento NO-SE e riattivazione delle faglie sviluppatesi durante l'evento precedente. Questi eventi hanno condizionato l'evoluzione dei bacini alluvionali dell'area, tra cui quello del fiume Volturno, ed hanno portato alla formazione di bacini sedimentari di ambiente continentale con sedimentazione di depositi clastici e di depositi lacustri. Viene segnalata, inoltre, la presenza di strutture tardo-quadernarie ad andamento E-O e N-S.

3.3 CARTOGRAFIA GEOLOGICA

La documentazione cartografica esistente relativa all'area interessata dal progetto risulta limitata al Foglio Geologico 173 "Benevento" della Carta Geologica Nazionale in scala 1:100.000 e alla "Carta geologica del Sannio e Regioni Limitrofe" di Sartori et alii (2003) in scala :100.000 redatta sulla base dei dati originali di Selli.

Il Foglio 173 "Benevento" della Carta Geologica d'Italia, in scala 1 : 100 000 è stato pubblicato nel 1975, a cura di Bergomi G., Manfredini M. e Martelli G.



INQUADRAMENTO GEOLOGICO E ASPETTI SISMOLOGICI DELL'AREA DELL'INVASO DI
CAMPOLATTARO (BENEVENTO)

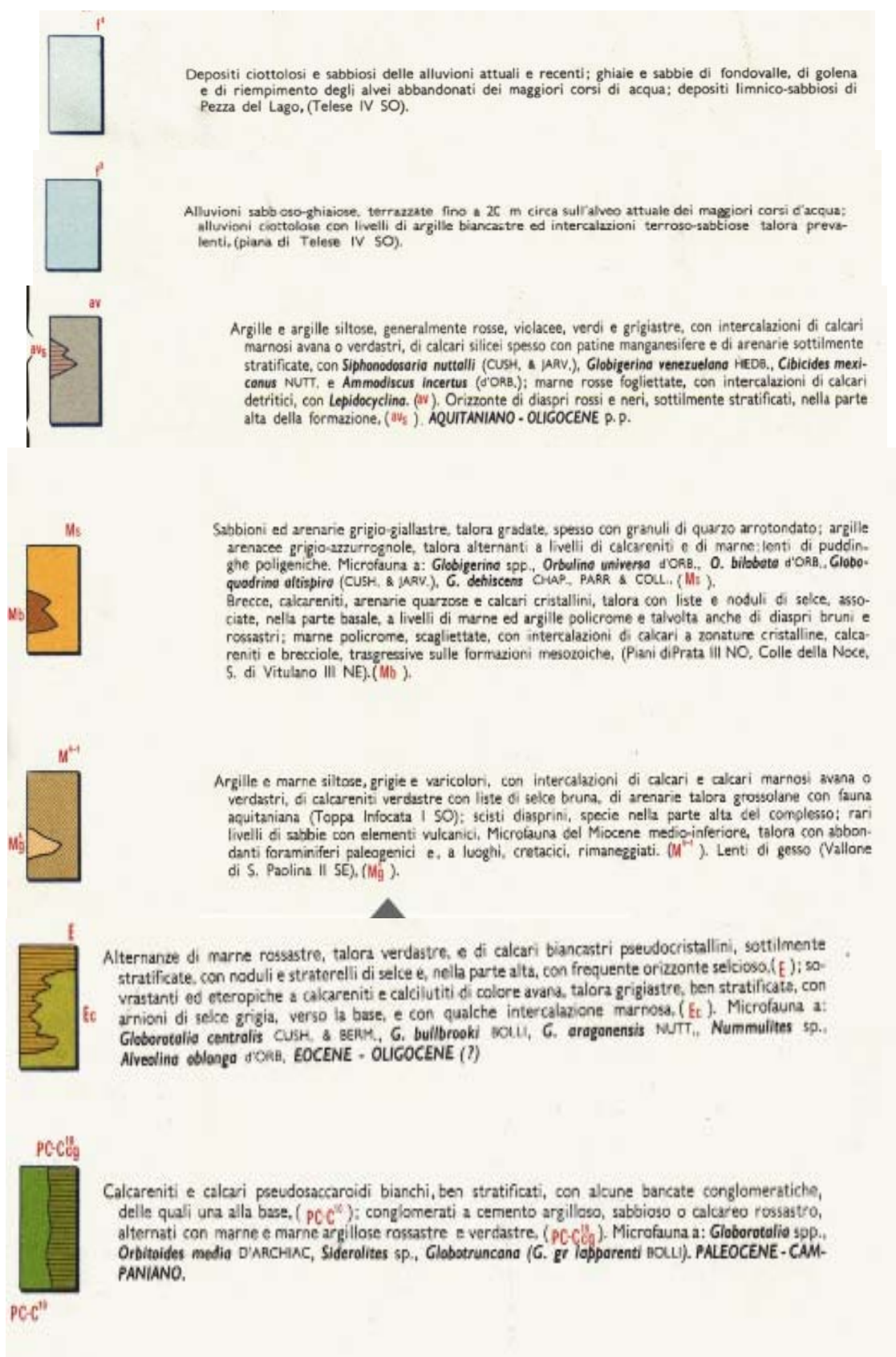


Fig. 11 – Estratto del Foglio 1:100.000 n.173 "Benenvento" della Carta Geologica d'Italia con relativa legenda delle unità litologiche affioranti nell'area in esame.

Tale cartografia ascrive la successione sedimentaria affiorante nell'area di indagine in parte alla *facies molisana prossimale* (Cretaceo medio – Miocene Inferiore), ed in parte

alla *facies molisana distale*, di età compresa tra il Cretaceo medio (?) e il Miocene dell'unità del Sannio.

Facies Molisana proximale

I rilievi che si sviluppano in senso est-ovest nel settore occidentale dell'area interessata dal progetto sono costituiti in prevalenza da una serie datata Paleocene – Campaniano. tale intervallo stratigrafico è rappresentato da due formazioni parzialmente eteropiche: una conglomeratico-marnosa (PC – Ccg), e l'altra prevalentemente detritica PC – C¹⁰; i passaggi tra le due sono generalmente gradualmente.

La prima, che ha una potenza dell'ordine del centinaio di metri, è costituita da un conglomerato a clasti carbonatici e cemento sabbioso calcareo, di colore biancastro o rossastro. I conglomerati sono divisi in banchi di spessore plurimetrico, talora gradati, e si alternano a orizzonti marnosi verdastri e rossastri, e localmente, a brecce calcaree e calcareniti bianche.

Il secondo complesso, che raggiunge spessori di 200 m, è denominato anche Formazione di M.te Calvello (pescatore, 1965), è rappresentato in prevalenza da calcareniti bianche, alle quali sono intercalati alcuni livelli di marne rosse e di brecce calcaree a cemento rossastro e banchi conglomeratici.

L'intervallo stratigrafico compreso tra l'Oligocene (?) e l'Eocene è rappresentato da due formazioni parzialmente eteropiche: una essenzialmente calcarenitica (E_c), di ambiente neritico, l'altra prevalentemente marnosa (E), in massima parte di ambiente pelagico.

La formazione E_c, che affiora diffusamente sul versante nord-ovest del Monte Calvello, è costituita da calcareniti e calcilutiti di colore avana, generalmente ben stratificate, con intercalazioni marnose rosse e verdastre; inclusioni di selce grigia sono abbondanti nella parte basale del complesso, la cui potenza varia tra pochi metri e una trentina di metri.

La formazione prevalentemente marnosa E è costituita da alternanze, dello spessore di circa 20 cm, di marne, marne calcaree e marne argillose, di color rosso o verdastro a cui sono intercalati calcari subcristallini finemente detritici, biancastri; in tutto il complesso sono frequenti noduli e letti di selce rossa, mentre nella parte più elevata è talora presente un orizzonte di pochi metri costituito da selce.

A contatto con le unità mioceniche precedentemente descritte, affiorano le argille varicolori (av), di età compresa tra l'Aquitaniense e l'Oligocene. La formazione è costituita da argilliti e marne in prevalenza di colore rosso vinato e verdastro, talora grigio o nero, con sottili intercalazioni di calcari verdastri o avana, di calcareniti, di calcari selciferi, di arenarie

quarzose; frequenti sono le patine limonitiche e manganesifere.

Nel settore posto a sud della località Minicariello, nella parte superiore delle Argille varicolori si rinviene un orizzonte (av_s) costituito da sottili alternanze di marne silicizzate di colore rosso scuro o nerastro, di diaspri rossi, verdi e neri, e di marne bituminose.

Facies Molisana distale

I termini più recenti di tale successione affiorano in corrispondenza del bacino artificiale di Campolattaro: i litotipi più diffusi (Ms) appartengono ad un complesso argilloso-arenaceo, interpretabile come un flysch; si tratta di quarzoareniti grossolane, talora debolmente cementate, di colore grigiastro o avana e ricche di granuli di quarzo arrotondati.

Talora le quarzoareniti coesistono nello stesso affioramento con delle brecce ad elementi prevalentemente calcarei (Mb), poco arrotondati e di dimensioni fino a 20-30 cm di diametro; gli elementi non calcarei sono rappresentati da clasti siltitici verdognoli e frammenti di selce varicolore.

Piuttosto diffusi sono pure i sedimenti che costituiscono l'unità M^{4-1} : si tratta di argille e marne siltose grigie e varicolori, con intercalazioni di calcari e localmente lenti di gesso, queste ultime non segnalate nell'area di indagine.

Depositi Quaternari

Per quanto concerne i depositi quaternari, essi sono rappresentati, nell'area d'indagine, da termini continentali: alluvioni del F. Tammaro nell'area di fondovalle e limitate placche di depositi detritici di falda sui versanti.

Le stesse litologie appena descritte caratterizzano anche il settore meridionale del Foglio n.162 "Campobasso", il cui limite Sud è posto appena a Nord dell'area in esame.

Una pubblicazione cartografica più recente si deve al lavoro inedito di R. Selli, steso probabilmente prima del 1962. Essa è stata pubblicata postuma nel 2003, con la denominazione di "Carta Geologica del Sannio e Regioni Limitrofe", in scala 1:100 000, a cura di Sartori, Carmignani, Patacca, Scandone e Vai.

L'autore ascrive la serie sedimentaria carbonatica di bacino dell'area di indagine in due sole formazioni: La Formazione di S. Croce, datata al Miocene Inferiore, e la Formazione Molinara, di età compresa tra il Miocene Inferiore e Medio.

La prima affiora diffusamente nel settore compreso tra Pontelandolfo e il Monte Calvello, distinta in due litofacies: la facies S. Lupo, costituita in prevalenza da calcari detritici, e la

facies Campolattaro, costituita in prevalenza da argille, marne e selci.

In corrispondenza di Campolattaro e lungo il corso del F. Tammaro affiora invece la serie sedimentaria attribuita alla Facies Molinara, appartenente all'omonima formazione, rappresentata da molasse quarzose e flysch. A sud-ovest di Pontelandolfo affiora in un corpo di estensione limitata una combinazione caotica delle formazioni precedentemente descritte e della Formazione Lame, di età oligocenica.

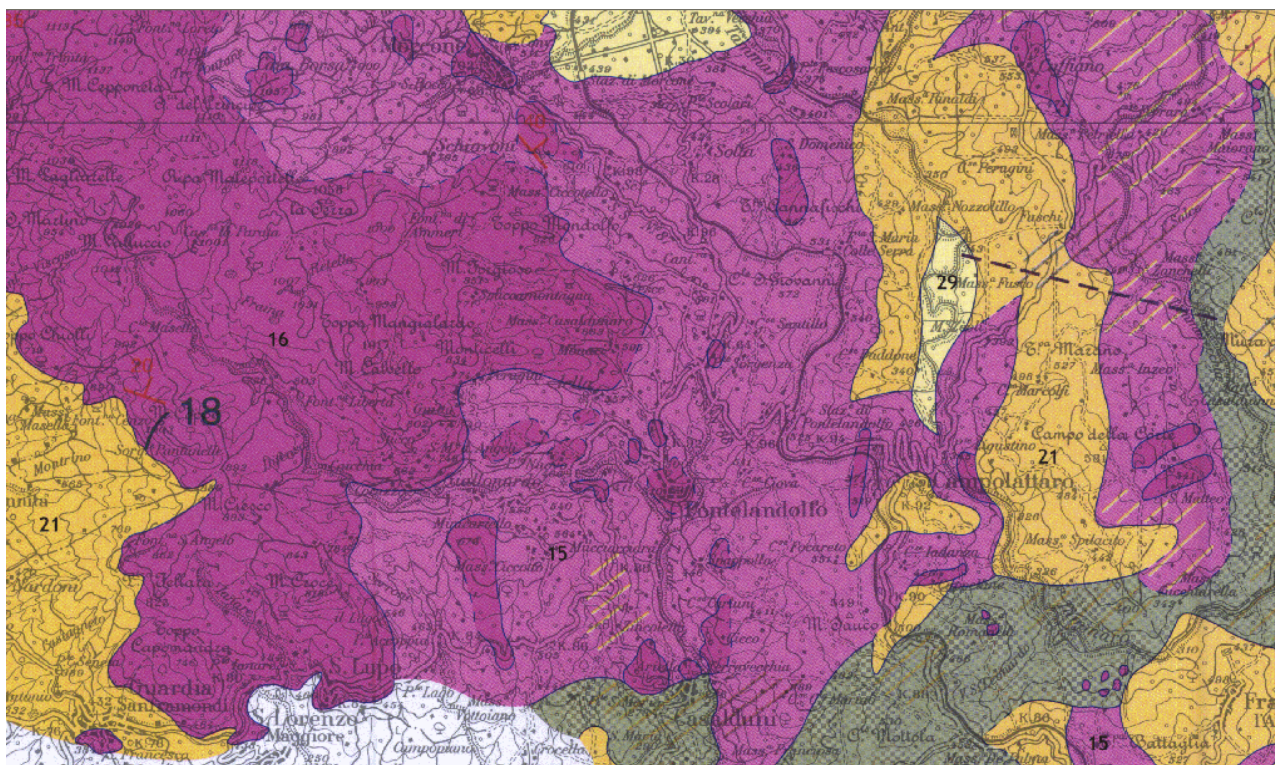


Fig.12 – Estratto della Carta Geologica del Sannio e Regioni Limitrofe di Sartori et alii, 2003, ripresa dai lavori di Selli.

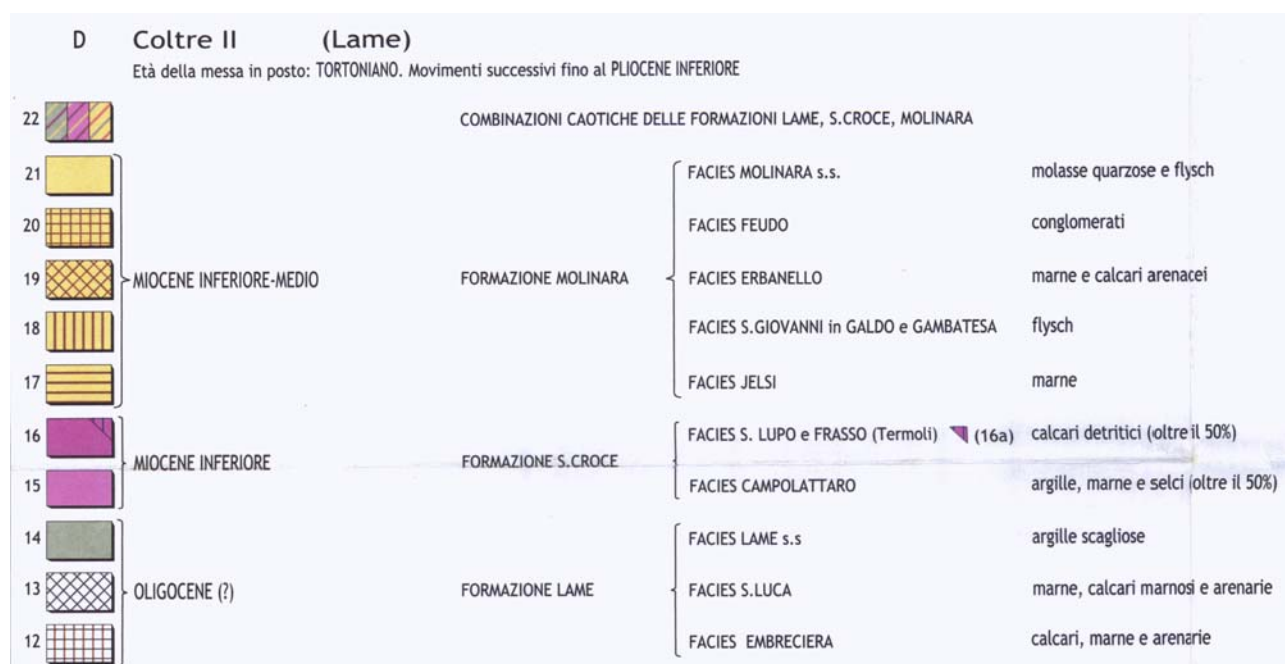


Fig. 13 – Legenda delle unità litologiche affioranti nell'area di Pontelandolfo-Campolattaro (Sartori et alii, 2003).

3.4 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Accordi G., Carbone F. (1988) – Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche. In Accordi G., Carbone F. Eds., Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas. C.N.R. Quaderni della Ricerca Scientifica, 114 (P.F. Geodinamica, Monografie Finali, 5), 11-92.

Amodeo F., Baumgartner P.O., D'Argenio B. (1994) – Late Triassic to Jurassic stratigraphy and the sedimentary evolution of the Lagonegro domain (Lucania, Southern Italy). I.A.S. 15th Meeting, Ischia, Abstracts, 20-21.

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E., Zuppeta A. (1976) – L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-magrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

Amore O., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V., Sgrosso I. (1988) – Relazioni tra i "Flysch Interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche.

Amore O., Ciampo G., Ruggiero E., Santo A., Sgrosso I. (1988) – La successione miocenica del Matese nord-occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche. Mem. Soc. Geol. It., 41, 311-319.

Basso C., Ciampo G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Torre M. (1996) – Successioni sedimentarie del Messiniano e del Pliocene inferiore-medio in Irpinia settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 115, 701-715.

Bernoulli D., Anselmetti F.S., Eberli G.P., Mutti M., Pignatti J.S., Sanders D.G.K., Vecsei A. (1996) – Montagna della Majella: the sedimentary and sequential evolution of Bahamian-type carbonate platform on the south tethyan continental margin. Mem. Soc. Geol. It., 51, 7-12.

Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., and Scandone, P., (1992) – Structural Model of Italy: Consiglio Nazionale delle Ricerche Progetto Finalizzato Geodinamica 114, scale 1:500,000.

Boccaletti M., Coli M., Napoleone G. (1977) – Nuovi allineamenti strutturali da immagini Landsat e rapporti con l'attività sismica negli appennini. Boll. Soc. Geol. It., 96, 679-694.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P., Perrone V. (1988) – Il complesso liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.

Bonardi G., De Capoa P., Fioretti B., Perrone V. (1993) – L'âge de metacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanien, Italie) et ses implications géodynamique. C.R. Acad. Sci. Paris, s.2, 317, 955-962.

Boni M., Iannace A., Koster J., Parente M. (1990) – Anoxis facies in the Upper Triassic of Picentini Mountains (Southern Appennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 109, 171-185.

Boni M., Ippolito F., Scandone P., Zamparelli Torre V. (1974) – L'Unità del Monte Foraporta nel lagonegrese (Appennino Meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 93, 469-512.

Bousquet J.C. (1962) – Age de la série des Diabases-Phosphorites (Roches Vertes du Flysch calabro-lucanien; Italie Meridionale). Bul. Soc. Géol. France, s.7, 4, 712-718.

Bousquet J.C. (1971) – La tectonique tangentielle des séries calcareo-dolomitiques du nord est de la Appennines calabro-lucanien (Italie meridionale). Geologica Rom., 10, 23-52.

Bousquet J.C., Grandjacquet C. (1969) – Structure de la Appennines calabro-lucanien (Italie meridionale). C.R., Acad. Sci. Paris, s.D, 268, 13-16.

Butler, R. W. H., S. Mazzoli, S. Corrado, M. De Donatis, D. Di Bucci, R. Gambini, G. Naso, C. Nicolai, D. crocca, P. Shiner, and V. Zucconi, 2004, Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy—Limitations and implications, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: APG Memoir 82, p. 647– 667.

Calamita F., Scisciani V., Adamoli L., Ben M'Barek M., Telorosso M. (2002) – Il sistema a thrust del Gran Sasso d'Italia (Appennino Centrale). Studi Geol. Camerti, n.s., 1, 19-32.

- Carbone S., Catalano S., Lentini F., Monaco C. (1988) – Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 331-341.
- Carbone S., Lentini F. (1990) – Migrazione neogenica del sistema catena-avanpaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali. *Riv. It. Paleon. Stratigr.*, 96, (2-3), 271-296.
- Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L., Vially R. (1988) – Neogene geodynamic evolution of the southern Appennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 109-120.
- Castellano M.C., Sgrosso I. (1996) – Età e significato dei depositi miocenici della formazione di M. Serio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 25-28.
- Cello G., Mazzoli S. (1999) – Appennine tectonics in southern Italy: a review. *Journ. Geodynamics*, 27, 191-211.
- 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 zones of the Southern Appennines, Italy: an example from the Molise district. *Tectonics*, 8 (4), 753-768.
- Centamore E., Chiocchini U., Jacobacci A., Lanari G., Santagai C. (1970) – Geologia della zona nord-occidentale del Foglio 187 "Melfi". *Boll. Serv. Geol. It.*, 91, 113-148.
- Centamore E., Chiocchini U., Moretti A. (1971) – Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (provincia di Potenza). *Studi. Geol. Camerti*, 1, 97-122.
- Ciarapica G. (1990) – Central and Northern Appennines during the Triassic: a review. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 39-50.
- Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Panzanelli-Fratoni R., Zaninetti L., Salvini-Bonnard G. (1990) – Reworked foraminifera in the Triassic Monte Facito Formation Auct., Lagonegro basin (southern Appennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 143-149.
- Clermonte J., Pironon B. (1979) – Le plate-forme campano-abruzzaise de la Meta au Matese (Italie meridionale): différenciations au Paleogene et au Miocene, structures, relations avec les formations molisanes. *Bull. Soc. Geol. France*, s.7, 21, 737-743.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G., Butler R.W.H. (1997) – Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): implications for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Appennines orogenic system. *Jorn. Soc. Geol. London*, 117, 761-776.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G., Damiani A.V. (1998) – Rapporti tra le grandi unità stratigrafico-strutturali dell'Alto Molise (Appennino Centrale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 761-776.
- Crescenti U. (1966) – Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, 541-579.
- Crescenti U., Biondi R., Raffi I., Rusciadelli G. (2002) – The S.Nicolao section (Montagna della Majella): a reference section for the Miocene-Pliocene boundary in the Abruzzi area. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. Spec. 1, 509-516.
- Critelli S., Le Pera E. (1994) – Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Appennines thrust-top basins (Italy). *J. Sediment. Res.*, A64 (4), 824-835.
- Crostella A., Vezzani L. (1964) – La geologia dell'Appennino foggiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, 121-141.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1972) – Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania). *Accad. Naz. Lincei, Quad.*, 183, 49-72.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) – Structural pattern of the Campania-Lucania Appennines. *Quad. Ric. Sci.*, 90, 313-327.
- D'Azzaro L., Di Nocera S., Pescatore T., Rapisardi L., Romeo M., Russo B., Senatore M.R., Torre M. (1988) – Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore e il T. Calaggio (Monti della Daunia-Appennino Meridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 411-422.
- D'Azzaro L., Rapisardi L. (1984) – Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 51-58.

- D'Azzaro L. Rapisardi L. (1987) – Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno. Mem. Soc. Geol. It., 38, 241-246.
- D'Azzaro L. Rapisardi L. (1986) – Schema geologico del margine appenninico tra il F. Fortore e il F. Ofanto. mem. Soc. Geol. It., 51, 143-147.
- De Castro P. (1990) – Studies on the Triassic carbonates of the Salerno province (southern Italy): the Croci-D'Acerno sequence. Boll. Soc. Geol. It., 109, 187-217.
- De Corsa S., Scrocca D., Tozzi M. (1998) – Geologia dell'anticlinale del Matese e implicazioni per la tettonica dell'Appennino molisano. Boll. Soc. Geol. It., 117, 419-441.
- De Wever P., Miconnet P. (1985) – Datations directes des radiolarites du bassin du Lagonegro (luçanie, Italie meridionale). Implications et consequences. Rev. Espan. Micropaleont., 17, 373-402.
- Dietrich D., Lorenzoni S., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E., Di Pierro M. (1976) – Contributions to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. Bol. Soc. Geol. It. 95, 193-217.
- Di Nocera S., Matano F., Torre M. (2001) – Le unità sannitiche auct. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuova ipotesi interpretativa con l'introduzione dell'unità di Frigento. Studi. Geol. Camerti, n.s., 1, 87-102.
- Iannace A., Boni M., Zamparelli V. (1995) – The middle-upper Triassic of the San Donato Unit Auct. (Northern Calabria): stratigraphy, paleogeography and tectonic implications. Riv. Ital. Paleont. Stratigr, 101 (3), 301-324.
- Iannace A., Zamparelli V. (2002) – Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of the Southern Appennines. Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 179, 1-18.
- Letto A., Barilaro A.M. (1993) – L'Unità di San Donato quale margine deformato Cretacico-Paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino Meridionale-Arco Calabro). Boll. Soc. Geol. It., 112, 1-20.
- Improta L., Iannacone G., Capuano P., Zollo A., Scandone P. (2000) – Interferences of the upper crustal structure of Southern Appennines (Italy) from seismic refraction investigations and subsurface data. Tectonophysics, 317 (3-4), 273-297.
- Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) – Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Appennines. In Squyres C. Ed., Geology of Italy, Earth Sci. Soc. Libyan Arab Republ., 317-328.
- Knott S.D. (1987) – The Liguride complex of southern Italy: a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge. Tectonophysics, 142, 217-226.
- Knott S.D. (1994) – Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride complex, southern Appennines, Italy. J. Struct. Geol., 16, 1107-1120.
- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. (1978) – Provenienza ed evoluzione dei flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II. Relazione tra ofioliti e flysch calabro-lucano. Ofioliti, 3, 189-210.
- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. (1979) – Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Appennine (Southern Italy). Ofioliti, 4, 178-182.
- Lentini F. (1979) – Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano). Geol. Rom., 18, 215-224.
- Lentini F. Ed. (1991) – Carta Geologica del bacino del Fiume Agri. Regione Basilicata-Dipartimento Assetto del Territorio, SELCA, Firenze.
- Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2002) – Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Appennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution. J. Geodynamics, 34, 141-158.
- Lentini F., Catalano S., Carbone S. (1996) – The external thrust system in Southern Italy: a target for petroleum exploration. Petrol. Geosci., 2, 333-342.
- Lojacono F., Sbarra R. (1991) – Caratteri sedimentologici della Formazione di Serra-Palazzo nei dintorni di Tricarico (Basilicata). Mem. Soc. Geol. It., 47, 157-166.
- Marsella E., Bally A.W., Cippitelli G., D'Argenio B., Pappone G. (1995) – Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Appennine thrust belt evolution. Tectonophysics, 252, 307-330.

- Marsella E., Kozur H., D'Argenio B. (1993) – Monte Facito Formation (Scythian-Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro basin in the Southern Appennines. *Boll. Serv. Geol. It.*, 110, 225-248.
- Matano F., Di Nocera S. (2001) – Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino Meridionale): nuovi dati e interpretazioni. *Boll. Serv. Geol. It.*, 120, 3-14.
- Mazzoli S., Barkham S., Cello G., Gambini R., Mattoni L., Shiner P., Tondi E. (2001) – Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Appennines, Italy. *J. Geol. Soc. London*, 158, 309-319.
- Mazzoli S., Corrado S., Donatis M., Scrocca D., Butler R.W.H., Di Bucci D., Naso G., Nicolai C., Zucconi V. (2000) – Time and space variability of “thin skinned” and “thick skinned” thrust tectonics in the Appennines (Italy). *Rend. Fis. Accad. Lincei*, 11 (9), 5-39.
- Miccadei E., Parotto M. (1998) – Assetto geologico delle dorsali Rotella-Pizzalto-Porrara (Appennino abruzzese orientale). *Geol. Rom.*, 34, 87-113.
- Miccadei E., Parotto M., Piacentini T. (1998) – Assetto geologico-strutturale dei monti della Conca Subequana (Appennino Abruzzese, Italia centrale). *Geol. Rom.*, 34, 31-50.
- Miconnet P. (1988) – Evolution mesozoique du secteur de Lagonegro. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 321-330.
- Monaco C., Tortorici L. (1995) – Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Appennines orogenic belt. *Terra Nova*, 7, 153-160.
- Monaco C., Tortorici L., Paltrinieri W. (1998) – Structural evolution of the Lucanian Appennines, southern Italy. *J. Struct. Geol.*, 20, 617-638.
- Morsilli M., Rusciadelli G., Bosellini A. (2002) – Large-scale gravity-driven structures: control on margin architecture and related deposits of a Cretaceous Carbonate Platform (Montagna della Majella, central Appennines, Italy). *Boll. Sc. Geol. It.*, 1, 619-628.
- Pagliaro S. (1991) – Geology of the Campagna tectonic window (Piacentini Mts, Salerno). Progetto CROP, Workshop sottoprogetto CROP-04-Appennino Meridionale, Pisa 2001, Riassunti.
- Pappone G., Sacchi M., Zamparelli V. (1998) – Studio comparato di alcune successioni di scarpata carbonatica dell'Appennino campano-lucano. 74° Congresso Naz. Soc. Geol. It., Extended Abstracts, A, 441-444.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) – Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Patacca E., Scandone P. (2001) – Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Appennines (Pliocene-Pleistocene). In Vai G.B. & Martini I.P. Eds., *Anatomy of an orogen: the Appennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publ., 401-440.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992) – The Numidian sand-event in the Southern Appennines. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 43, 297-337.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992) – La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. In: Tozzi M., Cavinato G.P., Parotto M. Eds. “Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto”. AGIP-CNR-ENEL. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991-2, 417-441.
- Patacca E., Scandone P. (2005) – The Geological Map of Sannio and Surrounding Areas by Raimondo Selli (scale 1:100.000). A precious collection of still current data. *Boll. Soc. Geol. It.*, 4, 17-30.
- Patacca E., Scandone P. (2007) – Geology of the Southern Appennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 7, 75-119.
- Pescatore T. (1963) – Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo. *Vol. Soc. Natur. Napoli*, 72, 213-227.
- Pescatore T. (1965) – Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica. *Atti Acad. Sci. Fis. Mat. Napoli*, s. 3, 5, 101-145.
- Pescatore T. (1968) – Evoluzione tettonica del bacino irpino (Italia meridionale) durante il Miocene. *Vol. Soc. Geol. It.*, 97, 1978, 783-805.
- Pescatore T. (1984) – Evolution of a flysch basin during continental collision: Irpinian Basin, Southern Italy. In Boccaletti M., Gelati R., Ricci-Lucchi F. Eds., *proc. interim. “Colloq. on. Paleogeography and Geodynamics of the Perityrrhenian area”* (Firenze, oct. 15-17). *G. Geol.*, s3a, 48, 121-127.

- Pescatore T. (1988) – La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano. Mem. Soc. Geol. It., 41, 37-46.
- 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., Pinto F., Renda P., Senatore M.R., Tramutoli M., Valente A. (1996) – Avanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia). Rend. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, 63, 85-121.
- Pescatore T., Renda P., Schiattarella M., Tramutoli M. (1999) – Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Appennines, Italy. Tectonophysics, 315, 269-286.
- Pescatore T., Renda P., Tramutoli M. (1988) – Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità silicidi nella media Valle del Basento (Lucania, Appennino meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 41, 353-361.
- Pescatore T., Renda P., Tramutoli M. (1992) – “Tufiti di Tusa” e flysch numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale). Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., Soc. Naz. Sci. Let. Arti. Napoli, s4, 59, 57-72.
- Pescatore T., Renda P., Tramutoli M. (1999) – Carta geologica della Lucania centrale (Appennino meridionale). Stab. L. Salomone, Roma.
- Pescatore T., Senatore M.R. (1986) – A comparison between a present day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Appennines (Italy). Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 8, 169-182.
- Pescatore T., Sgrossi I. (1973) – I rapporti fra la piattaforma campano-lucana e la piattaforma abruzzese-campana nel Casertano. Vol. Soc. Geol. It., 92, 925-938.
- Pescatore T., Sgrosso I., Torre M. (1969) – Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano. Mem. Soc. Natur. Napoli., suppl. 78, 337-408.
- Roure F., Casero P., Viall R. (1991) – Growth processes and melange formation in the southern Appennines accretionary wedge. EPSL, 102, 395-412.
- Roure F., Sassi W. (1995) – Kinematics of the formation and petroleum system appraisal in the Neogene foreland fold- and thrust-belts. Petr. Geosci., 1, 253-269.
- 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.
- Scrocca D., Tozzi M., Parotto M. (1995) – Assetto strutturale del settore compreso tra il Matese, le Mainarde e l'unità di Frosolone. Implicazioni per l'evoluzione neogenica del sistema di sovrascorrimenti nell'Appennino centro-meridionale. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 407-418.
- Selli R. (1962) – Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 3, 733-789. bacino molisano. Mem. Soc. Geol. It., 51, 263-272.
- Selli R. (1964) – Southern Appennines and Umbria. Guidebook of International Field Institute, Italy. Am. Geol. Inst., s. IV, 1-29.
- Selli R. (2003) – Carta Geologica del Sannio e delle Regioni Limitrofe, scala 1:100000. Pubbl. postuma a cura di Sartori et alii. Litografia Artistica Cartografica Firenze.
- Servizio Geologico d'Italia (1975) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n.173 Benevento.
- Servizio Geologico d'Italia (1970) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n.162 Campobasso.
- Sgrosso I. (1996) – I rapporti tra i depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano. Mem. Soc. Geol. It., 51, 263-272.
- Sgrossi I., Amore F.O., Ruggiero Taddei E. (1988) – L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino molisano. Boll. Soc. Geol. It., 107, 73-79.
- Spadea P. (1982) – Continental rocks associated with ophiolites in Lucanian Appennines. Ofioliti, 7, 501-522.
- Speranza F., Mattei M., Naso G., Di Bucci D., Corrado S. (1998) – Neogene-Quaternary evolution of the central Appenine orogenic system (Italy): a structural and paleomagnetic approach in the Molise region. Tectonophysics, 299, 143-157.
- Tortorici L. (1975) – Osservazioni geologiche sul flysch di S. Bartolomeo nell'area compresa fra il Fiume Trigno e Benevento (Italia Meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 94, 1791-1809.

*INQUADRAMENTO GEOLOGICO E ASPETTI SISMOLOGICI DELL'AREA DELL'INVASO DI
CAMPOLATTARO (BENEVENTO)*

Tozzi M., Menconi A., Sciamanna S., (1996) – Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tettonogenesi dell'Appennino campano. Boll. Soc. Geol. It., 115, 249-278.

Vai G.B. (1994) – Crustal evolution and basement elements in the Italian area: Paleogeography and characterization. Boll. Geof. Teor. Appl., 36 (141-144), 411-434.

Vai G.B. (2001) – Basement and early (pre-Alpine) history. In Vai G.B., Martini I.P. Eds., Anatomy of an orogen: The Appennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publ., 121-150.

4. FOTO INTERPRETAZIONE MORFO STRUTTURALE

4.1 PREMESSA

Le immagini utilizzate per la foto interpretazione sono state scelte sia tra quelle satellitari che da fotogrammi per restituzione fotogrammetrica che consentono una visione stereoscopica tridimensionale molto utile per ricavare informazioni morfologiche e strutturali. L'attenzione si è concentrata soprattutto su queste ultime in quanto dalle immagini satellitari sono emersi elementi, a scala regionale, già noti in letteratura e ben studiati come per esempio da Boccaletti et al. 1977.

I fotogrammi utilizzati sono stati acquistati dalla Compagnia Generale Riprese Aeree di Parma e fanno parte del Volo Italia del 1996. Si tratta di fotogrammi in bianco e nero con dettaglio molto spinto per cui, benché la scala nominale sia 1:75000, si ottengono informazioni utili anche con ingrandimenti fino alla scala 1:10000.

Questo fatto è risultato molto utile in quanto dallo stesso fotogramma si sono ottenute sia informazioni di inquadramento che di dettaglio.

La visione delle immagini è stata affidata a due operatori per ovviare alla soggettività che caratterizza spesso questa tecnica di indagine.

4.2 RISULTATI

Gli elementi individuati sono stati trasferiti nella carta dei lineamenti strutturali allegata.

Nella legenda sono state distinte lineazioni sicuramente legate all'assetto tettonico e quindi indicate come faglie. Tra queste sono state distinte quelle con persistenza maggiore del chilometro da quelle considerate di minor importanza. Inoltre sono indicate le faglie con rigetto verticale (linee con barbette rivolte verso la parte ribassata) e due che presentano una componente di rigetto orizzontale indicato da apposita freccia. Sono anche state delimitate le nicchie di distacco delle frane di maggiore estensione ma non vi sono elementi per distinguere tra frane attive quiescenti o inattive.

Alcune delle faglie corrispondono a quelle indicate nel foglio geologico della Carta Geologica d'Italia n 173 "Benevento".

Esaminando la distribuzione spaziale e le relazioni tra i lineamenti si osserva che questi possono essere sostanzialmente raggruppati in 3 famiglie con differente orientazione:

1) NW-SE, con alcuni lineamenti che arrivano a NNW-SSE nella parte meridionale dell'area.

2) E-W con piccole oscillazioni verso ESE- WSW e ENE-WNW.

3) NNE – SSW, con variazioni verso NE – SW.

1) NW-SE

- Questi lineamenti formano la famiglia più importante nell'area. Nella zona nord occidentale questi lineamenti isolano blocchi che si abbassano verso sud ovest formando una struttura a scala (step faulting). Mentre nelle parti centro settentrionali si osserva un abbassamento verso nord est. Tra i due settori si ha un ampio altopiano nel quadrante nord occidentale. In questo quadrante alcune di queste faglie hanno il trend N-S e presentano curvature, in combinazione con gli altri lineamenti formano ristretti argini rilevati e alcuni bacini depressi.

- Il lineamento NW-SE, sembra essere non solo il più importante ma anche il più vecchio. Esso è tagliato sia dai lineamenti E-W (nella parte centrale all'altezza della diga) che da quello NNE – SSW.

-Generalmente le morfologie di molti fiumi e torrenti sono controllate da questo sistema. La minore presenza dello stesso nella porzione orientale dell'area può essere dovuta alla età più recente delle formazioni affioranti ed alla loro natura di rocce tenere.

2) E-W

- Questo sistema di lineamenti che spesso taglia quello NW-SE è tagliato dal sistema NNE– SSW, quindi sembra cronologicamente intermedio tra i due;

- Ha generalmente forte persistenza e attraversa l'area in cinque fasce: 1) lungo il corso d'acqua posto al limite meridionale della carta, 2) a circa un terzo della stessa, 3) circa all'altezza della diga di Campolattaro, 4) a nord di Monte Alto. 5) al limite settentrionale della carta, dove l'interazione tra i vari lineamenti è molto intensa. In questa fascia risulta poco evidente nella parte orientale;

- Essendo abbastanza vecchi, anche questi lineamenti affiorano meglio nel settore occidentale della carta dove sono presenti le rocce più competenti e di età più antica;

- Spesso le faglie di questo sistema hanno una componente di rigetto verticale;

- Il sistema E-W è abbastanza continuo e soprattutto tronca i blocchi preesistenti del sistema NW-SE; per questo motivo molte frane si originano in corrispondenza di questi lineamenti.

3) NNE SSW

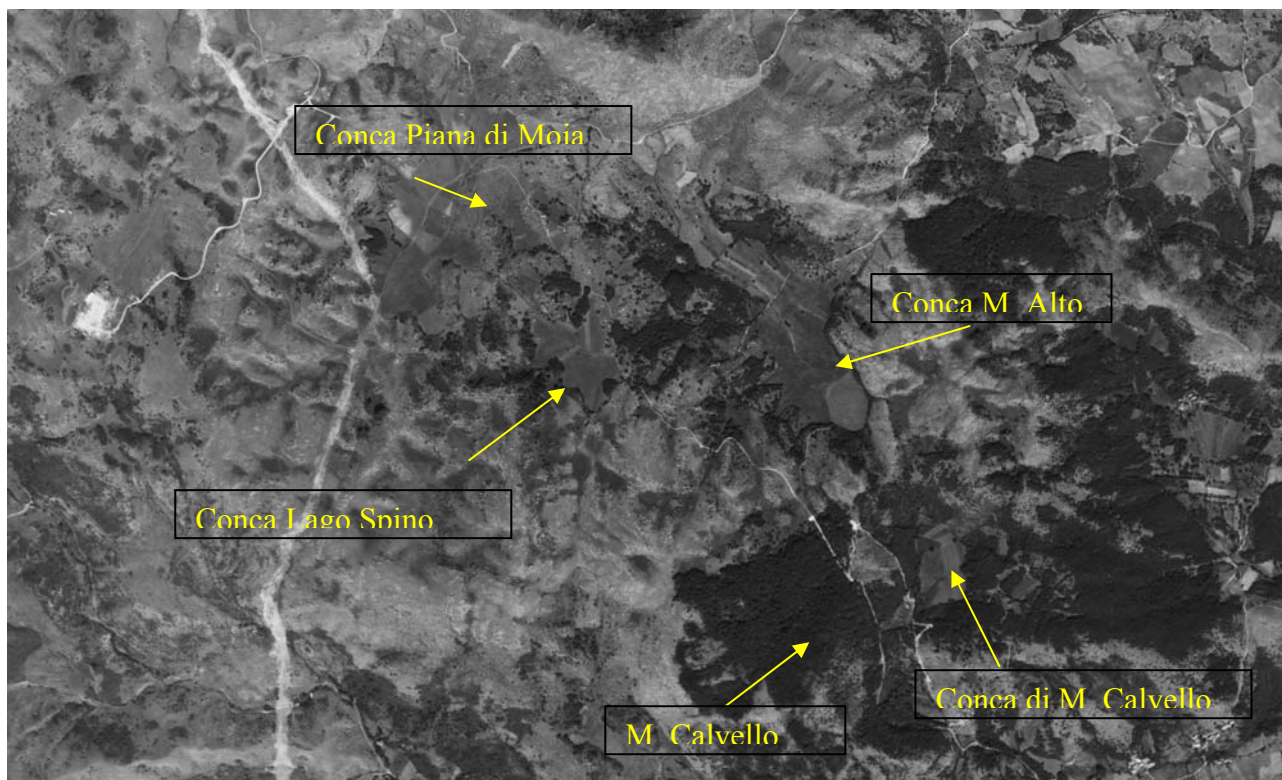
- Questo sistema di lineamenti presenta una certa variabilità nell'orientazione fino a ottenere una direzione quasi N-S;
- Spesso i lineamenti formano degli sciami molto persistenti e sono diffusi in tutta l'area. Esistono varie zone, nell'area di studio, che sono particolarmente interessate da questi sciami. Va sottolineato che in prossimità di Monte Ricci una faglia con il trend di NE-SW, mostra uno spostamento obliquo con una componente destra;
- I lineamenti di questa famiglia tagliano sia quelli NW-SE che quelli E-W e sono abbondanti anche nel settore orientale della carta, dove affiorano le rocce più giovani, quindi questo sistema risulta il più recente;
- L'interazione con il sistema NW-SE, ha prodotto la formazione di numerosi blocchi a forma di rombo;
- Nella zona della diga sia il fiume che i blocchi circostanti sono controllati da questo sistema che, qui, ha orientamento più prossimo a N-S.

Il sito individuato per il futuro invaso superiore presenta, dal punto di vista morfologico, alcune criticità: la presenza di un esteso versante (ad occidente) molto acclive probabilmente in roccia calcarea fratturata; la presenza immediatamente a valle dello sbarramento (oriente) di un avvallamento inciso che sbocca, più a valle, in aree altamente antropizzate.

Un esame morfologico qualitativo è stato eseguito nella porzione posta a quota più elevata presente ad ovest di M. Calvello. In quest'area sono individuate alcune conche depresse di estensione maggiore rispetto a quella di M. Calvello. Tali conche non presentano versanti ripidi e questo esclude la possibilità di crolli o di altre forme di instabilità di versante possibili in concomitanza di forti scosse telluriche. La conca presente a N di M. Calvello (conca di M. Alto) è attraversata da una delle faglie con evidente rigetto orizzontale e quindi necessiterà di una indagine di paleosismica per determinare l'età dell'ultima deformazione subita.

La conca posta a NO, denominata Lago Spino, è delimitata da un lineamento tettonico appartenente alla famiglia degli elementi più antichi.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E ASPETTI SISMOLOGICI DELL'AREA DELL'INVASO DI
CAMPOLATTARO (BENEVENTO)



5. ASPETTI SISMOLOGICI

Il presente studio ha il compito di (1) definire le caratteristiche sismologiche dei settori circostanti il sito investigato e di (2) tracciare un inquadramento della pericolosità sismica di base. Per la realizzazione di questo studio ci si è avvalsi di:

- Banche dati sismologiche disponibili on-line relative a:
 - o Dati di sismicità storica
 - o Dati relativi ai meccanismi focali di terremoti recenti
 - o Dati di sismicità strumentale
 - o Dati relativi alla posizione di strutture sismogenetiche
- Informazioni di natura sismotettonica disponibili in letteratura.

5.1 SISMICITA' STORICA

L'area indagata è stata interessata più volte in epoca storica da eventi sismici anche di dimensioni notevoli. Al fine di delineare un quadro più preciso delle conoscenze di sismicità storica occorsa nell'area Sannio-Matese consideriamo le informazioni contenute nel catalogo CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI04, 2004). Il catalogo CPTI04 contiene eventi accaduti nell'intervallo compreso tra il 200 a.C. e il 2002 d.C. con intensità epicentrale uguale o maggiore a 5/6 (MCS) ovvero con una magnitudo (M_S) maggiore a 4.0 (per gli eventi pre-1980) o 4.15 (per gli eventi occorsi successivamente al 1980).

Osserviamo innanzi tutto la fig. 14 la quale illustra la posizione geografica degli eventi sismici contenuti in CPTI04 e localizzati lungo il tratto meridionale dell'Appennino. Come è possibile notare, nelle immediate vicinanze di Pontelandolfo in epoca storica sono occorsi numerosi eventi sismici anche di dimensioni rilevanti (la magnitudo massima degli eventi più prossimi è di poco inferiore a 7).

Nella Tabella 1 sono riportate le osservazioni macrosismiche per il comune di Pontelandolfo contenute nel database Macrosismico Italiano – DBMI (Stucchi et al., 2007). Gli eventi raccolti in questa tabella sono ordinati in ordine decrescente di intensità macrosismica al sito (espressa secondo la scala MCS). L'evento sismico che ha prodotto i maggiori danni è il terremoto occorso nel 1688; la magnitudo momento stimata per questo evento corrisponde a 6.7. A Pontelandolfo l'intensità al sito dell'evento del 1688 ha

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E ASPETTI SISMOLOGICI DELL'AREA DELL'INVASO DI
CAMPOLATTARO (BENEVENTO)

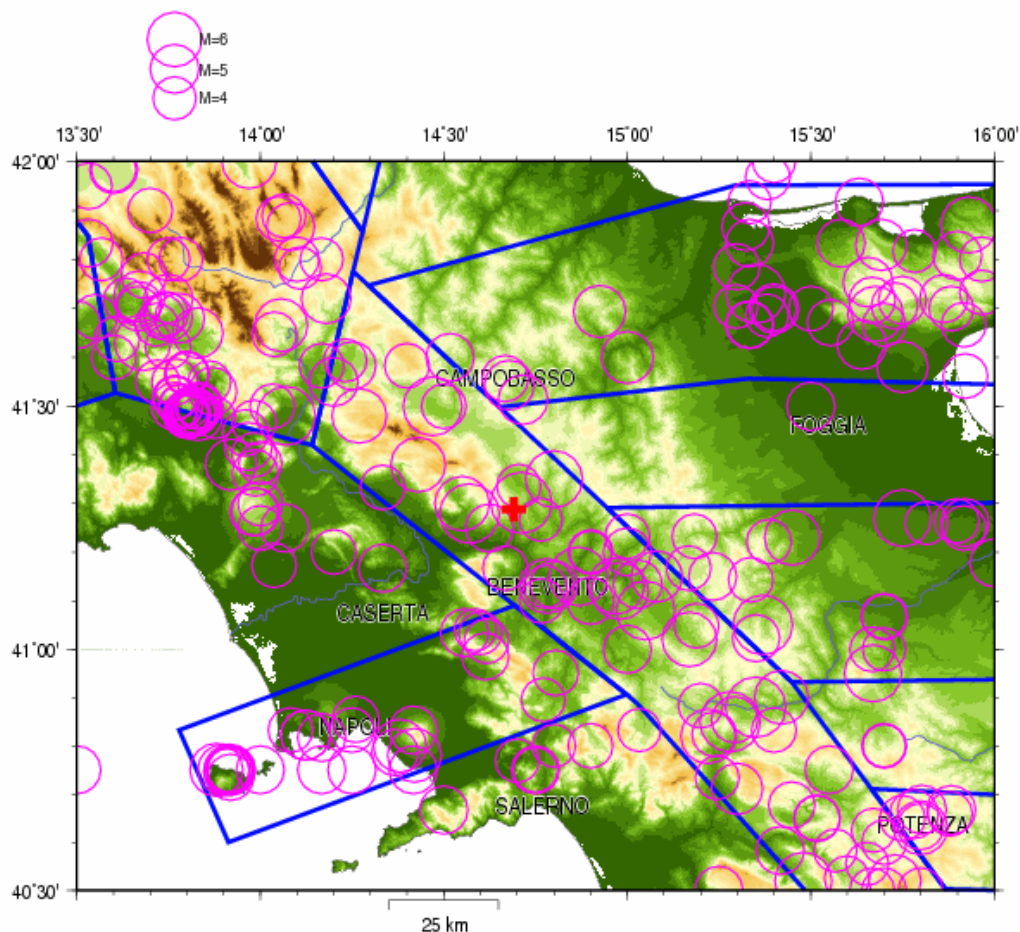


Fig. 14 - Sismicità storica contenuta nel catalogo CPTI (Gruppo di Lavoro CPTI04, 2004). I poligoni con bordo blu descrivono gli elementi della zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti et al., 2008).

Is	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Io	M _w
10	1688	06	05	15	30		Sannio	11	6.72
8-9	1456	12	05				Molise	10	6.96
7-8	1732	11	29	07	40		Irpinia	10-11	6.61
7	1930	07	23		08		Irpinia	10	6.72
7	1962	08	21	18	19	30	Irpinia	9	6.19
6	1927	05	25	02	50		Cerreto	6-7	5.16
6	1980	11	23	18	34	52	Irpinia-Basilicata	10	6.89
5	1984	05	07	17	49	42	Appennino abruzzese	8	5.93
4-5	1913	10	04	18	26		Matese	7-8	5.40
4-5	1990	05	05	07	21	17	Potentino	7	5.84
2-3	1905	11	26				Irpinia	7	5.32
2-3	1991	05	26	12	25	59	Potentino	7	5.22
2	1997	03	19	23	10	50	Matese	6	4.59
NF	1905	03	14	19	16		Beneventano	6-7	4.96
NF	1996	04	03	13	04	35	Irpinia	6	4.92

Tabella 1. Osservazioni macrosismiche per Pontelandolfo contenute nel database DBMI04 (Stucchi et al., 2007).

raggiunto il decimo grado (questo grado di intensità si caratterizza per la distruzione o il grave danneggiamento di circa il 75% del patrimonio edilizio, la fratturazione in alcuni punti del suolo e l'innescò dinamico di frane). Un secondo evento sismico importante è l'evento avvenuto nel 1456 il quale ha prodotto danni stimati tra l'ottavo ed il nono grado (intensità al sito, MCS). Stranamente, la posizione epicentrale di questo secondo evento è più vicina a Pontelandolfo rispetto a quella ricostruita per l'evento del 1688 (a questo proposito si rimanda al contenuto della fig. 15) nonostante i livelli di danneggiamento delineati siano inferiori rispetto all'evento del 1688. Sempre in Tabella 2 si può constatare come la località indagata abbia sofferto in epoca storica più danneggiamenti in conseguenza di eventi occorsi nella vicina Irpinia.

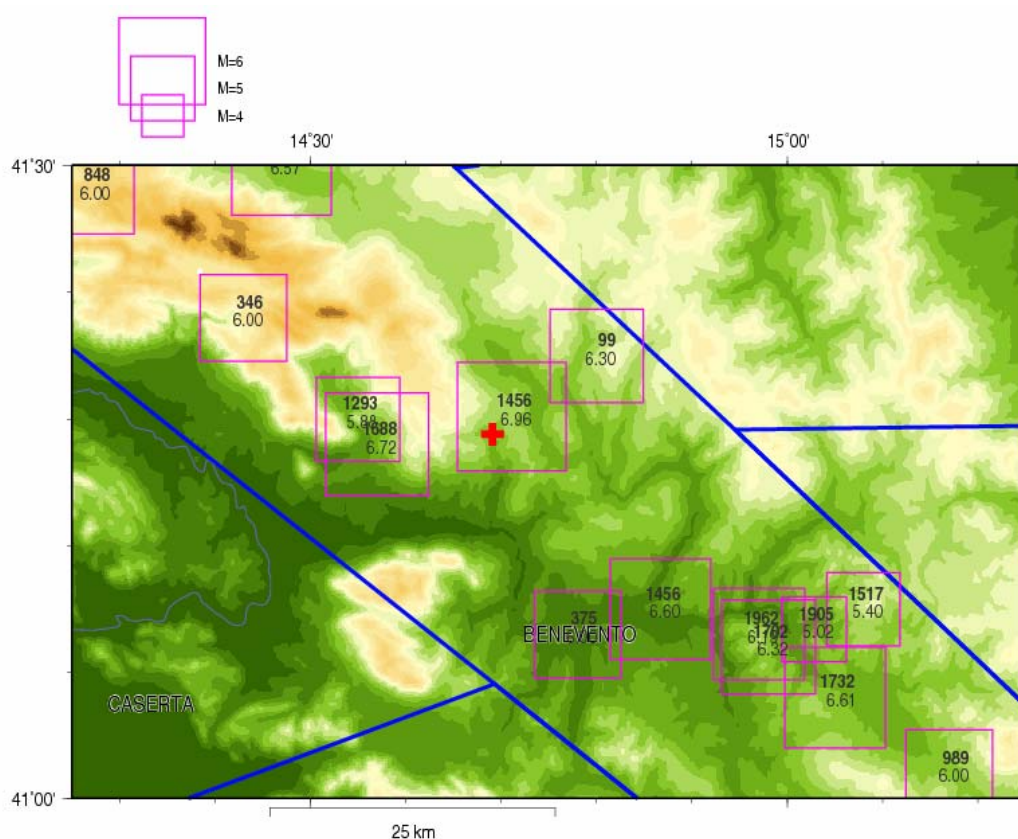


Figura 15. Dettaglio degli eventi (con $M_S > 5$) contenuti nel catalogo CPTI04 e con posizione epicentrale prossima a Pontelandolfo (BN).

La figura 15 illustra un dettaglio della mappa rappresentata in fig. 14. Da rilevare il consistente numero di epicentri di sismicità storica collocati a breve distanze della località indagata (identificata con una croce di colore rosso).

5.2 SISMICITA' STRUMENTALE

La mappa in fig. 16 rappresenta la distribuzione della sismicità strumentale raccolta nel Catalogo della Sismicità Italiana – CSI (Castello et al., 2006). Il catalogo CSI contiene

eventi sismici registrati dalla rete sismica INGV nell'intervallo temporale compreso tra il 1981 e il 2002.

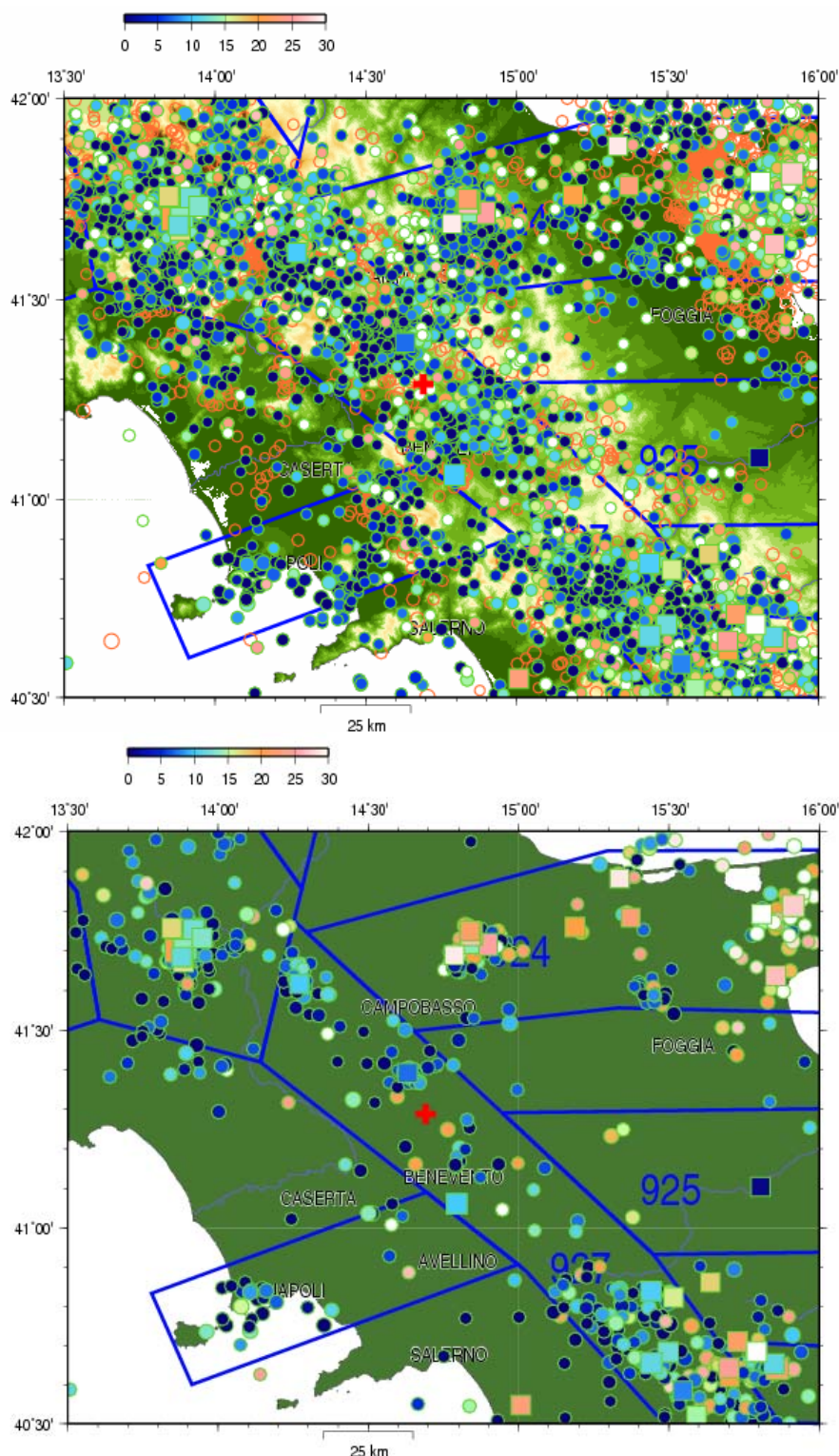


Figura 16. (pannello superiore) Sismicità strumentale contenuta nel catalogo CSI (Castello et al., 2006). Il colore di campitura dei cerchi è proporzionale alla profondità ipocentrale degli eventi (si veda a questo proposito la legenda posta in alto a sinistra). I cerchi non campiti di colore arancione rappresentano gli eventi contenuti nel [Bollettino Sismico dell'INGV](#). (pannello inferiore) come pannello superiore ma solo con eventi del catalogo CSI di magnitudo superiore a 2.5.

L'area indagata si trova in un settore caratterizzato da un'intensa attività sismica con

eventi di natura prevalentemente crostale la cui profondità ipocentrale è mediamente inferiore a 15-20km.

La sismicità strumentale osservata, quest'ultima perlopiù intesa come sismicità di bassa energia, viene attribuita da diversi Autori a strutture con direzione anti-Appenninica, considerate come strutture di svincolo tra le faglie distensive con direzione Appenninica dotate del maggior potenziale sismogenetico.

Milano et al. (1999) analizzano la sequenza sismica occorsa nel marzo 1997 con evento principale il sisma del 19 marzo ($M_D=4.1$) originatasi tra Sepino e Morcone. Le soluzioni dei piani focali calcolate per alcuni eventi della sequenza mostrano una prevalenza di meccanismi normali con una componente minore lungo lo strike ed un allineamento degli epicentri, soprattutto nelle prime fasi della sequenza, lungo una direzione NNE-SSO. Nell'area investigata Milano et al. tuttavia notano una marcata frammentazione con numerosi sistemi di fratture a diversa orientazione.

Bisio et al. (2004) studiando un insieme di eventi sismici di bassa magnitudo occorsi nel periodo 1991-2001 nell'area Sannio-Matese osservano un'evidente disomogeneità crostale in cui si distinguono parti ad alta resistenza con strutture anticlinali est-vergenti sepolte. Tali elementi tettonici vengono fatti corrispondere a settori, disposti con un orientamento di tipo appenninico, dotati di elevati valori di propagazione delle onde di compressione ovvero capaci d'accumulare elevati livelli di deformazione. Bisio et al. confrontando la posizione delle aree epicentrali di alcuni tra i maggiori terremoti storici occorsi nell'area Sannita (1805, 1688) con le posizioni delle regioni ad alta velocità individuate notano una buona corrispondenza. Inoltre, osservano una disposizione preferenziale della sismicità strumentale ai bordi di queste zone ad alta resistenza.

Milano et al. (2005) riassumono le caratteristiche della sismicità e lo stato di stress nell'area Sannio-Matese. Riprendendo i risultati di precedenti studi effettuati sulle sequenze sismiche e sui principali eventi occorsi nell'area - 1990, 1991-1992 e 1997-1998 - questi Autori (si veda la Figura 3.3 di Milano et al., 2005) accertano che le sequenze sopraccitate mostrano un allungamento prevalente con direzione anti-appenninica ed una posizione interposta tra le aree generatrici di terremoti di rilevanti dimensioni (1805, 1688).

5.3 ASSETTO SISMOTETTONICO

La zona investigata si trova in una delle aree caratterizzate da più alti valori del potenziale sismogenetico dell'intero territorio nazionale. Considerando la zonazione sismotettonica del territorio italiano ZS9, impiegata per il calcolo delle più recenti mappe di pericolosità

sismica (Gruppo di Lavoro, 2004; Meletti et al., 2008), Pontelandolfo si situa all'interno della zona sismogenetica 927. Questa zona sismogenetica si contraddistingue per l'occorrenza di numerosi terremoti distruttivi (la magnitudo massima indicata dal Gruppo di Lavoro (2004) per questa zona sismogenetica corrisponde a 7.06) ed un meccanismo di rottura prevalente di tipo normale (Meletti et al., 2008; Figura 14). La prevalenza di meccanismi focali di natura distensiva in questi settori è confermata anche da Pondrelli et al., 2006 e da Milano et al., 2005.

Bousquet et al. (1993) hanno studiato la neotettonica dell'area circostante Benevento individuando un'attività di età quaternaria lungo strutture con direzione "appenninica" (ESE-ONO) e strutture con strike disposte E-O. Nelle conclusioni del citato articolo, questi stessi autori, prendendo ad esempio il caso del terremoto Irpino del 1980, pongono l'attenzione sul fatto che in questi settori terremoti di energia elevata possono realizzarsi lungo sistemi con scarse evidenze superficiali.

Massa et al. (2005) hanno analizzato il tratto della valle del Calore posto a SO di Pontelandolfo. In questi settori segnalano scarse evidenze di attività tettonica quaternaria ma contemporaneamente notano due principali sistemi di faglie pervasivamente diffusi nell'area. Un primo sistema con direzione E-O e SO-NE composto da strutture distensive di età tardo Pliocenica caratterizzate da cinematica compatibile con un sistema di sforzi con asse σ_1 orientato in direzione SO-NE. Un secondo sistema di faglie normali dirette SO-NE la cui genesi è attribuita ad una variazione locale del sistema di sforzi.

5.3.1 Assetto sismotettonico locale

L'assetto sismotettonico in prossimità di Pontelandolfo è fortemente condizionato dall'evento del 1688 e, in particolar modo, dalla posizione della struttura tettonica generatrice di tale evento.

Le più recenti ipotesi sull'ubicazione della faglia responsabile dell'evento del 1688 sono state avanzate da Gasperini et al. (1999), Valensise e Pantosti (2001) ((si veda anche Basili et al., 2008 e il database DISS <http://legacy.ingv.it/DISS/>) e da Di Bucci et al. (2006). La Figura 17 mostra una sintesi delle più recenti ipotesi su questa struttura.

Gasperini et al. (1999) hanno ubicato la struttura generatrice dell'evento del 1688 applicando una metodologia che si basa sulla distribuzione del campo macrosismico (l'azimuth che questi Autori hanno indicato per la struttura generatrice dell'evento del 1688 è $118^\circ \pm 14^\circ$).

Di Bucci et al. (2006) attraverso uno studio geologico e geomorfologico dell'area attraversata dal fiume Calore hanno definito una nuova posizione per la faglia supposta essere generatrice dell'evento del 1688. Secondo questi Autori, l'esistenza del sistema di faglie lungo il Calore è avvalorata sia dalla presenza di strutture distensive compatibili con una distensione NO-SE nella parte superiore del Calore, strutture interpretate come strutture proprie di un sistema di Relay Ramp (Peakock and Sanderson, 1994) sia dall'esistenza del sistema di faglie distensive di Boiano. Secondo questa teoria, il sistema di faglie del Calore dovrebbe possedere caratteristiche analoghe al sistema di Boiano, posto più a nord. Il sistema di Boiano è caratterizzato da una famiglia di strutture con immersione NE (a cui appartiene la faglia principale), da un sistema di discontinuità antitetico (con immersione a SO) e da faglie disposte in direzione E-O che fungono da collegamento tra i due sistemi coniugati.

La stretta vicinanza tra il sistema di faglie di Boiano (generatrice dell'evento 1805) e quello del Calore potrebbe lasciar presumere una loro possibile interazione (Scholz, 2002). In questa eventualità è chiaro che il livello di pericolosità connesso si incrementerebbe ulteriormente in conseguenza dell'aumento della magnitudo massima generabile. Di Bucci et al. (2006), impiegando la metodologia proposta da Scholz e Gupta (2000), sostengono tuttavia che l'interazione tra i sistemi di faglie di Boiano e del Calore, e quindi la generazione di un unico evento sismico contemporaneo sui due sistemi, è molto improbabile.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E ASPETTI SISMOLOGICI DELL'AREA DELL'INVASO DI
CAMPOLATTARO (BENEVENTO)

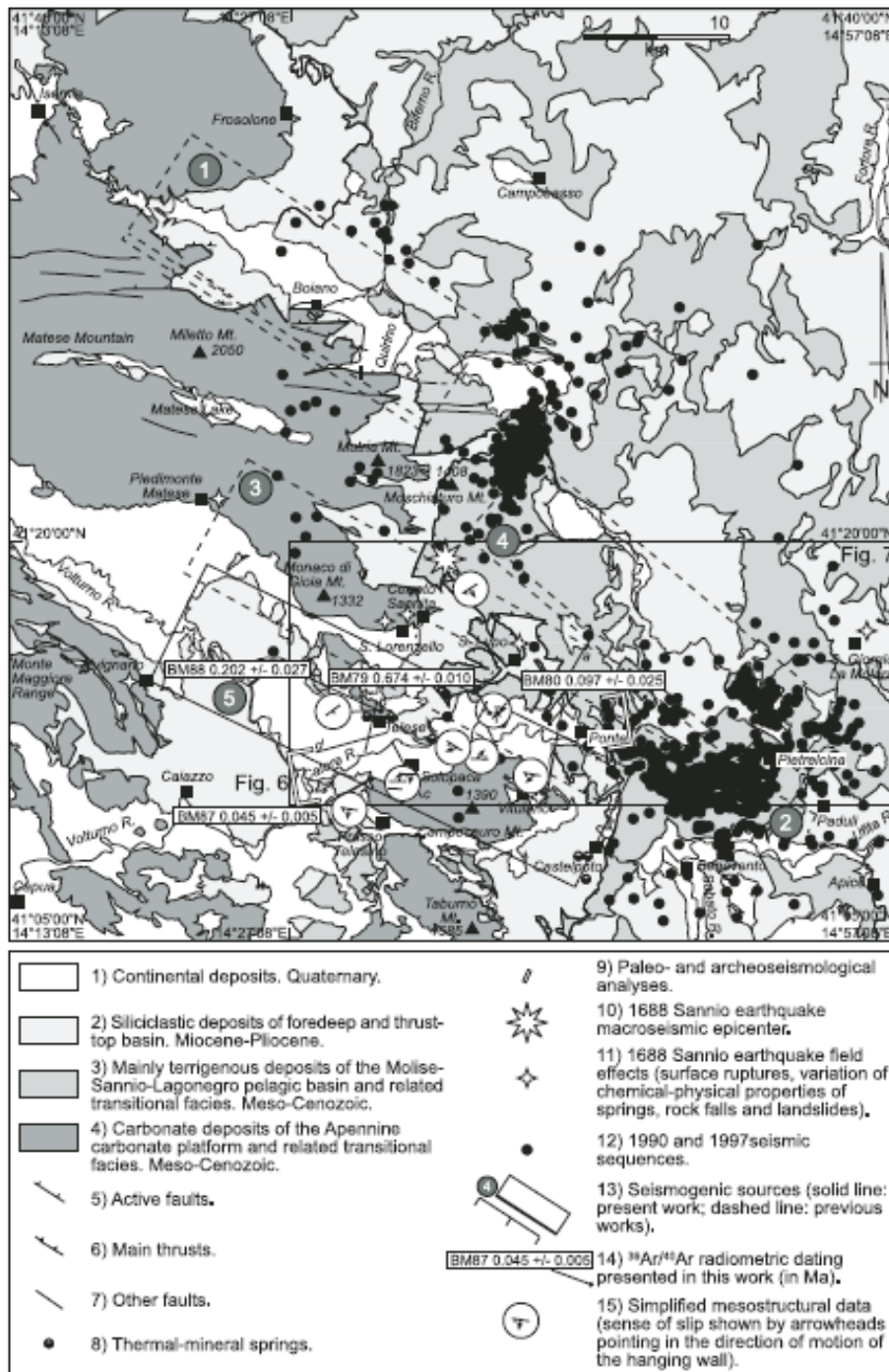


Figura 17. Ipotesi sulla posizione della struttura generatrice dell'evento del 1688 (Di Bucci et al, 2006). I numeri dal 2 al 5 posti in cerchi grigi indicano le strutture sismogenetiche secondo quanto indicato da: (punti 2 e 4) Valensise e Pantosti in più studi, (punto 3) Gasperini et al. (1999), (punto 5) Di Bucci et al. (2006).

5.3.2. Alcune indicazioni sulla pericolosità sismica di base

Impiegando la pericolosità sismica contenuta nell'allegato A delle Norme Tecniche per le Costruzioni (DM 14 gennaio 2008, pubblicato sulla Gazzetta Ufficiale n. 29 del 4 febbraio 2008 – Suppl. Ordinario n. 30), e riferendoci ai valori dei nodi della griglia di riferimento più vicini a Pontelandolfo (31209, 30987, 31210, 30988), si ottiene un insieme di informazioni sulla pericolosità sismica di base che riassumiamo in Tabella 2. Da questa tabella in particolare si desume che la PGA con il 10% di probabilità di eccedenza in 50 anni (una probabilità di riferimento nell'ambito delle valutazioni di pericolosità sismica) è pari a 0.265g mentre la PGA con il 5% di probabilità di eccedenza nello stesso intervallo temporale (ovvero con un periodo di ritorno di 975 anni) è pari a 0.363g.

T_R [anni]	a_g [g]	F0 []	T_c^*
30	0.062	2.431	0.280
50	0.084	2.367	0.296
72	0.101	2.343	0.315
101	0.121	2.337	0.324
140	0.144	2.327	0.334
201	0.174	2.317	0.344
475	0.265	2.304	0.373
975	0.363	2.321	0.392
2475	0.503	2.454	0.433

Tabella 2. Parametri di riferimento per il comune di Pontelandolfo (BN).

Considerando le informazioni di pericolosità sismica ottenute nel corso del progetto S1 DPC-INGV (<http://esse1.mi.ingv.it/> - Ultimo accesso 28-08-2008) riferite al nodo 31209 della griglia di riferimento (il nodo più vicino a Pontelandolfo) lo spettro di risposta isoprobabile (5% di smorzamento – probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni) che se ne ricava è rappresentato in Figura 18. Come si può notare lo spettro mostra un picco di accelerazione spettrale approssimativamente per periodi intorno a 0.2s.

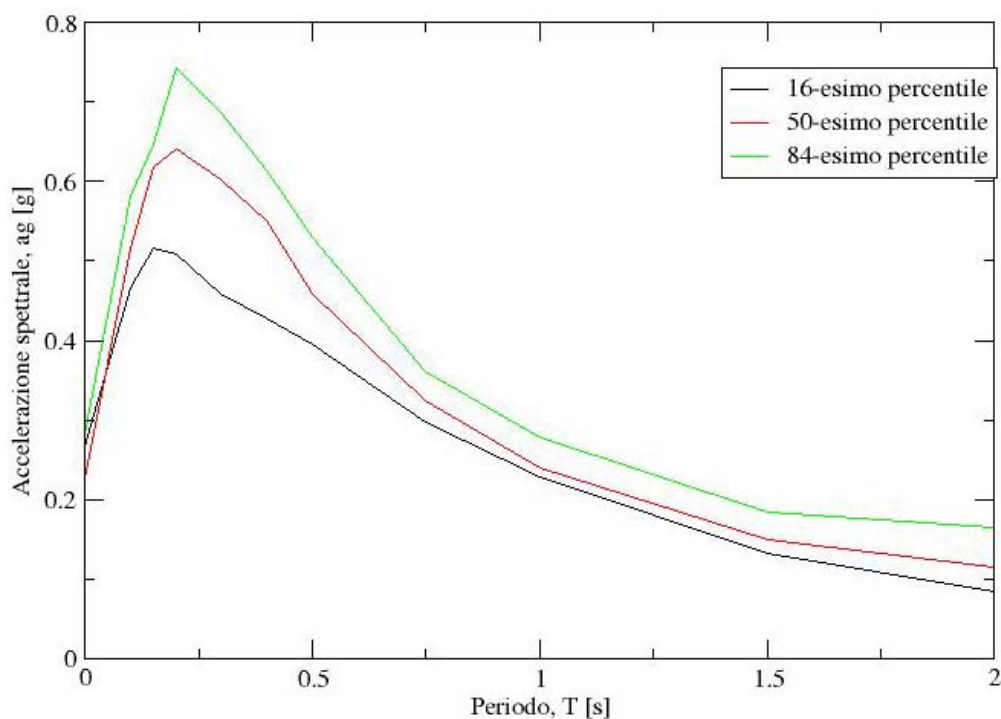


Figura 18. Spettro di risposta isoprobabile per il nodo 31209 della griglia impiegate per restituire i risultati del progetto S1 DPC-INGV.

5.4 CONCLUSIONI

L'area indagata si pone in una tra le aree con il maggiore potenziale sismogenetico e i maggiori valori di pericolosità sismica dell'intera penisola italiana. Questa osservazione è giustificata (1) dai dati di sismicità storica (2) dalle informazioni sismotettoniche reperite in letteratura e (3) dalle analisi di pericolosità sismica più recenti.

L'orientazione e la cinematica delle strutture tettoniche distensive più importanti poste nei settori prossimi l'area indagata appaiono coerenti con l'attuale regime geodinamico (Pondrelli et al., 2005). Il quadro sismotettonico nel suo complesso si compone di strutture tettoniche distensive con trend appenninico, quelle con il maggior potenziale sismogenetico, e da strutture distensive secondarie ad andamento E-O lungo cui, in alcuni casi, si sviluppano sciami sismici con eventi principali di magnitudo medio-bassa. L'elevata frammentazione non esclude localmente la presenza di sistemi di discontinuità locali con andamenti diversi.

La località indagata è in prossimità di alcune delle principali strutture distensive e in particolare nelle vicinanze delle faglie presumibilmente responsabili della generazione di due tra gli eventi tra i più distruttivi registrati in epoca storica nell'area del Sannio e del Matese: l'evento del 1456 e quello del 1688. Le dimensioni stimate di questi eventi, qualora si ripetessero, rendono plausibile l'occorrenza di elevati valori di scuotimento sismico, fenomeni di fagliazione superficiale, innesco dinamico di instabilità di versante e occorrenza di fenomeni di liquefazione.

4.4 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Bisio, L., R. Di Giovanbattista, G. Milano, C. Chiarabba (2004). Three-dimensional earthquake locations and upper crustal structure of the Sannio-Matese region (southern Italy). *Tectonophysics*, 385: 121-136.
- Bousquet, J.C., B. Grellet, B. Sauret (1993). Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake. *Annali di Geofisica*, 36(1):245-251.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A. (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma. Consultato online il 1/8/2008. <<http://www.ingv.it/CSI/>>
- Di Bucci D., B. Massa, A. Zuppetta (2006). Relay ramps in active normal fault zones: A clue to the identification of seismogenic sources (1688 Sannio earthquake, Italy). *GSA Bulletin*, 118(3/4):430-448.
- Gasperini, P., F. Bernardini, G. Valensise, E. Boschi (1999). Defining Seismogenic Sources from Historical Earthquake Felt Reports. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(1):94-110.
- Gruppo di Lavoro (2004). Redazione della Mappa di Pericolosità Sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- Gruppo di lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. Consultato online il 1/8/2008 <<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>>
- Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassia, S. Mariano, M. M. Tiberti, E. Boschi (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics*, 453: 20-43.
- Massa B., D. Di Bucci, M. E. Tornaghi, A. Zuppetta (2005). Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, volume speciale 4: 105-117.
- Meletti, C., F. Galadini, G. Valensise, M. Stucchi, R. Basili, S. Barba, G. Vannucci, E. Boschi (2008). A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450: 85-108.
- Milano, G., R. Di Giovanbattista, G. Alessio (1999). Earthquake swarms in the Southern Apennines Chain (Italy): the 1997 seismic sequence in the Sannio-Matese mountains, *Tectonophysics*, 306: 57-58.
- Milano, G., R. Di Giovanbattista, G. Alessio (2005). Seismicity and stress field in the Sannio-Matese area. *Annals of Geophys.*, 48(4/5):881-890.
- Montone, P., M. T. Mariucci, S. Pondrelli, A. Amato (2004). An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703
- Peacock, D.C.P., D.J. Sanderson (1994). Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78(2):147-165.
- Pondrelli, S., S. Salimbeni, G. Ekström, A. Morelli, P. Gasperini, G. Vannucci (2006). The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics. Earth. Plan. Inter.*, 159 (2006) 286–303.
- Scholz C. H., (2002). *The mechanics of Earthquakes and Faulting* (Second edition). Cambridge University Press, 471 pagine.
- Scholz C. H., A. Gupta, (2000). Fault interactions and seismic hazard. *J. Geodyn.*, 29:459-467.
- Stucchi et alii. (2007). DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. Quaderni di Geofisica, Vol. 49, 38 pagine. Consultato online il 1/8/2008 <<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>>
- Valensise, G., D. Pantosti (2001) Seismogenic faulting, moment release patterns and seismic hazard along the central and southern Apennines and the Calabrian arc. In Vai, G.B., et al., eds., *Anatomy of an orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basins*: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 495–512.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'indagine eseguita ha permesso di delineare lo stato delle conoscenze di tipo geologico, strutturale e sismotettonico dell'intera area interessata dal progetto.

La geologia evidenzia una complicata struttura dovuta alla presenza di varie unità tettoniche i cui contatti risultano in parte intersecati da strutture recenti alcune delle quali individuate come sismogenetiche.

Si raccomanda di valutare un'ubicazione differente dell'invaso da realizzare, ricercando un'area che presenti minori criticità geologiche e geomorfologiche.