



**Obiettivo Specifico RA6.3** – *Miglioramento del servizio idrico integrato per usi civili e ridurre le perdite di rete di acquedotto*

**Linea di Azione IV 1.1.** - *Riduzione delle perdite nelle reti di distribuzione dell'acqua, compresa la digitalizzazione e il monitoraggio delle reti - REACT-EU*

*La gestione ottimale delle risorse idriche del Cilento e Vallo di Diano tra digitalizzazione delle reti, tecnologie di misura smart e sistemi di monitoraggio avanzati*

### ED.3 -RELAZIONE GEOLOGICA

Geologia  
S.I.G.E.A. Soc. coop.  
Dr. Geol. Luigi Lillo



S.I.G.E.A. Soc. Cooperativa  
Località Trone s.n.c.  
84075 Stio (SA)  
P.Iva 05427080659



R.U.P.  
ing. Rossella Femiano  
Consac gestioni idriche spa



SETTEMBRE 2022

via valiante 30  
84078 vallo della lucania

tel 0974 75 616 / 622  
fax 0974 75 623  
info@consac.it  
www.consac.it

codice fiscale e partita iva  
00182790659  
capitale sociale  
9.387.351,00  
registro imprese  
00182790659  
conto corrente postale  
9845

segnalazione guasti  
800 830 500  
autolettura contatori  
800 831 288

## PREMESSA

Nella presente relazione vengono riportati i risultati dell'indagine geologica e idrogeologica eseguita dalla S.I.GE.A. soc. cooperativa per conto della CONSAC Gestioni Idriche S.p.a. con sede in Vallo della Lucania a corredo del progetto di Fattibilità Tecnica ed Economica " *La gestione ottimale delle risorse idriche del Cilento e Vallo di Diano tra digitalizzazione delle reti, tecnologie di misura smart e sistemi di monitoraggio avanzati* "

Lo studio in questa fase di indagine preliminare è stato condotto attenendosi alle vigenti disposizioni legislative in materia, ed è stato mirato all'acquisizione in linea di massima delle caratteristiche geologiche, idrogeologiche nonché morfologiche dei terreni interessati nella vasta rete idrica che interessa i comuni di riguarda i seguenti comuni del Cilento e Vallo di Diano: Alfano; Ascea; Atena Lucana; Auletta; Caggiano; Camerota; Campora; Cannalonga; Casal Velino; Casaletto Spartano; Caselle in Pittari; Castellabate; Castelnuovo Cilento; Celle di Bulgheria; Centola; Ceraso; Cuccaro Vetere; Futani; Gioi; Ispani; Laurito; Lustra (parziale); Moio della Civitella; Montano Antilia; Montecorice; Morigerati; Omignano; Orria; Padula (parziale); Perito; Pertosa; Pisciotta; Pollica; Roccagloriosa; Rutino; Sala Consilina; Salento; San Giovanni a Piro; San Mauro Cilento; San Mauro la Bruca; San Pietro al Tanagro; San Rufo; Santa Marina; Sapri; Sassano; Serramezzana; Sessa Cilento; Stella Cilento; Stio; Teggiano; Torraca; Torre Orsaia; Tortorella; Vallo della Lucania; Vibonati.

La proposta progettuale contempla le seguenti azioni infrastrutturali che saranno eseguite in seguito alla fase di rilievo/verifica cartografie e all'implementazione del modello di simulazione idraulica:

distrettualizzazione mediante l'installazione di 641 misuratori di portata in entrata/uscita dai serbatoi, 270 datalogger di misura dei livelli idrici nei serbatoi costituenti l'Ambito di Intervento e 5.000 smart meter da installare alle utenze;

realizzazione e implementazione del sistema di digitalizzazione cyber-fisico secondo il paradigma Water 4.0, il quale prevede l'installazione di dispositivi intelligenti e la programmazione del software di sistema; inserimento di valvole riduttrici di pressione (ipotizzate in numero 134);

sostituzione tratti di rete per una lunghezza stimata di 17,5 km.

Indagini geognostiche e studi approfonditi saranno oggetto della relazione geologica che sarà parte integrante del relativo progetto definitivo ed esecutivo.

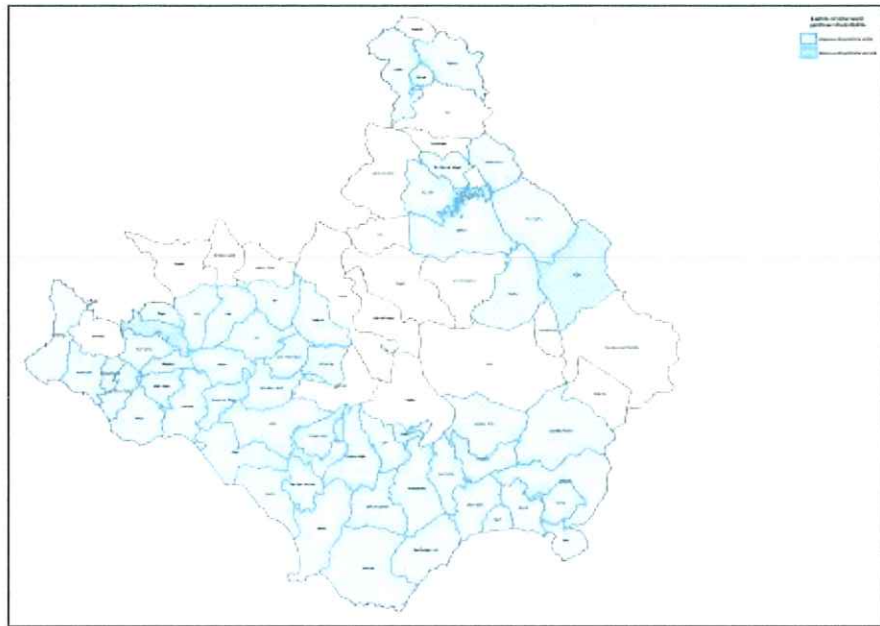


Fig.1 Comuni di Competenza.

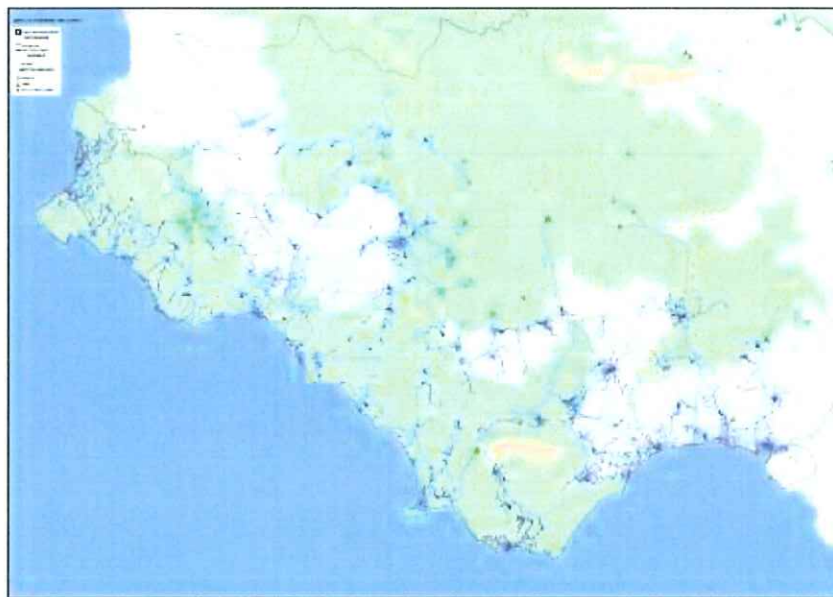


Fig.2 Ambito di Intervento Cilento



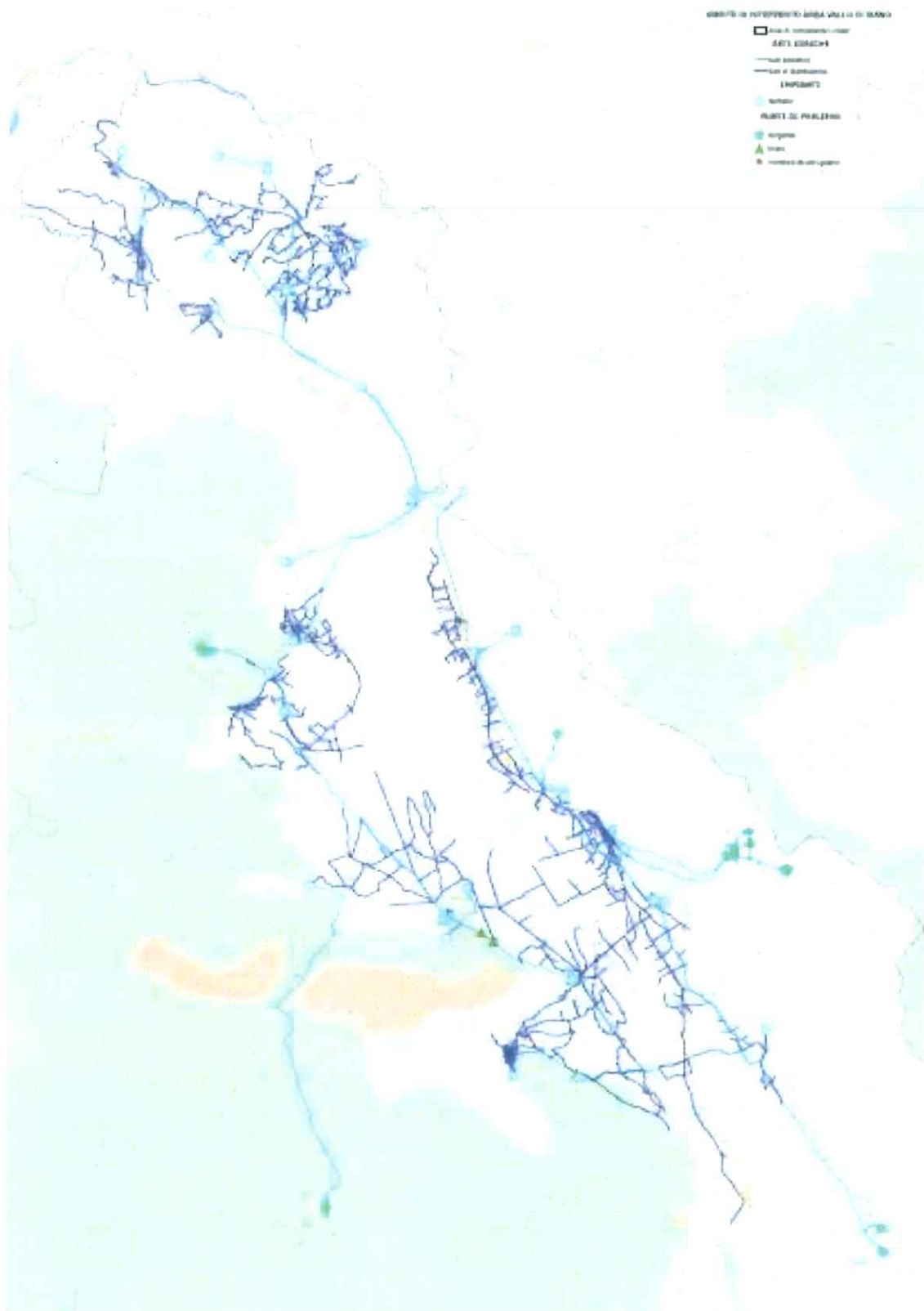


Fig.4 Ambito di Intervento Vallo di Diano



# LINEAMENTI GEOLOGICI NEL CONTESTO DELLA EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE

## INQUADRAMENTO PALEOGEOGRAFICO

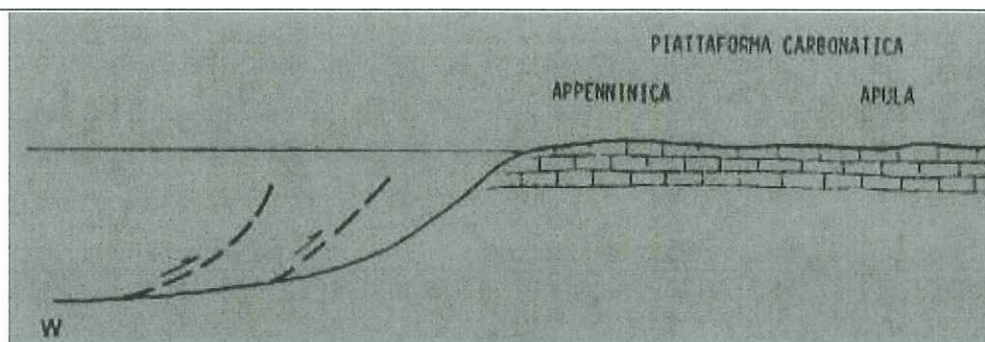
L'area in esame rientra nell'ambito dell'Appennino meridionale, una catena a falde di ricoprimento con attuale vergenza verso NE.

L'intera struttura appenninica è derivata in gran parte dalla deformazione dell'articolato bordo settentrionale del continente africano in seguito alla compressione neogenica Africa-Europa: le falde che la costituiscono sono composte da terreni sedimentari originariamente depositi tra il margine continentale africano ed il bordo oceanico della Tetide.

In senso geologico, oltre alla catena s.s., si possono distinguere ulteriori elementi tettonici di primo ordine quali l'avanfossa e l'avampaese. Per avanfossa si indica una depressione tettonica dove si accumulano masse alloctone provenienti dal fronte della catena. Nell'Appennino meridionale il substrato dell'avanfossa è costituito dai carbonati delle Murge interessate, lungo il margine sud-occidentale, da una serie di faglie dirette che li ribassano a gradinata verso l'edificio appenninico. Questa struttura, nota come avanfossa bradanica, è colmata da terreni pliocenici e quaternari potenti circa 3000 metri.

Vari sono stati i modelli regionali elaborati tra gli anni '60 ed '80 nel quadro dell'interpretazione geologica dell'Appennino meridionale. Il primo schema in cui viene fatto riferimento ad una struttura a coltri di ricoprimento fu proposto da SELLI nel 1962 (Fig. 1). Questi individua nell'Appennino meridionale:

- a) la "catena appenninica" autoctona, costituita da una potente successione calcareo-dolomitica mesozoica sulla quale trasgrediscono terreni torbiditici neogenici ad indicare un rapido approfondimento dei bacini di sedimentazione;
- b) l' "avanfossa appenninica" suddivisa in un settore occidentale, occupato da più sistemi di ricoprimento gravitativi, ed un settore orientale colmato soltanto da terreni autoctoni;
- c) l' "avampaese appenninico", costituito dal prolungamento della "catena appenninica" al disotto delle coltri nell'area murgiana.



**Fig. 2** - Schema paleogeografico proposto da SELLI (1962), relativo al periodo Langhiano-Tortoniano (da PESCATORE, 1988).

Successivamente OGNIBEN (1969) si rifà ad uno schema che è quello classico della geosinclinale di Stille-Aubouin. L'organizzazione paleogeografica dell'Appennino meridionale comprende infatti, secondo OGNIBEN, i seguenti elementi:

- a) l'avampaese apulo, dove sedimenta una potente successione carbonatica neritica mesozoica;
- b) un bacino ("miogeosinclinale"), in cui si deposita un Complesso Basale (successione lagonegrese) ed Ex-basale (Flysch Numidico e Flysch Irpini), cioè una successione calcareo-silico-marnosa e terreni flyschoidi cenozoici;
- c) la "soglia intermedia", dove si depono la successione calcarea mesozoica della Piattaforma Panormide ed i terreni della trasgressione miocenica;
- d) un bacino ("eugeosinclinale"), dove avviene la sedimentazione dei complessi Liguride (successioni silentine e del confine calabro-lucano) e Sicilide (successione delle Argille Varicolori Auct.);
- e) il "massiccio interno" dato dal Complesso Calabride, ossia un'area in erosione da cui si sarebbero originate le falde dell'arco calabro-peloritano che coinvolgono il basamento cristallino prealpino.

Nello schema paleogeografico proposto da D'ARGENIO et alii (1973, 1975) vengono individuati due ulteriori domini mesozoici tra la Piattaforma Panormide e l'avampaese apulo di OGNIBEN (1969), per cui si ha la seguente successione di domini paleogeografici da W verso E: bacino silentino, piattaforma campano-lucana, bacino lagonegrese, piattaforma abruzzese-campana, bacino molisano e piattaforma apula (Fig. 2).



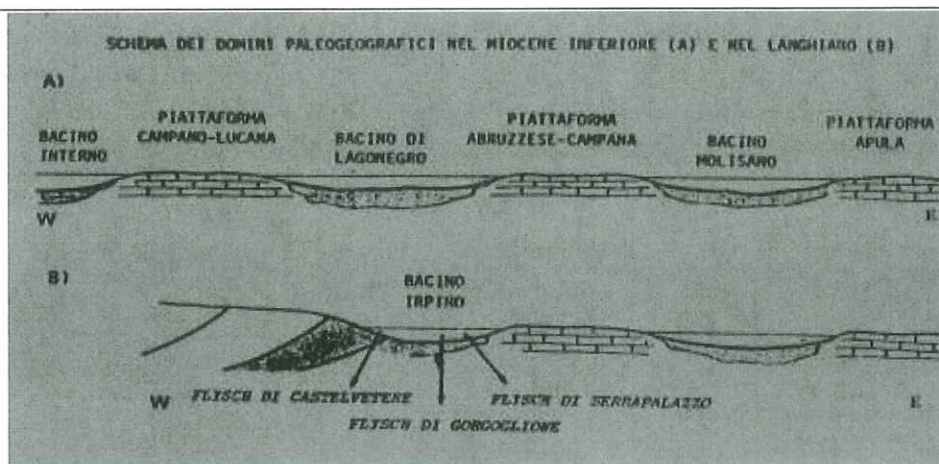


Fig. 3 - Schema paleogeografico proposto da D'ARGENIO *et alii*, 1973 (da PESCATORE, 1988).

Secondo questo modello, lo schema evolutivo dell'Appennino campano-lucano (limitatamente alle sue zone esterne) è articolato in tre stadi.

Un primo stadio (Mesozoico-Terziario) in cui vi si riconosce un periodo iniziale (Trias) durante il quale il bacino lagonegrese rappresenta un dominio di rifting intracratonico, ai cui margini si formano aree evaporitiche e carbonatiche. Successivamente, l'apertura della Tetide ad occidente definisce un margine continentale appenninico sul quale vanno prendendo corpo ulteriori unità paleogeografiche (bacini e piattaforme).

Il secondo stadio, comprendente il Terziario superiore, è articolato in più fasi tettoniche compressive che nel loro insieme definiscono la tettonogenesi *s.s.* Queste sono:

a) fase Langhiana, durante la quale la piattaforma campano-lucana e parte del bacino lagonegrese si distaccano dal loro substrato accavallandosi verso l'esterno mentre nasce il bacino irpino, ossia un bacino di avanfossa impostato in parte sul preesistente bacino di Lagonegro e nel quale si depositano le principali successioni mioceniche dell'Appennino campano-lucano ("Unità Irpine" secondo COCCO *et alii*, 1972);

b) fase Serravalliana, con minori deformazioni;

c) fase Tortoniana, durante la quale si deformano la piattaforma campano-lucana ed il bacino irpino, che scompare definitivamente.

Il terzo stadio, comprendente un'intervallo che va dal Messiniano al Plio-Quaternario, è quello della neotettonica durante il quale si realizza il sollevamento della catena fino all'attuale configurazione.

SGROSSO, nel 1986, propone un modello derivato direttamente dalla ricostruzione a tre piattaforme ma alquanto più articolato ed in cui assume una fondamentale importanza l'inizio della sedimentazione silico-clastica per definire l'originaria posizione paleogeografica dei vari domini (Fig. 3).



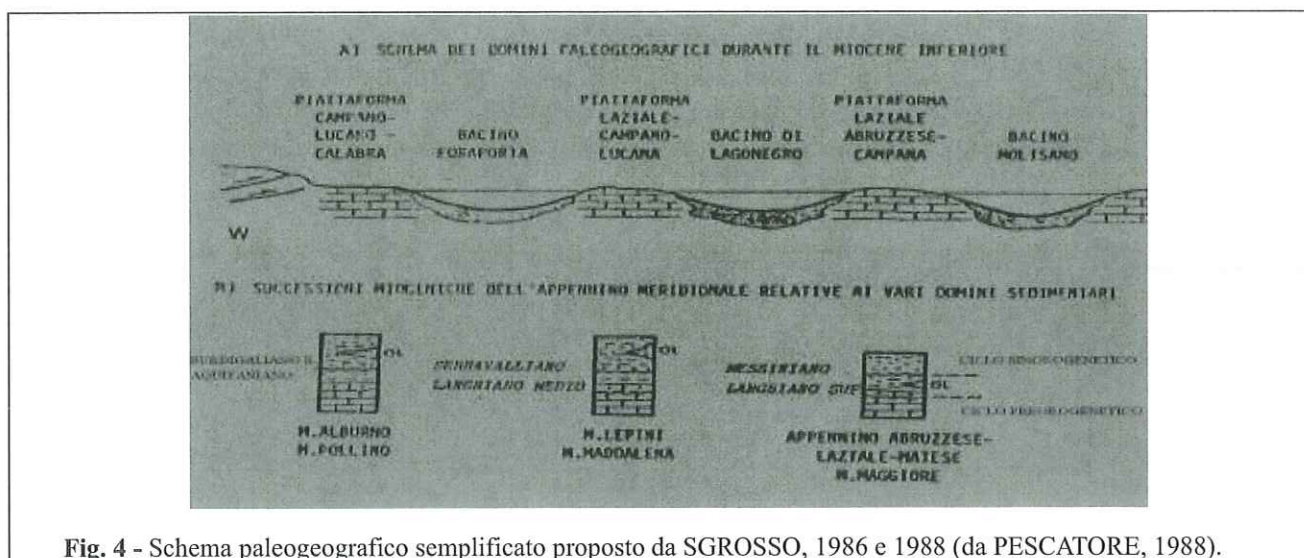


Fig. 4 - Schema paleogeografico semplificato proposto da SGROSSO, 1986 e 1988 (da PESCATORE, 1988).

Tale modello prevede l'esistenza, prima della deformazione, di sei piattaforme carbonatiche intercalate a bacini anche dove questi non affiorano perché durante la compressione possono essere stati intrappolati al disotto dei sedimenti carbonatici. Tutti i domini definiti da SGROSSO sono interessati, a partire dal Miocene, da più fasi di compressione con vergenza nell'insieme adriatica; le fasi tettonogenetiche evidenziabili nelle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale sono almeno le seguenti:

a) fase burdigaliana: in seguito a questa le falde di provenienza interna (Sicilidi e Liguridi Auct.) giungono in zone prospicienti la piattaforma carbonatica più interna. Questa è dimostrata dalla discordanza sui depositi carbonatici che talora mostrano i sedimenti torbiditici del secondo ciclo miocenico e dalla sensibile variazione litologica che la porzione silico-clastica di questi sedimenti mostra rispetto a quelli del primo ciclo (ciclo preorogeno definito da depositi tipo Flysch Numidico);

b) fase del Langhiano superiore (o Serravalliano inferiore): in seguito a questa si ha la deformazione della parte interna del bacino lagonegrese, come dimostrato dall'arrivo delle "Argille Varicolori" nel e sul bacino pre-irpino (PERRONE & SGROSSO, 1981) e dalle forti discordanze con cui i sedimenti basali del bacino irpino poggiano sul substrato (PESCATORE et alii, 1970);

c) fase tortoniana: in seguito a questa, parti della piattaforma laziale-campana arrivano a sovrapporsi alla piattaforma laziale-abruzzese-campana chiudendo quasi ovunque l'interposto bacino. Prove di tale fase sono anche i materiali alloctoni presenti nel e sul flysch tortoniano legato alla piattaforma laziale-abruzzese-campana (Flysch di Pietraroia ed equivalenti) (CIAMPO et alii, 1984; 1986);

d) fase messiniana: questa è dimostrata da una ubiqua giacitura discordante sul substrato calcareo di varie formazioni datate al Messiniano e segnalate in varie località dell'Appennino centro-meridionale;

e) fase del Pliocene inf. e medio: questa è evidenziata, nella fascia centrale appenninica, dalla deformazione dei sedimenti pliocenici e dalla discordanza dei terreni del successivo ciclo plio-pleistocenico (COPPA-DE CASTRO et alii, 1969).

Infine PESCATORE, nel 1988, propone un modello sempre a due piattaforme però meno semplicistico di quello degli A.A. precedenti. Il relativo schema paleogeografico, precedente la tettonogenesi miocenica, da E verso W comprende:

- a) piattaforma apula;
- b) bacino lagonegrese-molisano, nel quale sedimentano anche le Argille Varicolori (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), intese come Complesso Sicilide di OGNIBEN (1969);
- c) piattaforma sud-appenninica s.l., un vasto dominio carbonatico alquanto articolato per la presenza di solchi bacinali intermedi a sedimentazione calcarea e marnosa torbidityca o pelagica;
- d) bacino silentino, nel quale si ha una sedimentazione terrigena già nel Cenozoico inferiore.

Sempre secondo tale schema, nel Miocene medio si ha una fase tettonica che interessa varie unità paleogeografiche (bacino silentino, piattaforma sud-appenninica e bacino lagonegrese-molisano). Ciò dà luogo ad un bacino di avanfossa s.l. (bacino irpino), compreso tra il margine deformato costituito da coltri ed un margine non deformato costituito dalla piattaforma apula. Il fronte delle coltri risulta obliquo rispetto all'andamento delle unità paleogeografiche in maniera tale che la migrazione del fronte verso l'avampaese determini il progressivo annegamento della piattaforma da S verso N e NE.

In conclusione, nonostante i numerosi modelli proposti finora, esistono ancora numerosi problemi aperti circa l'evoluzione tettonica, che impediscono di formulare ipotesi geodinamiche del tutto esaurienti per spiegare la complessa struttura della catena appenninica.

## **SUBSTRATO PRE-QUATERNARIO**

Vengono riconosciute per l'area di studio le seguenti unità stratigrafico-strutturali o gruppi dall'alto verso il basso:

- **Gruppo del Cilento** comprendente le seguenti Formazioni:
  - ***Calciruditi ed arenarie di Piaggine (PGN)***, età Tortoniano med. - sup., è costituita da conglomerati e breccie calcaree passanti verso l'alto a peliti scure, in strati sottili, inglobanti clasti eterogenei (calcari seliciferi e calcari con selce, marne e calcareniti) e arenarie torbidityche in strati sottili e medi (età Tortoniano med. - sup.). A varie altezze sono riconoscibili debris flow, slump, olistostromi costituiti da peliti manganesifere, marne silicifere, quarzareniti e brecciole. Tale unità, caratterizzata da spessore stimabile in circa 150-200 m, è riconducibile a depositi gravitativi di scarpata (lobi e canali) sottomarina fortemente instabile.
  - ***Conglomerati di Monte Sacro (SRO)***, età Tortoniano sup. - Pliocene inf., è costituita da



conglomerati poligenici (ciottoli e blocchi di rocce cristalline e marginalmente carbonatici) in matrice arenacea generalmente abbondante, oltre ad arenarie quarzose-feldspatiche e microconglomeratiche. La stratificazione è generalmente in strati spessi e molto spessi (con banchi fino a 15 m). Tale unità, caratterizzata da spessore valutabile in circa 200 m, denota un ambiente deposizionale di scarpata sottomarina fortemente instabile.

- **Formazione di Albidona (ABD)**, età Langhiano – Tortoniano inf., è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche (in strati da medi a spessi e a geometria tabulare), alternate a torbiditi marnose grigio chiare laminate in strati molto spessi e banchi plurimetrici (“fogliarine” auct.).

L'unità è suddivisa in due membri, dal basso:

- **Membro marnoso-calcareo (ABD<sub>2</sub>)**, comprendente calcareniti e calcilutiti torbiditiche, oltre a marne grigie (in strati e banchi) e subordinatamente arenarie micacee in strati sottili;

- **Membro arenaceo-argilloso (ABD<sub>3</sub>)**, comprendente arenarie e siltiti micacee, oltre ad arenarie medie o grossolane in facies torbiditica. All'interno del membro superiore sono state individuati due litofacies costituite rispettivamente da marne grigie tipo “fogliarina” (ABD<sub>3a</sub>) e depositi caotici tipo olistostromi (ABD<sub>3b</sub>).

- **Formazione di San Mauro (MAU)**, di età Burdigaliano – Langhiano, è costituita da intercalazioni di arenarie e peliti, marne e calcareniti, con frequenti intervalli conglomeratici poligenici. La stratificazione è in strati da sottili a spessi e molto spessi, con geometria per lo più tabulare, talora lenticolare o caotica. L'ambiente deposizionale è di scarpata con larga prevalenza delle facies di lobo torbiditico su quelle di canale e intercanale. L'unità, spessa tra 700 e 1300 m, è suddivisa in due membri sovrapposti:

- **Membro di Isca di Masi (Mau<sub>2</sub>)**, costituito da arenarie torbiditiche arcossico-litiche e conglomerati/microconglomerati poligenici a matrice arenacea prevalente;

- **Membro del Vallone Cugnulo stretto (Mau<sub>1</sub>)**, costituito da alternanze di arenarie torbiditiche arcossico-litiche e siltiti (di colore grigio e giallastro) con peliti e marne biancastre in strati medi e sottili;

All'interno dei suddetti membri vengono distinti una serie di orizzonti guida, formati da megastrati marnoso-calcarei (note in letteratura con il termine “fogliarine”) e da depositi caotici (*slumps e olistostromi*), riassumibili dall'alto nella seguente tabella.



Orizzonte	Sigla	Litologia
Olistostroma superiore	ol 3	Conglomerati poligenici caotici in matrice pelitica e marnosa prevalente di colore variabile dal grigio al verdogolo al rossastro.
Fogliarina superiore (cfr. strato di S. Mango)	f2	Calclutiti marnose e marne di colore grigio chiaro dalla caratteristica fratturazione amigdaloidale e stratificazione mal distinguibile. Spessore max circa 70 m.
Olistostroma intermedio	ol 2	Conglomerati caotici in matrice prevalente pelitica, siltosa e marnosa di colore variabile dal grigio verdastro al rosso brunastro.
Fogliarina inferiore (cfr. strato di Sezzamezzana-Zoppi)	fi	Calclutiti marnose e marne di colore grigio chiaro dalla caratteristica fratturazione amigdaloidale e stratificazione mal distinguibile. Spessore max circa 70 m.

- ***Arenarie di Pollica (PLL)***, di età Burdigaliano – Langhiano, comprende arenarie quarzoso-feldspatiche e litiche, raramente carbonatiche, in strati da sottili (TBT) a medi; peliti siltose grigio-verdastre in strati generalmente sottili; verso l'alto prevalgono arenarie grossolane a base microconglomeratica con livelli conglomeratici in strati spessi o bancate stratoidi tabulari o lenticolari spesse fino a quasi 10 m. Nella parte inferiore dell'unità è stato individuato un membro arenaceo-pelitico basale (*PLL1*) caratterizzato da intercalazioni di arenarie litiche, da fini a grossolane, siltiti di colore dal grigio piombo al grigio-azzurro in strati sottili e medi con peliti dal grigio-piombo al marrone e rare intercalazioni carbonatiche di color ocra e grigio-argento. Nel membro *PLL1* sono distinte, dal basso verso l'alto, una litofacies arenaceo-pelitica fittamente straterellata (litofacies di Pietrajonta, *PLL1a*), parzialmente equivalente al membro di Cannicchio della formazione di Pollica auct., e una litofacies estremamente caotica costituita da pezzame litico proveniente dalle unità Liguridi s.l. immerso in una matrice prevalentemente pelitica (litofacies caotica, *PLL1b*). Lo spessore dell'unità è fortemente variabile da alcune centinaia di metri a poco più di 500 m. L'ambiente deposizionale dell'unità è riconducibile a un sistema torbiditico complesso formato da più conoidi sottomarine, anche coalescenti, caratterizzato da una marcata instabilità sinsedimentaria (frequenti troncature erosive e slump).

➤ **Unità Nord-Calabrese** comprende due distinte subunità tettoniche:

- Superiore (cfr. *Unità Tettonica Liguride Auct.*):
- Inferiore (cfr. *Terreni ad "affinità sicilide" auct.* o *Unità Tettonica di Castelmuro Cilento*).

La prima (*Subunità Superiore*) è costituita dalle seguenti formazioni:

- ***Formazione del Saraceno (SCE)***, di età Rupeliano – Aquitaniano, è costituita da torbiditi

calcareo-marnose, arenaceo-pelitiche e marne in strati prevalentemente sottili e medi (da pochi cm ad alcuni dm), di colore grigio scuro.

La porzione inferiore e media della formazione è costituita da una intercalazione di prevalenti calcilutiti e calcareniti torbiditiche grigio scuro, da medie a fini, con liste di selce nerastra ed argilliti foliate nerastre, grigio-bluastrre e verdognole che costituiscono interstrati spessi generalmente da pochi millimetri ad alcuni centimetri. La frazione arenacea a composizione arcossico-litica, del tutto accessoria nella parte inferiore dell'unità, aumenta verso l'alto fino a diventare tanto predominante da definire un membro arenaceo-pelitico (*Membro di Sovereto auct., SCE1*) costituito da torbiditi generalmente sottili e medie con arenarie fini e peliti siltose grigio-verdastre. I terreni di questa formazione si presentano sempre molto deformati (sottoforma di pieghe alla scala metrica e decametrica) e con presenza di vene di calcite macrocristallina biancastra spesse fino ad alcuni centimetri. L'ambiente deposizionale dell'unità è riconducibile ad un bacino oceanico profondo, contiguo ad aree di scarpata e caratterizzato da abbondante alimentazione di risedimenti carbonatici (nella porzione inferiore) e silicoclastici in quella superiore. Lo spessore della formazione è valutabile complessivamente in circa 450 m (di cui circa 100 m per il membro SCE1)

- **Formazione delle Crete Nere (CRN)**, di età Bartoniano – Rupeliano, comprende argilliti foliate di colore generalmente grigio piombo e nero (talora varicolorate, verdognole e raramente rossastre) in strati con spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni decimetri. Soprattutto nella parte intermedia, in subordine sono presenti intercalazioni di torbiditi arenacee silicoclastiche (prevalentemente quarzose), di colore bruno o marroncino, in strati sottili e medi con frequenti amalgamazioni erosive. I caratteri deposizionali denotano una facies di bacino oceanico profondo con sporadici apporti silicoclastici torbiditici. Lo spessore della formazione, difficilmente misurabile a causa della pervasiva deformazione tettonica, è tuttavia valutabile non superiore a 200-250 m.

La *Subunità Inferiore*, invece, comprende le seguenti Formazioni:

- **Arenarie di Pianelli (PNL)**, di età Burdigaliano, è formata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati tabulari sottili e medi (tipo TBT) a composizione quarzosa e micacea. Le arenarie, di colore grigio o nocciola, hanno una granulometria da media a fine; le peliti sono talora siltose ed hanno un colore variabile dal grigio scuro al rossastro. Nella parte inferiore della successione, al passaggio generalmente netto con la sottostante unità TNC, sono presenti argilliti nerastre, talora silicizzate, e rare intercalazioni di calcareniti carbonatiche torbiditiche e marne calcaree di colore grigio. Lo spessore dell'unità è generalmente inferiore ai 100 m. L'ambiente sedimentario è riconducibile a lobi progradanti torbiditici con una discreta variazione laterale dei caratteri deposizionali ad individuare facies di lobo distale (TBT), intercanale (successioni con rapporto A/P molto minore di



1) e lobo prossimale (successioni con rapporto A/P molto maggiore di 1).

- **Marne e calcareniti di Torrente Trenico (TNC)**, di età Oligocene sup. - Burdigaliano, comprende marne grigie e verdognole con frequenti impregnazioni mangesifere nerastre; calcilutiti marnose grigio-azzurre e biancastre; calcareniti e calcisiltiti torbiditiche gradate in strati medi e sottili di colore grigio; marne silicifere bruno-verdastre e torbiditi marnoso-arenacee di colore grigio verdastro con patine mangesifere bruno-violacee, in strati tabulari da medi a molto spessi. L'unità risulta intesamente tettonizzata e mostra frequenti vene di calcite nei livelli a composizione calcareomarnosa.

Alla base è presente localmente un intervallo costituito da marne biancastre sottilmente laminate ed argilliti scure in strati da sottili a spessi (*TNC<sub>a</sub>*). Nella parte superiore della formazione è presente un membro costituito da argilliti scagliettate varicolori (da verdognolo a vinaccia) in strati sottili (*Membro di M.te Fico, TNC<sub>i</sub>*).

- **Argilliti di Genesisio (GSO)**, di età Bartoniano – Oligocene sup./Miocene inf., è costituita da argilliti foliate, generalmente scure e con patine mangesifere, più raramente policrome, marne verde scuro o brunastre, spesso silicizzate, marne argillose policrome e, in subordine, da siltiti nerastre spesso silicizzate. Si intercalano livelli spessi in genere pochi metri costituiti da torbiditi in strati sottili e medi (tipo TBT); sono talora presenti rari livelli carbonatici, generalmente ricristallizzati. Si ritrovano intercalati nella parte alta della successione cospicui livelli costituiti da arenacee a composizione prevalentemente quarzosa (litofacies *GSO<sub>b</sub>*) ed intervalli argillosi variegati di colore rossastro e verdastro fittamente stratificati (litofacies *GSO<sub>a</sub>*). La formazione è tipicamente interessata da una intensa tettonizzazione, talora pervasiva, che determina diffusi piani di frattura e clivaggio con vene calcitiche d'interstrato anche spesse. L'ambiente deposizionale è riconducibile ad un bacino oceanico profondo con scarsi apporti torbiditici che tendono ad aumentare verso l'alto sottoforma di lobi distali torbiditici (*GSO<sub>b</sub>*) intervallati da depositi emipelagici (*GSO<sub>a</sub>*). Lo spessore stratigrafico non è valutabile per l'intensa tettonizzazione sebbene possa essere ipotizzato localmente in alcune centinaia di metri.

➤ **Unità carbonatica Alburno-Cervati-Pollino** comprendente le seguenti Formazioni:

- **Formazione del Bifurto (BIF)**, età Burdigaliano med. sup. - Langhiano, costituita da quarzoareniti torbiditiche (a cemento siliceo) in strati da sottili a spessi, argilliti e subordinatamente argille grigio-brune e verdastre in strati da sottili a molto spessi. Si intercalano calcareniti e calciruditi bioclastiche torbiditiche giallognole a macroforaminiferi a strati sottili e medi, marne nocciola, calcilutiti spongolitiche verdoline e tufiti bruno-verdastre in strati tabulari da sottili a medi.



Tale formazione, con spessore stimabile in circa 200 m, denota una facies di scarpata e bacino prossimale.

- **Formazione di Cerchiara (FCE)**, di età Aquitaniano - Burdigaliano inf., comprende calcareniti bioclastiche, da fini a grossolane, e subordinatamente calciruditi grigio-giallognole (in strati medi e spessi) con macroforaminiferi e, verso l'alto, con granuli clautonitici. Marne argillose brunastre a foraminiferi planctonici (globigerinidi), più frequenti verso l'alto. Nell'unità sono accorpati spessori esigui di calcareniti torbiditiche intercalate in marne calcaree o argillose di ambiente più profondo. Tale formazione, con spessore variabile fino a circa 15 m, è legata ad ambienti circolittorali di piattaforma carbonatica di tipo "open shelf".

- **Argille lateritiche (ALR)**, di età Oligocene – Aquitaniano, comprendenti lenti e sacche di argille residuali (di colore variabile dal giallo al rosso mattone), con pisoliti ed ooliti concentriche. Tale formazione, dotata di spessore variabile fino a circa 15 m, corrisponde a depositi continentali in facies paralica.

- **Formazione di Trentinara (TRN)**, età Ypresiano – Luteziano inf., comprende calcilutiti e calcareniti bioclastiche (di colore da grigio chiaro ad avana, talora biancastro), in strati da sottili a spessi, e calcari marnosi verdognoli. Alla base, strati sottili di argille, marne e calcilutiti nodulari verdastre, grigio chiaro e ocra. Macrofauna: gasteropodi e lamellibranchi; microfauna: Spirolina spp., alveoline, miliolidi, ecc. Questa unità, caratterizzata da spessore valutabile in circa 50-100 m, denota una facies di piattaforma carbonatica del tipo "open shelf".

- **Calcari a radiolariti (RDT)**, di età Turoniano – Campaniano, comprende calcareniti e calciruditi bioclastiche grigie, in strati da medi a spessi; subordinatamente calcilutiti stromatolitiche. Nella parte bassa presenta calcari dolomitici scuri in strati sottili con ostrocodi e milioidi. Nella parte media ed alta si ritrovano frequenti livelli, in strati medi e spessi, ricchi di gusci e frammenti di rudiste e sottili lenti di argille rosse. Tale unità, caratterizzata da uno spessore complessivo valutabile in circa 350-450 m, denota una facies deposizionale di piattaforma carbonatica del tipo "open shelf".

- **Calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)**, di età Neocomiano – Cenomaniano, comprende calcari grigi (in strati medi e spessi) con frequenti livelli a gasteropodi e requienidi. Subordinatamente calcari scuri in strati sottili, calcari dolomitici e dolomie grigio scure e rari livelli di calcari marnosi grigio scuro. Nella parte bassa prevalgono calcilutiti e foraminiferi bentonitici e calcari stromatolitici, con subordinati livelli di calciruditi intra-bioclastiche. Nella parte alta prevalgono calcilutiti ad ostracodi e miliolidi con subordinati livelli di calcareniti a orbitolinidi. Nella parte superiore, infine, si distinguono calcareniti e calciruditi bioclastiche grigio chiare e biancastre, a volte molto grossolane, in strati medi e spessi con frammenti di rudiste, coralli coloniali, ecc. (*Membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate, CRQ4*). L'unità, caratterizzata da uno

spessore complessivo stimabile in circa 450 m, denota una facies deposizionale di piattaforma carbonatica generalmente interna.

- ***Calcari con cladocoropsis e clypeina (CCM)***, di età Retico – Sinemuriano, comprende calcari (da grigio a grigio scuro), in strati medi e spessi fino a banchi. Nella parte bassa prevalgono calcilutiti fossilifere con livelli a *Cladocoropsis mirabilis* e intercalazioni di calciruditi a oncoidi e intraclasti; localmente calcareniti oolitiche. Tale unità, con spessore complessivo valutabile in circa 150 m, denota una facies deposizionale di piattaforma carbonatica generalmente interna.

### **COPERTURE QUATERNARIE**

I terreni delle coperture quaternarie presentano una composizione prevalentemente clastica ed una genesi quasi esclusivamente continentale.

Il comportamento geomeccanico di tali depositi è fortemente influenzato dalla distribuzione granulometrica, dal grado di addensamento, dalla natura della porzione fine, dallo spessore del deposito e del contatto con il substrato. L'estrema variabilità litologica, sedimentologica e giaciturale è legata essenzialmente alle rocce madri, al processo genetico ed, infine, al meccanismo di messa in posto.

L'area oggetto di studio è caratterizzata soprattutto da accumuli detritici continentali di tipo gravitativo e/o di dilavamento. L'insieme di tali depositi ha avuto origine in prevalenza durante le fasi morfoclimatiche di tipo periglaciale che hanno accompagnato l'evoluzione dell'area avutasi nel Quaternario recente. In tali regimi l'assenza di copertura vegetazionale e gli effetti crioclastici hanno indotto la formazione di una grande quantità di detriti grossolani lungo i tratti pedemontani, da cui sono stati ripresi e messi in posto lungo i versanti prevalentemente con meccanismi di trasporto in massa.

I tipi geolitologici delle coperture quaternarie sono stati distinti nelle seguenti serie distinte secondo un criterio genetico e sedimentario.

### **SERIE DETRITICA CALCAREA**

- ***Detriti calcarei:*** sono formati da clasti eterometrici (fino a blocchi con dimensioni anche di alcuni mc) di natura calcarea con matrice sabbiosa e limo-argillosa rossiccia più o meno abbondante. A luoghi si possono presentare debolmente cementati. Questi sono caratterizzati da depositi stratoidi (di spessore variabile fino ad oltre 10 m) affioranti allo sbocco di canali e al piede dei principali rilievi carbonatici.

- ***Detriti calcareo-fangosi:*** costituiti da detriti calcarei e marnosi immersi in prevalente



matrice limoso-argillosa-sabbiosa che caratterizzano conoidi e falde antiche alla base dei rilievi collinari del piedimonte.

### ***SERIE DETRITICA DI VERSANTE***

- ***Depositi di frana:*** costituiti da pezzame litoide eterogeneo ed eterometrico, generalmente con matrice limoso-argillosa rimaneggiata, a luoghi prevalente. Derivano da processi di movimento di massa e/o trasporto in massa dei terreni del substrato litoide e delle relative coltri di alterazione e/o detritico colluviali. In particolare i depositi corrispondenti alle colate detritiche e ai cumuli di frana per crollo sono costituiti da pezzame calcareo grossolano ed eterometrico a spigoli vivi. I depositi corrispondenti agli accumuli da scorrimento e colata di terra, invece, sono costituiti da pezzame litoide eterometrico in una matrice limoso-argillosa alterata ed ammorbidita, generalmente prevalente, a struttura fluidale. Seguono generalmente l'andamento del versante e, spesso, risultano inalveati lungo linee di incisioni preesistenti.

- ***Depositi colluviali:*** detriti eterometrici a prevalente componente sabbioso-limosa, caratterizzati da spessore variabile. Il rapporto di composizione tra la frazione pelitica e la frazione detritica del deposito è molto variabile sia in termini di percentuale che di disposizione geometrica nell'ambito degli strati. I clasti litoidi sono prevalentemente spigolosi e nell'ambito del deposito non è evidente la selezione dei clasti. Si dispongono lungo i versanti e/o in concavità vallive secondo geometrie di appoggio sul substrato variabili da luogo a luogo. In corrispondenza dello sbocco di valli secondarie configurano conoidi con l'apice rivolto verso le quote maggiori.

### ***SERIE FLUVIALE***

- ***Depositi alluvionali:*** risiedono nelle aree di fondovalle dei principali corsi d'acqua e sono costituite da ghiaie sabbiose e lenti sabbioso-limose.

- ***Depositi fluvio-torrentizi:*** costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie poligeniche, con lenti e strati limo-sabbiosi, inglobanti a luoghi blocchi litoidi di dimensioni variabili. Si rilevano in corrispondenza degli alvei dei valloni e degli incisi torrentizi che costituiscono il reticolo idrografico superficiale..

### ***SERIE ANTROPICA***

- ***Riporti antropici:*** accumuli derivanti dalle attività umane e costituite da materiali di riporto, discariche di cave, depositi di materiale inerte ecc.. Alcuni accumuli sono stati ritrovati in



alcuni incisi torrentizi, prossimi agli assi viari; solo in qualche caso è stato possibile cartografare gli accumuli di materiale di riporto rilevati, in relazione alla scala della cartografia utilizzata.

## EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

Più chiara è invece l'evoluzione plio-quadernaria che ha conferito all'Appennino campano-lucano l'attuale assetto geomorfologico e fisiografico. Durante questo periodo hanno avuto notevole importanza le variazioni climatiche (alternanza glaciale-interglaciale) e, soprattutto, la neotettonica. I dati raccolti negli ultimi anni hanno consentito (BRANCACCIO & CINQUE, 1988) di tracciare un quadro morfologico evolutivo avente un sufficiente grado di attendibilità ed in cui sono state individuate le seguenti fasi:

a) *fase pliocenica*: questa è testimoniata dalla presenza, sulla parte sommitale dei rilievi, di superfici a dolce pendenza che sono il residuo di una più estesa superficie di erosione segnalata in tutto l'Appennino (BARTOLINI, 1980). Tale superficie è il risultato della demolizione dei primi rilievi formati nel Messiniano o nel Pliocene inferiore; essa testimonia, quindi, l'esistenza di un periodo con relativa sosta negli uplifts della catena;

b) *fase del Pleistocene inferiore*: questa è caratterizzata da parossismi neotettonici che determinano l'individuazione, da una parte, di bacini in rapida subsidenza o sollevamento (bacini marini costieri del M.te Bulgheria, in Cilento; D'ELIA et alii, 1987) e, dall'altra, di linee perimetrali ai massicci molto prossime a quelle attuali. I movimenti si esplicano, generalmente, in almeno due eventi: il primo all'inizio del Pleistocene inf., che sblocca l'antica superficie di erosione pliocenica; il secondo intorno a 0,75 M.A. fa. I due eventi sono separati da una fase deposizionale rappresentata da imponenti serie clastiche continentali (Conglomerati di Eboli e Centola);

c) *fase del Pleistocene medio*: questa è testimoniata da una generale disorganizzazione dell'idrografia superficiale con relativa formazione di numerosi bacini lacustri (lungo la valle del F.me Volturno, del F.me Calore, etc.). I sollevamenti tettonici, inoltre, hanno portato alla mobilitazione di acque carsiche a cui è legata la formazione di imponenti placche travertinose nella Piana del Sele (D'ARGENIO et alii, 1983);

d) *fase del Pleistocene superiore ed Oligocene*: questa è testimoniata dalla distribuzione, relativamente omogenea, delle linee di riva tirreniane. Queste sono localizzate a circa 8 metri s.l.m. sui promontori cilentano e sorrentino (BRANCACCIO et alii, 1978; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987); nella Piana del Sele gli stessi sono distribuiti fino a + 25 metri mentre nella Piana Campana fino a -25 metri a dimostrazione della sostanziale differenza evolutiva tra le due strutture (CINQUE et alii, 1987).

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il territorio in esame, e localizzato nella parte meridionale ed orientale della provincia di Salerno in cui affiora una delle porzioni geometricamente apicali del prisma orogenico sud-appenninico costituito da successioni bacinali di provenienza paleogeografica interna, di età per lo più terziaria, sovrapposte tettonicamente durante il Miocene, e con assetto strutturale abbastanza complesso, sui depositi mesozoico-terziari delle unità paleogeografiche che costituiscono il paleomargine occidentale della microplacca apula (unità esterne).

Per unità interne si intendono quei terreni bacinali che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici formati su crosta oceanica o continentale assottigliata (unità nord-calabresi o Liguridi auct. e unità Sicilidi in Bonardi et alii, 1992a). Le unità esterne sono invece costituite da terreni di piattaforma carbonatica, transizione a bacino e bacino prossimale che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici meso-cenozoici che insistevano su crosta continentale (D'Argenio et alii, 1973; Bosellini, 2004). Tali depositi individuano l'Unità tettonica Bulgheria, costituita da depositi meso-cenozoici di scarpata e di bacino, e l'Unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino costituita, almeno per la porzione mesozoica e paleogenica, da depositi di piattaforma carbonatica persistente (Sgrosso, 1998).

Sia i domini interni che quelli esterni mostrano nel Miocene inferiore e medio, immediatamente prima della più antica deformazione compressiva, depositi bacinali di avanfossa caratterizzati da una sedimentazione torbiditica e silicoclastica di tipo arcossico (Critelli & Le Pera, 1995; Sgrosso, 1998). Questa prima deformazione interessa inizialmente i domini di avampaese interni e successivamente quelli esterni che vengono gradualmente inglobati nella catena in costruzione. Depositati miocenici sinorogeni poggiano in contatto stratigrafico, ovviamente discordante, sopra i terreni già deformati sia delle unità interne sia di quelle esterne (Castellano et alii, 2000).

Più in dettaglio, l'area in studio rientra nell'ambito della c.d. "Provincia Morfostrutturale Cilentana" (Guida et alii, 1980) che rappresenta una delle aree geologicamente più interne dell'Appennino Meridionale, dove i terreni affioranti possono essere ricondotti a due grandi insiemi, nettamente differenti per litologia e posizione strutturale e provenienti da domini paleogeografici ben distinti:

- le unità terrigene, note come "Internidi";
- la successione carbonatica di piattaforma, nota come piattaforma carbonatica interna dell'Appennino Meridionale o dei Monti Alburno-Cervati-Pollino con la sua copertura terrigena (Cocco & Pescatore, 1968; Ogniben, 1969; ecc.).

Le unità terrigene "Internidi" sono costituite da torbiditi bacinali argilloso-calcaree ed argilloso-arenacee, di età per lo più Oligo-Miocenica, originariamente deposte su un substrato di tipo oceanico o su crosta continentale assottigliata. Esse sono strutturate in almeno tre unità tettoniche, intendendo per



“unità tettonica” un corpo roccioso, di importanza regionale, limitato alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento e che si differenzia dalle altre unità tettoniche per diverse caratteristiche strutturali e per una diversa successione stratigrafica.

Si tratta dei terreni riferibili, dall'alto verso il basso, alle seguenti formazioni:

- Unità Nord-calabrese (formazioni delle Crete Nere e del Saraceno) di Bonardi et alii (1988);
- Terreni ad “Affinità Sicilide” Auctt. (Bonardi et alii, 1988);
- Terreni delle Unità Sicilidi s.s.

Sull'unità tettonica più alta giace in discordanza una successione torbiditica sintettonica prevalentemente arenacea e marnoso-arenacea, di bacino confinato di età miocenica media, riferibile al Gruppo del Cilento Auctt., correlata con la Formazione di Albidona del confine calabro-lucano (Selli, 1962; Ietto et alii, 1965; Vezzani, 1970; ecc.), e quindi i Conglomerati di Monte Sacro del Miocene superiore, correlati con il Flysch del Gorgoglione (Amore et alii, 1988; Guerra et alii, 1993).

La successione carbonatica affiorante è costituita da calcari di piattaforma, di età compresa tra il Cretacico inferiore ed il Miocene inferiore (Selli, 1957, 1962; Sgrosso, 1968; Cestari, 1961; ecc.), su cui poggiano in discordanza argille e marne emipelagiche con intercalazioni di torbiditi calcareo-marnose di bacino profondo del Miocene medio (Formazione del Bifurto) ed un'unità terrigena di *piggy back* costituita da breccie e torbiditi arenaceo-pelitiche del Miocene medio e superiore (Calciruditi ed Arenarie di Piaggine).

Ancora oggi i rapporti tra le unità “Internidi” e i carbonati sono quasi ovunque di sovrapposizione tettonica delle prime sulla successione carbonatica; tuttavia, localmente queste relazioni di sovrapposizione sono rielaborate e mascherate dalla tettonica recente, responsabile del forte sollevamento dei carbonati e di locale inversione dei rapporti. Infatti, quasi sempre, le cime più alte sono costituite da rilievi carbonatici (come Monte Bulgheria, a Ovest, e Monte Rotondo a Est), mentre le unità pelitico-arenacee, più facilmente erodibili, sono conservate solo nelle valli e nei bassi strutturali. I rilevamenti e i nuovi dati di terreno hanno sostanzialmente confermato la strutturazione in unità tettoniche e successioni sopra sinteticamente illustrata e già descritta da vari Autori (Ogniben, 1969; Amore et alii, 1988; Bonardi et alii, 1988; ecc.).

In sintesi, la successione geometrica delle unità pre-quadernarie che compongono l'edificio strutturale di questo settore del Cilento è così costituita, dall'alto (vedi Fig. 5):

- Gruppo del Cilento e Conglomerati di Monte Sacro;
- Unità Nord-Calabrese;
- Unità di Castelnuovo Cilento (cfr. “affinità sicilide” Auctt.);
- Unità Sicilide;
- Unità carbonatiche dei Monti Alburno-Cervati-Pollino e di Monte Bulgheria.

Su queste unità giacciono in discordanza dei depositi continentali, essenzialmente quaternari, riferibili ai Conglomerati di Centola oltre che a più recenti depositi alluvionali e detritici di versante.

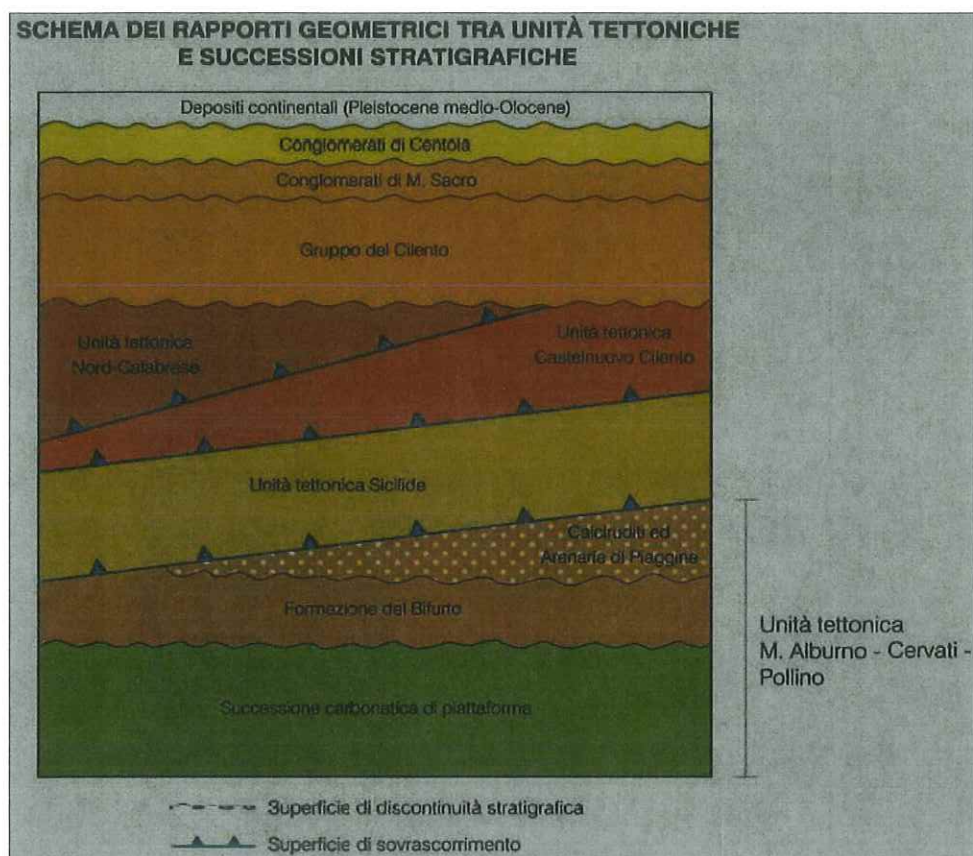


Fig. 5

## GEOMORFOLOGIA E FRANOSITÀ DEL COMPENSORIO

### CARATTERI MORFOLOGICI E FORME DEL RILIEVO

La varietà di paesaggi e morfotipi che caratterizzano il territorio è dovuta all'articolata storia morfoevolutiva che ha coinvolto l'intero appennino Campano a partire dalla fine del Miocene, associata alla notevole variabilità litologica delle formazioni presenti, e al contributo delle variazioni climatiche succedutesi nel Terziario e nel Quaternario (periodi glaciali e periglaciali) che hanno notevolmente influenzato la morfogenesi.

Dal punto di vista fisiografico il territorio può essere suddiviso in tre settori, cui corrispondono fasce altimetriche e macro-elementi morfologici ben delineati:

□ il **settore nord-orientale** Vallo di Diano si distingue per la presenza dei rilievi carbonatici dei Monti della Maddalena in dx del tanagro ed il Blocco calcareo del Monte Cervati 1898 m s.l.m. I versanti acclivi, a controllo prevalentemente strutturale, spesso si raccordano verso l'alto con superfici sommitali a più bassa pendenza o relativamente pianeggianti. Queste forme, spesso, rappresentano relitti di una più estesa paleosuperficie sommitale, di età terziaria, smembrata a causa dei più recenti movimenti neotettonici.



□ il **settore sud-occidentale** e centrale Cilento Monte Gelbison e Monte Stella caratterizzato da versanti e rilievi collinari del sistema litologico argilloso- marnoso In corrispondenza di tali areali si rileva la presenza di versanti a più debole acclività, caratterizzati da un reticolo idrografico gerarchizzato, a causa della diffusa presenza di terreni impermeabili e di una loro maggiore erodibilità.

□ la **parte bassa pianeggiante** coincidente con il Vallo di Diano e le piane di fondovalle legate al Fiume Alento ed al Fiume Bussento.

Da un punto di vista prettamente morfologico, quindi, lo stesso territorio può essere suddiviso in altrettante unità caratterizzate sia da differenti forme che dalla variabilità dei processi geomorfologici agenti sul territorio:

□ **Unità dei versanti carbonatici sommitali**

□ **Unità dei versanti terrigeni collinari**

□ **Unità della fascia del fondovalle Alento Bussento Tanagro**

#### FRANOSITA' DEL COMPRESORIO

L'elevata complessità geologica e geomorfologica del vasto territorio oggetto di studio rende ragione della presenza dei numerosissimi fenomeni franosi, inventariati all'interno del perimetro di tale territorio, così come risulta dalla carta Inventario dei fenomeni franosi e dalle relative schede IFFI a corredo del vigente Piano Stralcio.

La composizione litologica del territorio, che ha permesso di suddividere lo stesso in due settori (quello N-E in cui affiorano prevalentemente le compagini litoidi calcareo e quello collinare in cui prevalgono i sedimenti terrigeni), consente a grandi linee di mantenere questa suddivisione, anche per i meccanismi gravitativi. Infatti, l'area occupata dai rilievi calcareo caratterizzata dalla presenza di versanti fortemente acclivi, è sede di dissesti a rapida evoluzione. Tra questi ultimi si annoverano fenomeni di **crollo** che interessano le rocce lapidee carbonatiche coinvolgono prevalentemente le scarpate in roccia situate a più altezze lungo i versanti mentre le colate si innescano prevalentemente dalle concavità morfologiche che presentano significativi accumuli di depositi di copertura, in particolare, le **colate detritiche** possono costituire inoltre il meccanismo evolutivo di alcune frane di crollo.

Sebbene le zone coinvolte dalle frane di crollo siano arealmente limitate, il loro numero è elevato, con maggior concentrazione ove gli ammassi lapidei appaiono maggiormente fratturati ed interessati dalla presenza di pareti sub verticali. Tra i fattori d'innescio di queste frane occorre annoverare oltre ad apporti meteorici particolarmente intensi (e tali da saturare parzialmente o totalmente le fratture della roccia) anche le oscillazioni termiche stagionali e giornaliere che provocano crioclastismo, soprattutto

nelle zone poste a quote più elevate. Dopo la fase di distacco, l'evoluzione del fenomeno procede mediante processi di caduta libera delle volumetrie in frana, con impatti e rimbalzi successivi lungo le pareti ed i versanti più acclivi o fenomeni di scivolamento dei massi sulle coperture erbose. La mobilità dei cumuli di frana (di norma elevata) è fortemente condizionata dalle proprietà geomeccaniche delle rocce e dei materiali presenti lungo i pendii e, segnatamente, dalle loro caratteristiche di elasticità e di restituzione dell'energia cinetica in conseguenza degli impatti stessi. Le zone maggiormente interessate dai crolli sono quelle dei versanti calcarei e calcareo-marnosi. Localmente lungo i versanti (soprattutto nei tratti medio-alti) si rinvencono scarpate e cornici morfologiche caratterizzate da angoli di pendenza elevati, maggiori di 50° e/o subverticali. In questo contesto geomorfologico le tipologie di frana che hanno interessato e che potenzialmente possono interessare gli ambiti di versante sono rappresentate dai crolli.

In corrispondenza del settore territoriale che coincide con l'areale di affioramento delle successioni terrigene le frane rappresentano il principale agente di modellamento dei versanti. Eventi pluviometrici e sismici generano frane di primo distacco o riattivazioni più o meno superficiali di grandi e profondi corpi quiescenti o «relitti». Il cinematismo di tali frane è lento o intermittente, e lo stile di attività prevalente è complesso, con prevalenti scorrimenti rotazionali che evolvono in colate; spesso i fenomeni riconosciuti sono misti: derivanti cioè dalla combinazione dei due tipi di movimento innanzi richiamati. In generale si tratta di frane caratterizzate dalla presenza di superfici di rottura generalmente profonde che impegnano ampie zone di versanti collinari, ove affiorano le formazioni terrigene (argille, argille marnose, marne). I fenomeni in questione sono il più delle volte caratterizzati da processi di riattivazione di frane quiescenti, ad andamento stagionale, e con accelerazioni durante periodi particolarmente piovosi. In tal senso, devono essere considerate come frane intermittenti ove il ruolo instabilizzante delle pressioni interstiziali è amplificato da apporti di acque superficiali ed anche profonde.

Un'ulteriore tipologia di dissesto è rappresentata dai colamenti lenti che interessano soprattutto i terreni argillosi. Anche in questo caso trattasi di fenomeni intermittenti, con mobilitazione dei corpi di frana più accentuati in occasione di elevati apporti idrici superficiali. Morfologicamente, le frane in questione si caratterizzano più di frequente per la presenza di corpi di forma allungata che interessano impluvi e che si aprono, verso valle, in conoidi più o meno accentuate.

Infine vanno menzionati i fenomeni afferenti ad un gruppo a parte che di norma ricomprende tipologie che non vengono considerate frane s.s, tra queste si annoverano i creep caratterizzati da movimenti che si sviluppano in prevalenza nelle coltri di copertura, laddove si associano particolari condizioni idrogeologiche; essi interessano alcune concavità morfologiche caratterizzate dall'accumulo di depositi colluviali e, più spesso, si riconoscono a monte dei fenomeni franosi. Si tratta di movimenti



lenti e superficiali che si esplicano con deformazioni progressive delle masse interessate con smorzamento più o meno rapido degli stessi in profondità, ed in superficie si manifestano con tipiche ondulazioni da decimetriche a metriche.

Lo studio morfologico dell'area ha tenuto conto della franosità pregressa sul territorio come elemento indicativo della potenzialità al dissesto, della frequenza e tipologia. Il dato relativo alla franosità pregressa è stato estratto dalla carta dall'inventario dei fenomeni franosi redatta dall'Autorità di bacino regionale ex-Sinistra Sele ed Interregionale del fiume Sele e dalle relative schede IFFI del Servizio geologico (ISPRA).

L'inventario dei fenomeni Franosi e le schede IFFI adottano la classificazione delle frane di Cruden e Varnes (1994), e per quanto attiene alla classificazione per la descrizione dello stato di attività sono state prese a riferimento le raccomandazioni del WP/WLI (1993), riproposte più recentemente da Cruden & Varnes (1996), nelle quali vengono introdotte le seguenti terminologie:

- **Attiva:** attualmente in movimento;
- **Sospesa:** mobilizzata entro l'ultimo ciclo stagionale ma non è attiva attualmente;
- **Riattivata:** di nuovo attiva dopo essere stata inattiva;
- **Inattiva:** mobilizzata per l'ultima volta prima dell'ultimo ciclo stagionale.

Le frane inattive si possono dividere ulteriormente in:

- **Quiescenti:** frana inattiva che può essere riattivata dalle sue cause originarie;
- **Naturalmente stabilizzata:** frana inattiva che è stata protetta dalle sue cause originarie senza interventi antropici;
- **Artificialmente stabilizzata:** frana inattiva che è stata protetta dalle sue cause originarie da apposite misure di stabilizzazione;
- **Relitta:** frana inattiva che si è sviluppata in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse da quelle attuali.

## **IROGEOLOGIA DEL COMPRESORIO**

Le unità tettoniche e litostratigrafiche affioranti estesamente nel territorio del Cilento e del Vallo di Diano, note dagli anni 60' come "Flysch del Cilento" (Letto *et alii*, 1965; Pescatore, 1966; Cocco & Pescatore, 1968; Cocco, 1971) e successivamente sottoposte a differenti interpretazioni cronostratigrafiche, geodinamiche e strutturali (Bonardi *et alii*, 1988; Cammarosano *et alii*, 2000; Bonardi *et alii*, 2009; Vitale *et alii*, 2010), formano il tipico paesaggio collinare e i rilievi del Monte

Sacro (1705 m s.l.m.), del Monte Centaurino (1433 m s.l.m.) e del Monte della Stella (1130 m s.l.m.). Esse sono costituite da successioni sedimentarie terrigene (Cretaceo - Miocene sup.) da pre- a sinorogene che, per la tipica deposizione torbiditica, sono generalmente formate da alternanze, da regolari a caotiche, di strati litoidi di areniti calcaree e/o silicoclastiche (A) a strati di rocce pelitiche fissili (P) (siltiti, argilliti e marne). La prima componente, caratterizzata da fessurazione e porosità, è più permeabile della seconda che è invece contraddistinta da una scarsa permeabilità per porosità. L'abbondanza relativa della prima componente, espressa dal rapporto tra le due componenti (A/P) conferisce a tali terreni un grado di permeabilità relativa (Bureau of Reclamation, 1985) globalmente scarso, che tuttavia può crescere fino al valore medio nelle parti delle successioni dove la componente litoide diventa prevalente su quella pelitica, quindi prevalentemente arenacea o conglomeratica. L'assetto strutturalmente complesso di queste unità idrostratigrafiche, variabile dall'alternanza ritmica tra i suddetti termini litologici alla giustapposizione caotica degli stessi (Esu, 1977; Marinis & Hoek, 2001), contribuisce ulteriormente alla diminuzione della permeabilità, consentendo una diffusa presenza dei termini pelitici nell'ammasso.

Laddove la presenza della componente pelitica è continua o prevalente (Unità Sicilide, Unità di Castelnuovo Cilento, Unità Nord-Calabrese e Gruppo del Cilento p.p.), con rapporto A/P < 4, l'ammasso flyschoidale è globalmente caratterizzato da un grado di permeabilità relativa variabile da scarso ad impermeabile. In queste unità, l'alterazione e la fessurazione del regolite rendono l'ammasso relativamente più permeabile nella parte più superficiale, consentendo l'instaurazione di una circolazione idrica sotterranea "attiva" poco profonda, il cui deflusso è generalmente concorde con l'andamento della superficie topografica (Celico, 1986). Tale circolazione si esplica mediante falde idriche sotterranee spesso sospese, discontinue ed effimere, il cui sviluppo spaziale e temporale rispecchia generalmente lo sviluppo della coltre di alterazione, l'andamento della superficie topografica e l'occorrenza di precipitazioni. Ciò comporta un'approssimativa coincidenza tra spartiacque sotterranei e superficiali ed un recapito delle falde idriche sotterranee orientato prevalentemente verso i fondovalle o verso le piccole sorgenti poste lungo i versanti.

A tale schema idrogeologico sono riconducibili sia la generale scarsità di risorse idriche sotterranee che la scarsa o nulla rilevanza di queste unità idrostratigrafiche a costituire acquiferi di importanza strategica regionale. Ciononostante, le occasionali sorgenti, alimentate da questo tipo di circolazione idrica sotterranea, con portate generalmente di pochi litri/minuto ( $10^{-5}$  m<sup>3</sup>/s), costituiscono importanti risorse locali, soprattutto per le aree dei rilievi collinari, lontane dal possibile approvvigionamento idrico dal fondovalle. Gli studi riguardanti la caratterizzazione idrogeologica di queste unità sono stati basati sull'analisi della componente del deflusso sotterraneo, scorporata dagli idrogrammi fluviali registrati alla stazione idrometrografica di Casalvelino sul fiume Alento (Celico et alii, 1992). Da essi è stata valutata che l'infiltrazione efficace (Ie), ovvero l'aliquota che ricarica le falde idriche sotterranee, è pari in media al 19% rispetto alle precipitazioni efficaci (Pe), corrispondenti alla quantità di precipitazione eccedente all'evapotraspirazione ( $Pe = P - ETR$ ). Tale valore è tuttavia da intendersi inferiore su ammassi prevalentemente pelitici, come quelli tipici



dell'Unità Sicilide.

Nell'ambito delle successioni torbiditiche affioranti nel territorio del Cilento, fanno eccezione a questo generale comportamento idrogeologico i termini più francamente arenacei o arenaceo-conglomeratici ( $A/P > 4$  o  $A/P \gg 4$ ), ascrivibili ai membri stratigraficamente più elevati del Gruppo del Cilento (Bonardi *et alii*, 1988), ed i soprastanti termini conglomeratico-arenacei e conglomeratici dell'unità dei Conglomerati di Monte Sacro in cui la componente pelitica è scarsamente presente ( $A/P > 10$ ). In queste parti della successione, la prevalenza della componente litoide e la discontinuità laterale o l'assenza di interstratificazioni pelitiche, conferiscono all'ammasso roccioso flyschoidale un grado di permeabilità relativa medio. Per queste unità litostratigrafiche i fenomeni d'infiltrazione efficace sono maggiormente accentuati e la circolazione idrica sotterranea "attiva" è più profonda e caratterizzata da un recapito poco condizionato dalla morfologia superficiale ma controllato dalla geometria del contatto con unità a minore permeabilità relativa. A questa tipologia di circolazione idrica sotterranea sono ascrivibili le numerose sorgenti, quasi tutte captate, di portata variabile da pochi litri ad alcune decine di litri al secondo ( $10^{-3} \div 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ ) emergenti sul versante occidentale del Monte Sacro (Giuso, Vallone di Castro, Scaricatoio I e II, Ramara, Fiume Freddo, Elce, Fiume Palistro e Acqua Vollara), al Monte Centaurino (Pietrecupe, Latusiello, Acqua di Frascio e Tre Fontane) e sul versante settentrionale del Monte della Stella (Acquacoperta, Cornale, Donnofierro, Faito, Vallone Dirupato). Studi effettuati sui deflussi dei torrenti sul lato occidentale del Monte Sacro hanno dimostrato come l'infiltrazione efficace, che alimenta il deflusso sotterraneo e le emergenze sorgentizie, raggiunge in queste unità circa il 30% dell'infiltrazione efficace (Celico *et alii*, 1993). I suddetti studi hanno consentito di riconoscere l'esistenza nella parte alta dei rilievi montuosi di acquiferi arenaceo-conglomeratici a media permeabilità, con deflusso sotterraneo da unitario a scarsamente frazionato, condizionato da fattori strutturali, quali la quota del contatto con i sottostanti terreni prevalentemente argillosi, come nel caso del Monte Sacro o Gelbison, e l'assetto giaciturale rispetto ad un sottostante complesso idrogeologico a minore permeabilità, come nel caso del Monte della Stella. Detti acquiferi alimentano sorgenti di rilevante importanza locale sia per le portate significative, generalmente variabili da 0.2 a 5.0 l/s, che per l'elevata quota di emergenza. Dette sorgenti sono state in larga parte captate dal CONSAC (ATO 4).

Caso particolare è rappresentato dai livelli carbonatici pluridecametrici di marna "fogliarina", presenti nella successione della Formazione di San Mauro (Gruppo del Cilento) che, per la tipica gradazione torbiditica, presentano una base calcarenitica, ad elevato grado di permeabilità per fratturazione, a cui segue verso l'alto l'incremento della componente pelitica (calcari marnosi-marne argillose) ed un corrispondente decremento del grado di permeabilità. Per le suddette caratteristiche idrogeologiche, così com'è stato riconosciuto al Monte della Stella (Casciello *et alii*, 1995), la parte basale dei suddetti megastrati carbonatici è caratterizzata da una circolazione idrica sotterranea autonoma che ha recapito in piccole sorgenti, laddove il contatto con il limite di

permeabilità formato con i terreni sottostanti raggiunge la quota più bassa, oppure laddove esiste il contatto tettonico o stratigrafico laterale con unità a minore permeabilità relativa.

## **RISCHIO IDROGEOLOGICO**

I fenomeni di natura geologica-idraulica (quali frane e alluvioni), a causa soprattutto dell'intensità e della durata con cui si verificano, possono determinare un numero elevato di vittime ed ingenti danni alle attività antropiche: essi, pertanto, hanno grande rilievo nella valutazione della vulnerabilità di un territorio.

Il Cilento è storicamente riconosciuto essere uno dei territori che a scala regionale risulta maggiormente interessato da dissesti idrogeologici, come dimostra il gran numero di abitati ammessi a consolidamento e a trasferimento a cura e spese dello Stato, ai sensi della Legge 445/1908.

Attualmente il principale strumento in materia di difesa del suolo è rappresentato dal Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (P.S.A.I.), approvato ai sensi della legge 183/1989, che persegue l'obiettivo di garantire per il territorio un livello di sicurezza adeguato rispetto ai fenomeni di dissesto idraulico e idrogeologico, attraverso il ripristino degli equilibri idrogeologici e ambientali, il recupero degli ambiti idraulici e del sistema delle acque, la programmazione degli usi del suolo ai fini della difesa, della stabilizzazione e del consolidamento dei terreni.

Esso, quindi, assume un alto valore strategico per lo sviluppo economico ed ecocompatibile del territorio perché rappresenta soprattutto lo strumento conoscitivo, normativo e tecnico operativo mediante il quale sono pianificate e programmate le azioni, le norme d'uso del suolo e gli interventi riguardanti l'assetto idrogeologico.

Il PSAI in definitiva:

- individua le aree a rischio idrogeologico (idraulico e da dissesti di versante), ne determina la perimetrazione, stabilisce le relative norme tecniche di attuazione;
- delimita le aree di pericolo idrogeologico quali oggetto di azione organiche per prevenire la formazione e l'estensione di condizioni di rischio;
- delinea le direttive alle quali devono uniformarsi la difesa del suolo, la sistemazione idrogeologica ed idraulica e l'utilizzazione delle acque e dei suoli;
- individuazione delle prescrizioni, dei vincoli e delle opere idrauliche, con particolare riferimento alle opere idraulico-agrarie, idraulico-forestali, di forestazione, di bonifica idraulica, di stabilizzazione e consolidamento dei terreni e di ogni altro intervento o norma di vincolo o d'uso, finalizzati alla conservazione del suolo ed alla tutela dell'ambiente ed alla protezione dal rischio idrogeologico ed idraulico;



- indica gli strumenti per assicurare coerenza tra la pianificazione stralcio di bacino per l'assetto idrogeologico e la pianificazione territoriale anche a scala comunale;
- individua le tipologie, la programmazione degli interventi di mitigazione o eliminazione delle condizioni di rischio e delle relative priorità, anche a completamento ed integrazione dei sistemi di difesa esistenti.

## PERICOLOSITA' E RISCHIO IDRAULICO

Il PSAI ha individuato le aree a maggiore pericolosità idraulica lungo le aste principali dei bacini d'interesse costituiti dal fiume Alento, Mingardo, Bussento Tanagro e dai relativi affluenti che costituiscono le più importanti emergenze idrogeologiche sia per il loro pregio naturalistico e sia per l'importanza nello sviluppo socio economico del comprensorio.

Tale condizione è stata purtroppo confermata dai frequenti eventi alluvionali (non ultimi quelli molto gravosi del dicembre 1997 e del dicembre 2008/gennaio 2009) che hanno interessato nel tempo alcuni punti critici del reticolo idrografico (generalmente in corrispondenza di confluenze e di attraversamenti legati soprattutto a modifiche antropiche dei corsi d'acqua).

Il vigente PSAI definisce le seguenti fasce fluviali:

- **Alveo di piena ordinaria.** Costituisce la parte della regione fluviale interessata dal deflusso idrico in condizioni di piena ordinaria, corrispondente al periodo di ritorno  $T=2-5$  anni. Nel caso di corsi d'acqua di pianura, l'alveo di piena ordinaria coincide con la fascia fluviale compresa tra le sponde dell'alveo incassato.
- **Alveo di piena standard (Fascia A).** Comprende l'alveo di piena che assicura il libero deflusso della piena standard, corrispondente ad un periodo di ritorno pari a 100 anni.
- **Fascia di esondazione (Fascia B).** Comprende le aree inondabili dalla piena standard, eventualmente contenenti al loro interno sottofasce inondabili con periodo di ritorno  $T < 100$  anni. In particolare, sono state considerate tre sottofasce:
  - **Sottofascia B1** è quella compresa tra l'alveo di piena e la linea più esterna tra la congiungente l'altezza idrica  $h=30$  cm delle piene con periodo di ritorno  $T=30$  anni e altezza idrica  $h=90$  cm delle piene con periodo di ritorno  $T=100$  anni;
  - **Sottofascia B2** è quella compresa fra il limite della Fascia B1 e quello dell'altezza idrica  $h=30$  cm delle piene con periodo di ritorno  $T=100$  anni;
  - **Sottofascia B3** è quella compresa fra il limite della Fascia B2 e quello delle piene con periodo di ritorno  $T=100$  anni.

- **Fascia di inondazione per piena d'intensità eccezionale (Fascia C).** La fascia C comprende le aree inondabili dalla piena relativa a T=300 anni o dalla piena storica nettamente superiore alla piena di progetto.

La perimetrazione delle aree inondabili, nonché delle aree a differente pericolosità e rischio idraulico, consente di effettuare per il territorio comunale di Santa Marina le seguenti considerazioni:

- Le aree inondabili di maggiore estensione sono ubicate lungo il fiume Bussento ed in prossimità delle confluenze tra quest'ultimo ed i principali affluenti presenti nell'area (T.te Sciarapotamo e V.ne Isca della Lame);

- le aree a più alta pericolosità idraulica (Fascia A) si concentrano nei tratti indicati al punto precedente;

- gli attraversamenti esistenti lungo i principali corsi d'acqua sono quasi tutti sufficienti al transito di dette portate;

- Le aree a rischio idraulico classificate come R3 ed R4 si concentrano nel tratto di foce del Fiume Bussento e sull'affluente Isca delle Lame.

## **PERICOLOSITA' E RISCHIO FRANE**

Il PSAI definisce la carta degli scenari di pericolosità da frana in cui sono distinte le seguenti classi in termini di pericolosità:

- **P4 (pericolosità molto elevata).** Rientrano in questa classe le frane di alta intensità e stato attivo.

- **P3 (pericolosità elevata).** Appartengono a questa classe le frane da media ad alta intensità e stato rispettivamente da attivo a quiescente.

- **P2 (pericolosità media).** Rientrano in questa classe le frane da bassa ad alta intensità e stato rispettivamente da attivo ad inattivo.

- **P1 (pericolosità moderata).** Rientrano in questa classe le frane di bassa/media intensità e stato inattivo o quiescente.

Il rischio esprime il valore del danno atteso agli elementi vulnerabili conseguente al verificarsi di un evento franoso di data pericolosità. La valutazione del rischio da frana è basata sulla stima della pericolosità del fenomeno, sul valore (in termini non solo economici) degli elementi a rischio e sulla loro vulnerabilità, mentre la classificazione del rischio viene eseguita secondo una scala relativa che tiene conto, in accordo con quanto prescritto dal DPCM 29/9/98, del danno atteso all'ambiente e agli



elementi antropici. Si è quindi considerata una separazione tra le classi di rischio valutata in base alla possibilità o meno di un coinvolgimento diretto o indiretto delle persone.

Sono state distinte, pertanto, quattro classi di rischio:

- **R4 (rischio molto elevato):** per il quale sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione di attività socioeconomiche;
- **R3 (rischio elevato):** per il quale sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, la interruzione di funzionalità delle attività socioeconomiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale;
- **R2 (rischio medio):** per il quale sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale che non pregiudicano l'incolumità del personale, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche;
- **R1 (rischio moderato):** per il quale i danni sociali, economici e al patrimonio ambientale sono marginali.

## SISMICITA' E RISCHIO SISMICO

### INQUADRAMENTO SISMICO REGIONALE

La valutazione della Pericolosità Sismica di un'area avviene per gradi o livelli di approfondimento diversi, partendo da una zona vasta (Macrozonazione Sismica) e progressivamente scendendo a dettagli sempre maggiori, realizzando una Zonazione Sismica che valuti e quantifichi quale possa essere il livello dell'azione sismica attesa.

La Macrozonazione Sismica, o Zonazione di Primo Grado (Int. Geot. Ass, TC4, 1999), si basa sulla base di analisi statistiche correlate a terremoti avvenuti in età storica e per i quali sono stati valutati i parametri sismici.

Il principale provvedimento normativo moderno sul problema del rischio sismico in Italia è dato dalla Legge 2/02/1974, n° 64 "*Provvedimenti per le costruzioni con particolari prescrizioni per le zone sismiche*", che prevedeva la ripartizione del territorio nazionale in aree (Macrozone) comunali sismiche di I, II e III categoria alle quali era assegnato un "*grado di sismicità S*" (pari, rispettivamente, a 12, 9 e 6) ed uno "*Spettro di Risposta Elastico*" in base a dati ricavati da precedenti studi sismologici.

I successivi studi di carattere sismologico e geofisico a seguito dei diversi terremoti avvenuti in Italia, hanno contribuito ad un importante incremento della comprensione del fenomeno sismico e ancor più della genesi dei terremoti.

Negli ultimi anni il punto di riferimento per la valutazione della pericolosità sismica nell'area

italiana è stata la zonazione sismogenetica ZS4 (Meletti et al., 2000; Scandone e Stucchi, 2000), di cui se ne riporta uno stralcio significativo in Fig.7.

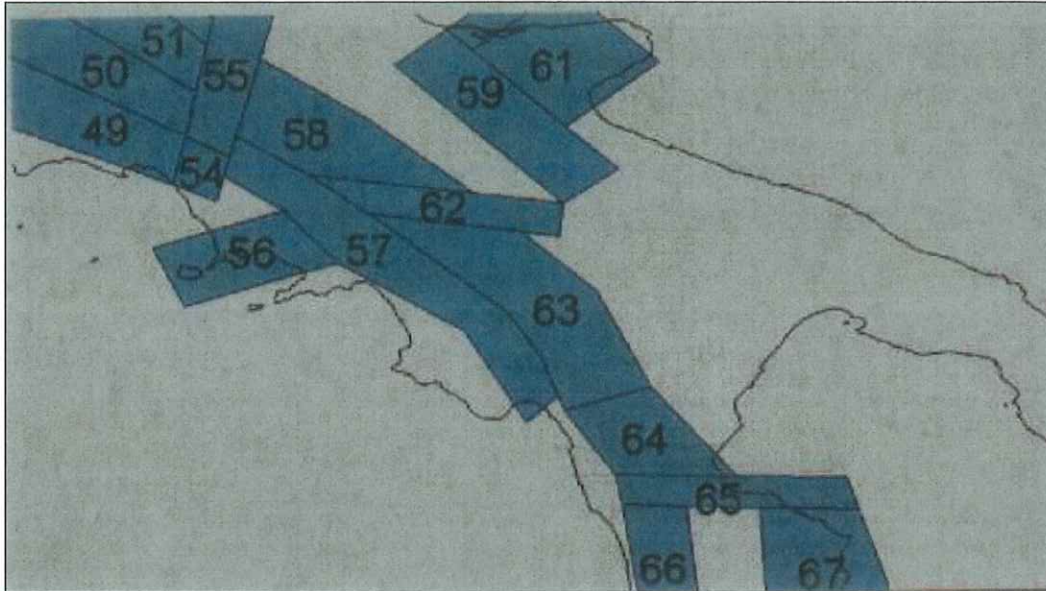


Fig. 7. Zonazione Sismogenetica ZS4 (da Scandone e Stucchi, 2000)

Gli studi più recenti in materia di sismogenesi ne hanno però evidenziato alcune incoerenze e hanno verificato la sua scarsa compatibilità con il Catalogo dei Terremoti CTPI (GdL CPTI, 1999). A partire da un sostanziale ripensamento della zonazione ZS4, è stata quindi sviluppata nel 2004 una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 (Fig. 8), che ha recepito le nuove evidenze di tettonica attiva nonché le informazioni sulle sorgenti sismogenetiche italiane fornite in particolare da *DISS 2.0* (*Database of Potential Sources for Earthquake Larger than M5.5 in Italy*, Valensise e Pantosti, 2001).

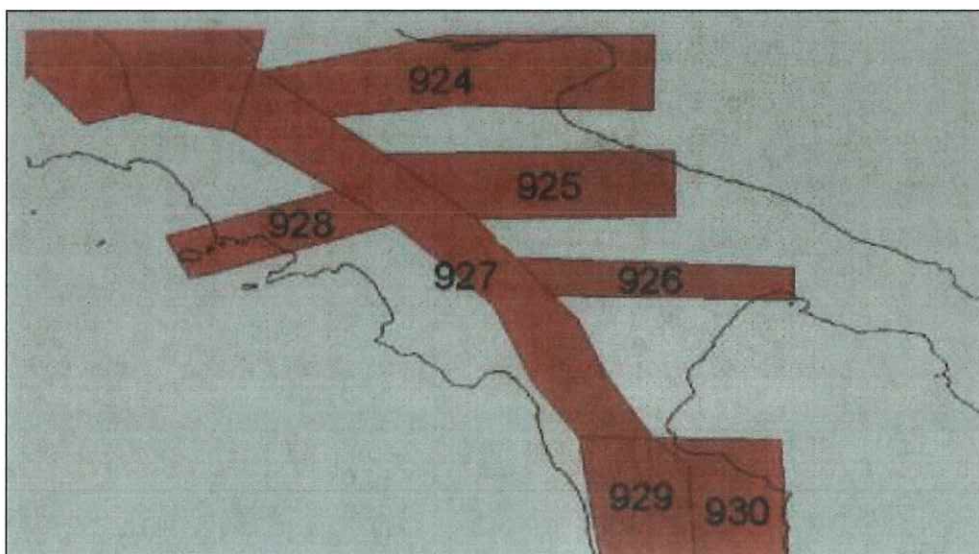


Fig. 8. Zonazione Sismogenetica ZS9 (da AA.VV., INGV, 2004)



Con riferimento a quest'ultima zonizzazione si evince come il comprensorio del Cilento, pur non rientrando in nessuna delle zone sismogenetiche attive, risulti prossimo alla vasta **Zona 927** che si sviluppa tra il Sannio, l'Irpinia e la Basilicata. Tale zona, comprendente l'area caratterizzata dal massimo rilascio di energia legata alla distensione generalizzata che da circa 700.000 anni sta interessando l'Appennino Meridionale (Patacca et al., 1990), è contraddistinta da un meccanismo di fagliazione di tipo "normale" con profondità ipocentrali comprese tra 8 e 12 Km.

A scala regionale, quindi, le più recenti ricerche geodinamiche hanno consentito di formulare un modello sismogenetico dell'Appennino Campano-Lucano e giustificare, in tal modo, la distribuzione areale degli eventi sismici storici, la recente evoluzione tettonica (neotettonica) e le principali anomalie litosferiche.

Dal punto di vista sismo-tettonico, il settore meridionale dell'Appennino Campano-Lucano si può suddividere in più fasce longitudinali con diverse caratteristiche geostrutturali e diversi gradi di sismicità, da Ovest ad Est (vedi Fig. 9):

a) la fascia tirrenica corrispondente al promontorio del Cilento ed alla Penisola Amalfitana-sorrentina, ben delimitate ad Ovest dalle faglie marginali tirreniche ed a Est dai lineamenti strutturali che interessano i massicci carbonatici di catena. Questa fascia è caratterizzata da una sismicità storica molto bassa, anche se risulta parte integrante della catena e soggetta, durante il Quaternario, a movimenti verticali dell'ordine di diverse centinaia di metri, è la fascia in cui ricade il territorio comunale in esame.

b) la fascia intermedia, sede dei terremoti locali di minore intensità, ma direttamente interessata da terremoti violenti generatisi nella fascia successiva; dal punto di vista stratigrafico-strutturale comprende le dorsali carbonatiche Silentine, Picentine, i Monti di Sarno e quelli di Avella.

c) la fascia più interna è la Zona Assiale della Catena, che si estende con continuità dal Sannio alla Calabria Settentrionale per una larghezza di circa 40 Km, a cavallo dello spartiacque appenninico. In questa fascia sono localizzate le aree sismogenetiche più importanti, rappresentate da

:

- il distretto sismogenetico della Valle del Noce-Bacino del Mercure,
- il distretto sismogenetico del Vallo di Diano - Val d'Agri,
- il distretto sismogenetico Melandro - Valle del Sele-Ofanto,
- il distretto sismogenetico Irpino-Beneventano.

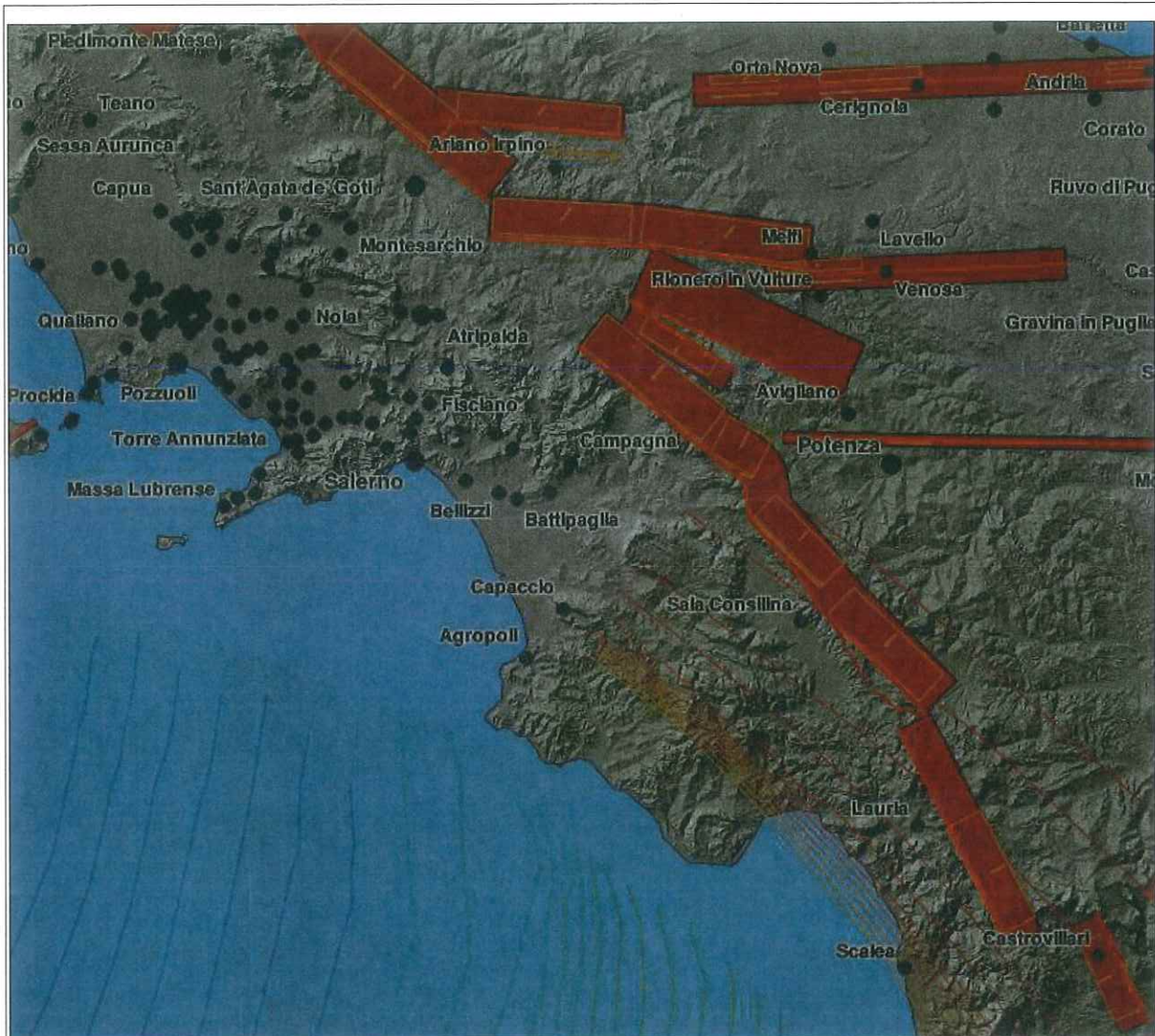
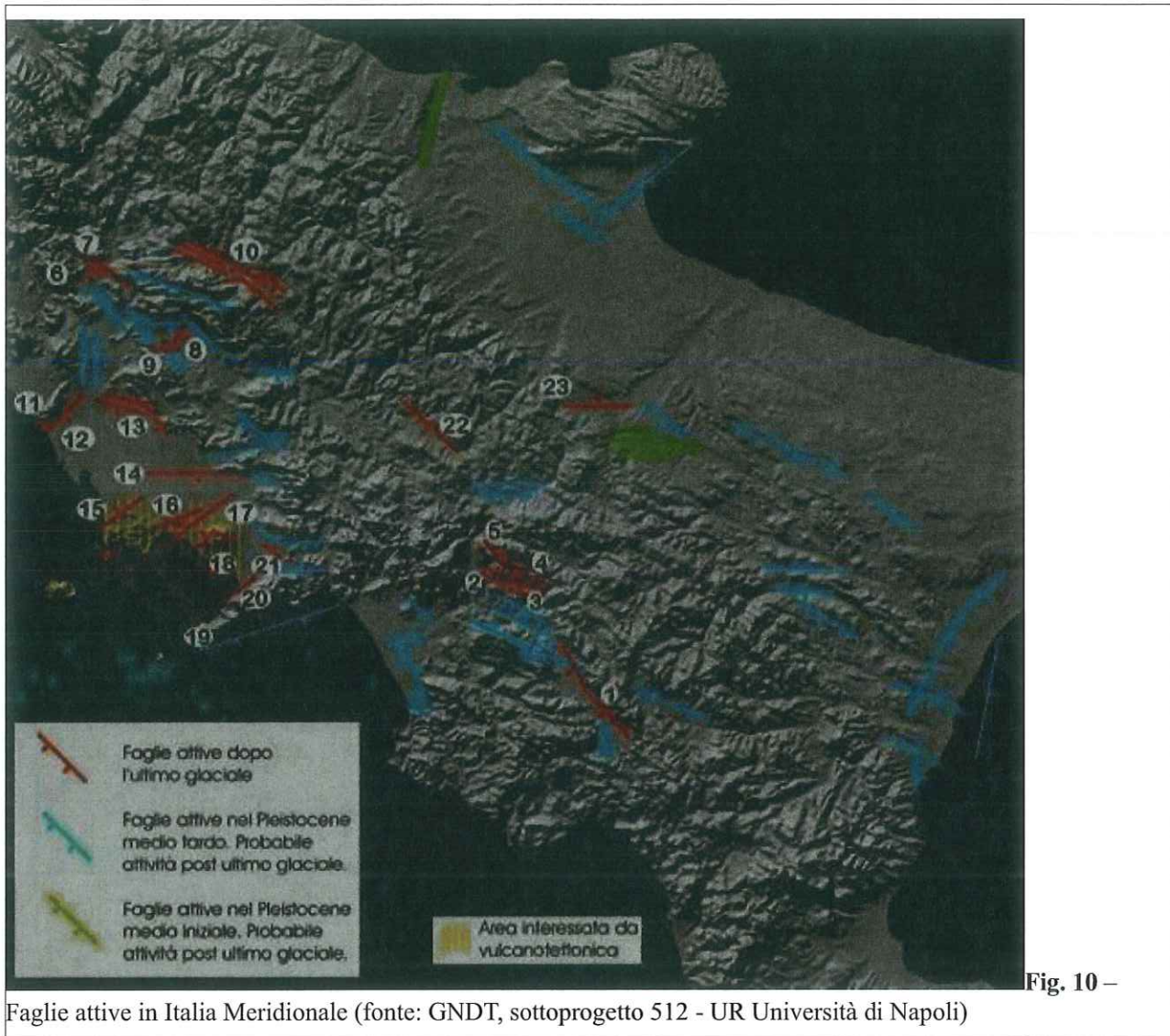


Fig. 9. Mappa delle sorgenti sismogenetiche dell'Appennino Campano-Lucano (fonte INGV: Catalogo Sorgenti Sismogenetiche - DISS).

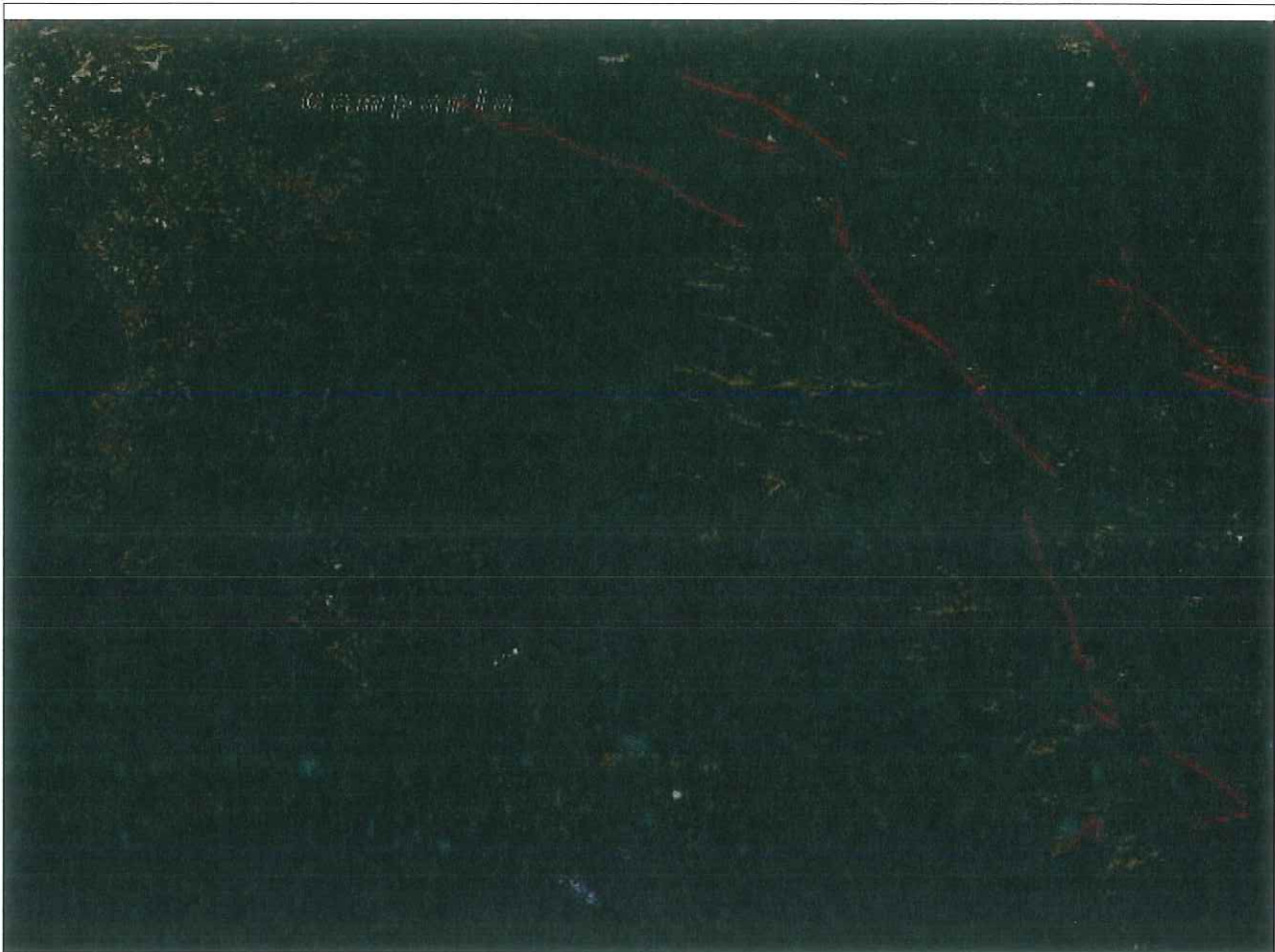
Ulteriori studi specifici circa la distribuzione spazio-temporale e le caratteristiche della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale indicano, inoltre, la presenza di diversi sistemi di faglie ad attività tardo quaternaria (GNDT - Progetto 5.1.2 *"Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*, 1998). Nella seguente Fig. 10 si riporta cartografia di sintesi dello studio condotto dall'UR UNI-Napoli (resp. A. Cinque) per l'area dell'Appennino Meridionale nell'ambito del sottoprogetto 512.





Analoghe e più dettagliatamente informazioni sono catalogate nel database **ITHACA (ITalyHAzard from CApable faults)**, sviluppato dal Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, che raccoglie le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali.

Tale database non riporta, per l'areale del comprensorio in esame, la presenza di **faglie capaci** ossia di strutture tali che potenzialmente possono creare deformazione in superficie (cfr. Fig. 11).



**Fig. 11** – Distribuzione delle faglie capaci individuate sul territorio circostante all'area in studio (fonte: web-gis ITHACA - Catalogo delle faglie capaci)

In ogni caso, la complessa situazione tettonica e strutturale del territorio in esame, come riportato anche dal **Sistema Informativo Sismotettonico della Campania - SISCam 2.0** (cfr. Fig. 12), impone un approfondimento della tematica che potrebbe essere sviluppata a corredo di studi di microzonazione sismica di II e III livello.

### **PERICOLOSITA' E RISCHIO SISMICO DEL COMPRESORIO**

Con rischio sismico si indica il probabile danno che un determinato sito può subire in occasione di un sisma; esso è ottenuto dal prodotto di tre fattori: pericolosità sismica, vulnerabilità ed esposizione.

Di questi fattori quello che è intrinsecamente correlato alle caratteristiche geologiche del territorio è proprio la pericolosità sismica che rappresenta la probabilità, in un dato sito, di superare un certo livello di scuotimento del suolo in un dato periodo di tempo. Essa viene calcolata basandosi sulla conoscenza pregressa dell'area sismogenetica, sul tasso di occorrenza della sismicità, sulla sua



distribuzione in magnitudo e in base alle leggi empiriche di attenuazione dell'ampiezza massima del moto del suolo in funzione della distanza e della magnitudo.

Come già specificato in precedenza, con la Legge 64/74 il territori comunali sono stati ripartiti macrozone sismiche di I, II e III categoria alle quali era assegnato un "grado di sismicità  $S$ " pari, rispettivamente, a 12, 9 e 6.

Nel 2002, con Delibera n. 5447 del 07/11/2002, la Regione Campania ha aggiornato la classificazione sismica dei comuni del proprio territorio, individuando tre categorie, a cui corrispondono diversi gradi di sismicità decrescenti dalla I alla III (vedi Fig. 12)

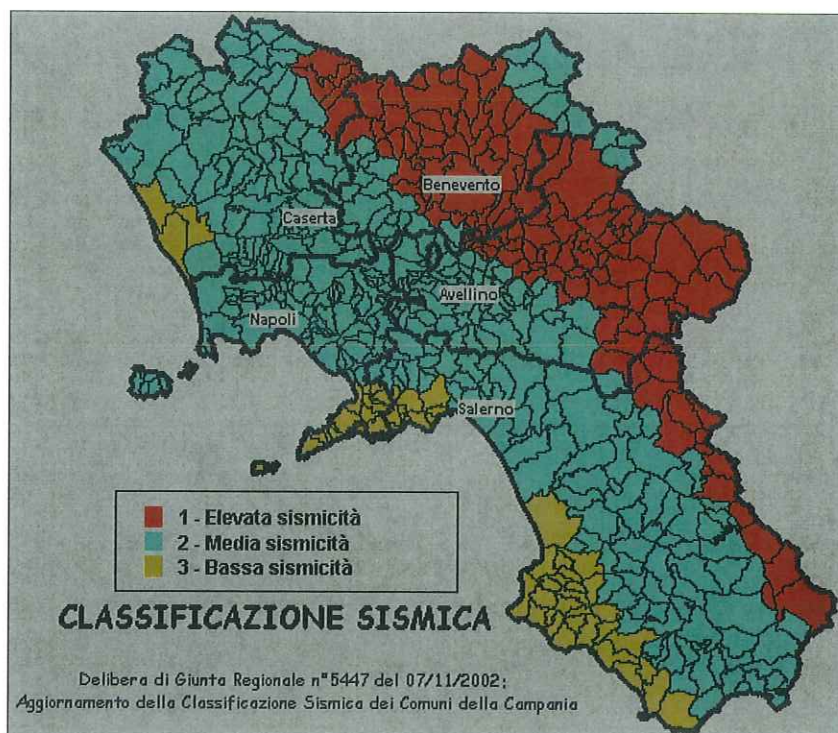


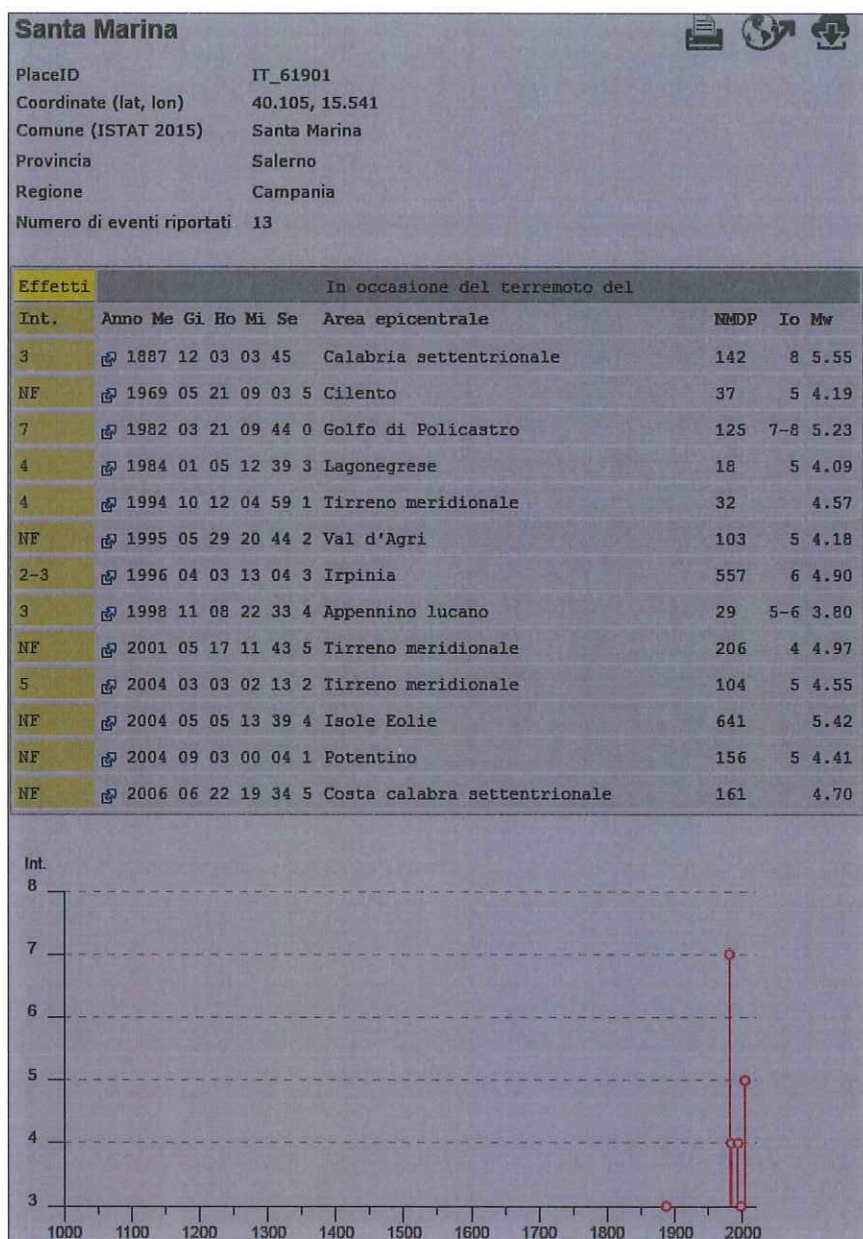
Fig. 12

Sulla base di tale aggiornamento il comune di Santa Marina è stato riclassificato dalla **Categoria 3 (bassa sismicità,  $S=6$ )** alla **Categoria 2 (media sismicità,  $S=9$ )**.

Il complesso delle nuove conoscenze scientifiche acquisite hanno portato alla proposta di una nuova classificazione sismica introdotta con O.P.C.M. n° 3274 del 20/03/2003 che ha suddiviso il territorio nazionale in quattro zone omogenee a cui corrisponde un'accelerazione orizzontale di riferimento  $a(g)$  secondo lo schema riportato nella seguente tabella:

Zona	$a(g)$
1	0,35
2	0,25
3	0,15
4	0,05

Tale classificazione (successivamente aggiornata con O.P.C.M. n° 3519/2006) è stata definita soprattutto sulla base di quanto riportato dalle banche dati ufficiali dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e in particolare al Database Macrosismico Italiano versione DBMI15 (consultabile all'indirizzo web <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>) che fornisce un set di dati di intensità macrosismica relativo ai terremoti italiani a partire dall'anno 1.000 d.C. Detto catalogo riporta, per il territorio comunale di Santa Marina, gli eventi sismici illustrati in dettaglio nel grafico e tabella di sintesi di seguito illustrato.





Per l'area in questione, quindi, si può notare come essa risenta degli effetti dovuti o a sismi di modesta entità più prossimi all'area del Golfo di Policastro, oppure a sismi provenienti da zone più distanti dell'Appennino Meridionale (Irpinia, Val d'Agri e Lagonegrese).

Il recente D.M. 14 gennaio 2008 “*Norme Tecniche per le Costruzioni*”, infine, ha introdotto una nuova metodologia per definire la pericolosità sismica di un sito consistente nella suddivisione del territorio nazionale mediante una maglia di punti notevoli, al passo di 5 km, per ognuno dei quali sono noti i parametri per la definizione degli spettri di risposta per i diversi stati limite di riferimento.

In Fig. 13 si riporta uno stralcio della vigente mappa della pericolosità sismica riguardante un area del golfo di policastro (immagine tratta dalla pagina web <http://esse1-gis.mi.ingv.it>) da cui emerge, in condizioni di suolo rigido orizzontale e probabilità d'eccedenza del 10% in 50 anni, un'accelerazione massima attesa  $a(g)$  compresa tra **0,100 – 0,150**.

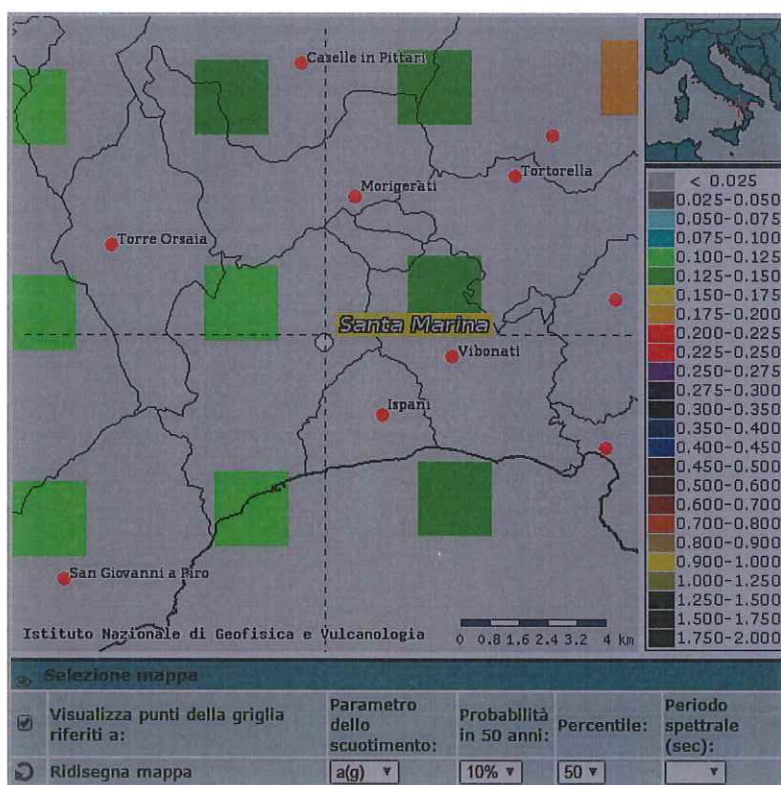


Fig. 13

Dal grafico di disaggregazione, quindi, possono considerarsi per il territorio in esame i seguenti valori medi:

- **Magnitudo: 6,47**
- **Distanza: 37,7 km**

## CONCLUSIONI

Lo studio geologico degli interi territori comunali ricadenti nell'ambito del CONSAC, insieme al complesso delle indagini pregresse recuperate dagli archivi comunali, hanno permesso di identificare e caratterizzare i litotipi che costituiscono la maggior parte del sottosuolo di tali territori. Dalla analisi di quanto esposto si possono trarre le dovute conclusioni sull'assetto geologico del comprensorio - intendendo anche le problematiche ad esso connesse e più specificatamente quelle sismiche, geotecniche, idrogeologiche, morfologiche e della stabilità - da valutare sotto il profilo del rischio che il territorio corre in virtù degli insediamenti antropici che su di esso sono stati già attuati, ovvero pianificati.

Alla luce di quanto innanzi esposto si ritiene che per il nostro progetto denominato "*La gestione ottimale delle risorse idriche del Cilento e Vallo di Diano tra digitalizzazione delle reti, tecnologie di misura smart e sistemi di monitoraggio avanzati*" finalizzato alla riduzione delle perdite nelle reti di distribuzione dell'acqua, compresa la digitalizzazione e il monitoraggio delle reti non si pongano particolari problematiche realizzative.

L'intervento infatti non apportano alcuna variazione dello stato dei luoghi ne modificano attuale regime delle acque superficiali e pertanto non viene variato l'attuale stabilità in cui versano i siti interessati dai lavori.

Il progetto prevede la sostituzione della rete esistente mediante scavi contenuti non alterando quindi la paesaggistica esistente e le attuali condizioni di stabilità in cui versa l'area in esame.

Gli scavi previsti per l'alloggiamento della condotta saranno immediatamente rinterrati e pertanto non verrà alterata e/o modificata l'attuale regimentazione delle acque in cui versano le aree oggetto di intervento.

Si precisa, infine, che la valenza dei dati e delle prescrizioni contenute nel presente lavoro è rapportata alla scala territoriale di indagine ed è adeguata per soddisfare il carattere conoscitivo ed informativo legato alla fattibilità delle opere. Si raccomanda, pertanto, l'esecuzione di adeguate indagini geologiche puntuali per ogni intervento a farsi sul territorio in conformità con quanto previsto dalle normative nazionali e regionali in materia, in particolare dal D.M. LL.PP. 11/03/88, del D.M. 17.01.2018, dalle Norme Tecniche di Attuazione della competente Autorità di Bacino.

Nel complesso il territorio in esame, in particolare le aree occupate dalle reti idriche interessate dal progetto, non presenta situazioni particolarmente critiche, soprattutto in prospettiva di un corretto uso del territorio in termini di prevenzione e mitigazione del rischio idrogeologico.



Sotto il profilo del rischio sismico, invece, si può asserire indubbiamente che il territorio in esame possa essere ancora colpito da eventi sismici che hanno la loro origine nella fascia appenninica che va dall'alta Campania alla Calabria.

Del che è relazione

S.I.G.E.A. Soc. Coop.  
~~S.I.G.E.A. Soc. Cooperativa~~  
Località Trone s.n.c.  
84075 Stio (SA)  
P.Iva 05427080659

