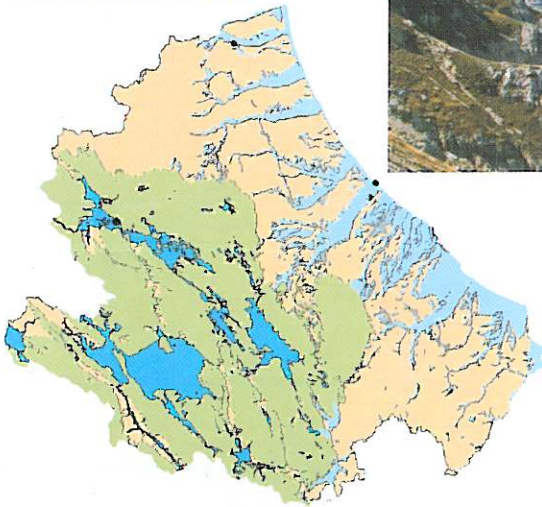




Società Geologica Italiana

83^a Riunione Estiva

Guida alle Escursioni



Chieti, 12-16 settembre 2006

ITINERARIO N°3
(16 SETTEMBRE 2006)

**ESCURSIONE AL BACINO DEL FUCINO:
EVIDENZE DI TETTONICA DISTENSIVA ATTIVA E
SISMOGENETICA IN APPENNINO CENTRALE**

PAOLO BONCIO (*), FABRIZIO GALADINI (**), FRANCESCO VISINI (*), BRUNO PACE (*) & GIUSY LAVECCHIA (*)

*Laboratorio di Geodinamica e Sismogenesi, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Chieti e Pescara, Via dei Vestini 30, 66013 Chieti Scalo, ITALY.

** Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata 605, 00143 Roma

Boncio Paolo: Tel. 0871/3556456; Fax 0871/3556454; pboncio@unich.it

Obiettivi

Obiettivo dell'escursione al Fucino è mostrare alcuni aspetti dell'evoluzione geologica dell'area che aiutino a definire il quadro sismotettonico di questo settore appenninico. In tale prospettiva, si cercherà anche di evidenziare quali sono gli effetti di un terremoto distruttivo su un territorio fortemente antropizzato, con i continui richiami all'evento sismico del 1915 ($I_{max} = XI$ grado MCS, più di 30.000 vittime) e la visita a San Benedetto dei Marsi. Ma ovviamente la discussione delle caratteristiche geologiche dell'area costituirà l'ossatura dell'intera escursione. In questa ottica, il pregio dell'itinerario scelto, proprio per la prospettiva evolutiva che si vuole mettere in primo piano, è quello di spaziare dalla trattazione delle caratteristiche strutturali legate all'attività dei *thrust* nelle fasi compressive, alle evidenze di tettonica distensiva plio-quadernaria, fino alla definizione di singoli eventi di attivazione di faglie nel corso dell'Olocene nei momenti in cui il Fucino già aveva una significativa presenza umana preistorica.

Nel corso degli ultimi venti anni, l'area fucense ha rappresentato una vera e propria palestra per studi geologici e geomorfologici in prospettiva neotettonica, paleosismologica e paleoambientale per numerosi gruppi di ricerca. Ciò è dovuto alla peculiarità di un'evoluzione geologica che ha reso "visibili" i sedimenti relativi alla formazione ed evoluzione del bacino e "leggibili" le strutture che hanno dislocato la successione plio-quadernaria. Queste caratteristiche, oltre ad aver portato ad affidabili sintesi neotettoniche e paleoambientali, hanno consentito nel tempo di affinare metodi di ricerca o prassi interpretative poi esportati in altri settori appenninici meno chiari dal punto di vista dell'evoluzione geologica recente. Per questi motivi, il Fucino si pone come una tappa irrinunciabile nella discussione sul campo degli aspetti geologici e geomorfologici della catena appenninica.

L'itinerario non mostra difficoltà logistiche. Esso si articolerà in 5 stop, sia panoramici che di dettaglio, tutti facilmente raggiungibili con i mezzi di trasporto e soltanto con brevi tratti da percorrere a piedi. I primi quattro stop sono ubicati all'interno del bacino del Fucino s.s., mentre l'ultimo è dedicato ad una faglia attiva posta poco a nord del bacino stesso (faglia della Magnola). L'ubicazione degli stop è riportata nello schema tettonico di Tavola 1.

Inquadramento geologico

Il Bacino del Fucino è un'ampia depressione tettonica bordata da faglie normali e transtensive attive nel Pliocene superiore-Quaternario (tav. 1; fig. 1). Tali faglie post-datano strutture a pieghe e sovrascorrimenti riferibili ad una fase deformativa compressiva tardo messiniana-pliocenica inferiore. In figura 1 vengono riportati alcuni schemi strutturali semplificati, fra cui lo schema delle principali unità strutturali compressive e quello dei principali domini deposizionali pre-orogenici, elaborati a seguito dei rilevamenti del foglio CARG al 50.000 N°368 "Avezzano" (in fase di stampa); il Foglio 368 copre la porzione centro-settentrionale del bacino del Fucino ed i rilievi carbonatici meso-cenozoici posti ad ovest ed a nord del bacino stesso. Le strutture compressive possono essere schematicamente attribuite a quattro principali Unità strutturali a direzione media NNW-SSE e vergenza orientale (*Unità A, B, C e D* in fig. 1B). Da SW verso NE, l'unità più interna è quella di *Costa Grande - M. D'Aria (Unità A)*, accavallata sull'antistante *Unità M. Cefalone - M.ti della Magnola (Unità B)*. Quest'ultima si accavalla sull'*Unità M. Sirente (Unità D)* a mezzo di una scaglia deformativa intermedia costituita dall'*Unità Altopiano delle Rocche - Gole di Celano (Unità C)*. Le strutture compressive deformano successioni stratigrafiche mesozoico-terziarie appartenenti a due principali domini deposizionali. Un primo dominio, che raggruppa le aree caratterizzate da sedimentazione persistente di piattaforma e di margine, annegate nel Miocene, si estende nel settore settentrionale (aree del M. Velino, dei Monti della Magnola e del M. Sirente), ed in quello sud-occidentale del foglio (area di Scurcola Marsicana, M. San Felice-M. D'Aria). Un secondo dominio, che raggruppa le aree caratterizzate da varie fasi di annegamento durante il Mesozoico, con sedimentazione persistente di scarpata e bacino, caratterizza il settore immediatamente a nord-est della Conca del Fucino (fig. 1C). La bipartizione in due domini operata principalmente sulla base della distribuzione delle *facies* mesozoiche trova corrispondenza anche nei rapporti stratigrafici tra i termini mesozoici e quelli cenozoici. In corrispondenza del primo dominio, infatti, al di sopra delle *facies* di piattaforma e di margine poggiano le *calcareniti a briozoi* del Langhiano-Tortoniano, con una discontinuità stratigrafica che indica una lacuna di lunga durata tra il Cretacico superiore *p.p.* e la fine del Miocene inferiore. Diversamente, in corrispondenza del secondo dominio definito da sedimentazione persistente di scarpata e di bacino, sopra le *facies* del Cretacico superiore, le successioni cenozoiche mostrano una maggiore continuità stratigrafica e comprendono termini dal Paleocene superiore *p.p.* al Miocene medio. Nelle successioni di entrambi i

domini è presente una importante lacuna sedimentaria che si estende dalla parte sommitale del Cretacico superiore al Paleocene superiore *p.p.*

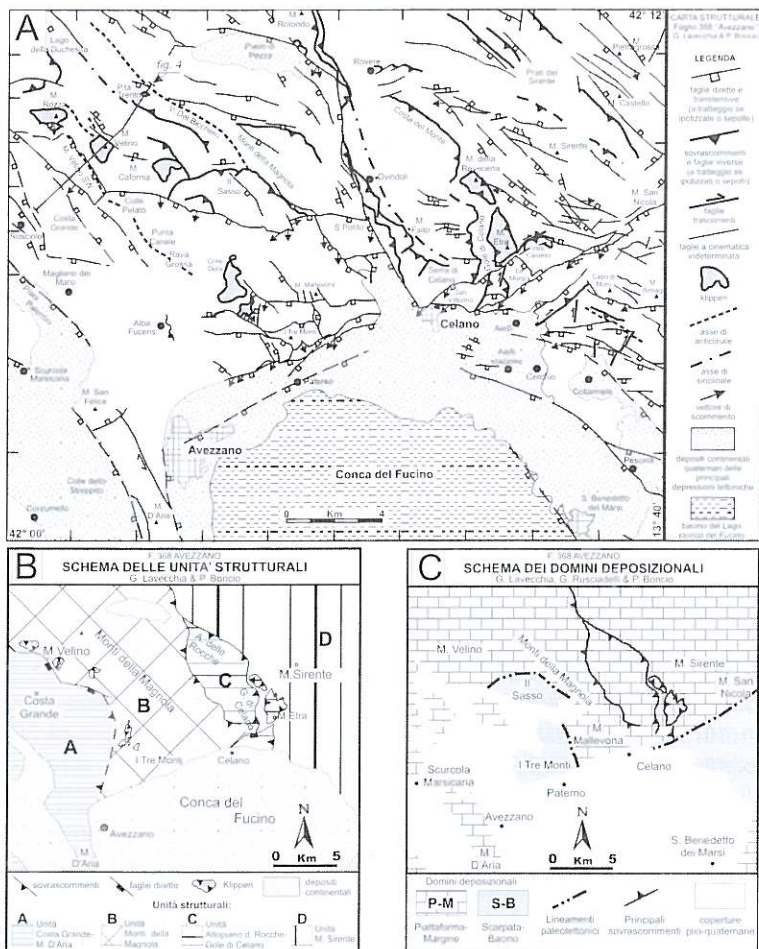


Figura 1 - Schemi strutturali e paleotettonici dell'area del Foglio CARG 1:50.000 n° 368 "Avezzano" (in fase di stampa). A) Carta strutturale semplificata; B) schema delle unità strutturali compressive; il limite fra le Unità A e B è interpretativo; il sovraccorrimento alla base dell'Unità A è in parte dislocato dalle faglie dirette bordiere del M. Velino (segmento settentrionale) ed in parte sepolto dalle coperture quaternarie (segmento meridionale); C) distribuzione schematica dei principali domini deposizionali con lineamenti paleotettonici; P-M = aree caratterizzate da sedimentazione di piattaforma e di margine nel Mesozoico; S-B = aree caratterizzate da sedimentazione persistente di scarpata e bacino nel Meso-Cenozoico.

Tre aree si discostano da questo impianto generale, mostrando caratteri "misti" rispetto alle situazioni sopra schematizzate. La prima situazione si osserva in corrispondenza dell'area de I Tre Monti, dove alle *facies* di piattaforma del Cretacico inferiore *p.p.* si sovrappongono *facies* di scarpata del Cretacico inferiore sommitale-Cretacico superiore (*calcari bioclastici "superiori"-calcari cristallini* della cartografia CARG). La seconda situazione è osservabile nell'area de Il Sasso, a sud dei Monti della Magnola, dove alle *facies* di scarpata del Giurassico sommitale - Cretacico inferiore (*calcari cristallini ad echinodermi e coralli*) si sovrappongono stratigraficamente le *facies* di margine della parte alta del Cretacico inferiore - base del Cretacico superiore (*calcari a coralli e diceratidi - calcari a rudiste ed orbitoline*). Una terza area è ubicata immediatamente ad est della depressione del Fucino (area del M. Parasano) dove le *facies* di piattaforma carbonatica del Cretacico inferiore sono in diretto contatto, tramite una discontinuità a lungo termine, con le *calcareniti a nummuliti e discocycline* del Paleocene superiore - Eocene *p.p.* Tra le due successioni non sono intercalati termini riferibili alle *facies* di scarpata del Cretacico inferiore sommitale e del Cretacico superiore, come invece osservato in corrispondenza de I Tre Monti.

E' possibile ipotizzare che l'individuazione dei due domini deposizionali sia avvenuta in concomitanza della fase disgiuntiva legata al *rifting* liassico, che avrebbe portato alcune porzioni di piattaforma all'annegamento definitivo. L'attività sinsedimentaria di discontinuità tettoniche, anche successivamente all'evento disgiuntivo liassico, può essere ipotizzata se si pensa che la "separazione" tra il dominio di piattaforma-margine persistente e quello di scarpata-bacino persistente si è mantenuta dal Lias medio fino almeno al Cretacico superiore, come evidenziato dalla distribuzione delle *facies* mesozoiche e, fino al Miocene medio, dai rapporti stratigrafici tra le successioni mesozoiche e quelle cenozoiche. Nonostante i rapporti originari tra i domini siano complicati dalle strutture tettoniche riconducibili alle fasi deformative compressive mio-pliocenica e distensiva plio-quadernaria, che hanno in parte modificato l'estensione dei vari paleoambienti, l'assenza di cospicui accavallamenti tettonici o di forti movimenti trascorrenti permette di ricondurre l'attuale ripartizione degli ambienti sedimentari anche a situazioni pre-orogeniche.

In questo contesto, è possibile riconoscere alcuni lineamenti paleotettonici principali, con rilevante attività sinsedimentaria ma che hanno anche controllato le geometrie delle successive deformazioni compressive e distensive (fig. 1C). Fra questi, di particolare interesse è il lineamento *Celano-M. S. Nicola*, che coincide con il segmento sud-occidentale della zona di taglio regionale Avezzano-Bussi di VEZZANI & GHISSETTI (1995). Tale

lineamento si sviluppa in direzione media WSW-ENE, da Celano a M. San Nicola, separando *facies* di piattaforma-margine del Giurassico superiore-Cretacico inferiore nella zona nord-occidentale rispetto a coeve *facies* di scarpata nel settore sud-orientale. E' caratterizzato da sistemi di faglie attive durante la sedimentazione con direzione N 40°-60° ed immersione prevalente sud-orientale. L'inizio dell'attività di tali faglie è probabilmente correlabile con la fase disgiuntiva liassica. La presenza dei carbonati miocenici (*calcareniti a briozoi* e *marne a Cylindrites*) al tetto ed al letto del lineamento indica il ripristino di uniformi condizioni deposizionali a partire dal Miocene medio. Molte delle faglie ad immersione sud-orientale del lineamento mostrano evidenze di riattivazione durante la fase distensiva plio-pleistocenica con cinematica transtensiva destra (si veda Stop 1). Il lineamento trova la sua naturale prosecuzione verso occidente nella faglia che borda a sud la dorsale di I Tre Monti (fig. 1A), anche se in questo caso l'attività sinsedimentaria è solo ipotizzabile per continuità strutturale con le faglie di Celano-M. S. Nicola poiché le *facies* meso-cenozoiche del blocco di tetto sono mascherate dalle coperture quaternarie.

Il lineamento Celano-M. S. Nicola e la sua prosecuzione nelle faglie di I Tre Monti è di particolare interesse nel contesto di questa escursione poiché rappresenta la struttura bordiera settentrionale della depressione del Fucino, indicando il forte ruolo giocato dallo stesso durante le fasi distensive plio-quaternarie, in risposta a processi di riattivazione tettonica.

Alcuni dettagli sulla stratigrafia dei depositi continentali del bacino del Fucino

Nell'area del Fucino affiorano estesamente depositi continentali attribuibili in larga parte al Plio-Pleistocene e, subordinatamente, all'Olocene (soprattutto in corrispondenza dell'antico fondo lacustre del Fucino). Per quanto riguarda gli ambienti di sedimentazione, le varie unità affioranti sono riferibili a deposizione sui versanti montuosi o, nei settori pedemontani, in conoidi alluvionali, per lo più durante fasi climatiche freddo-aride del passato. I depositi alluvio-colluviali sono in genere in eteropia con sedimenti limosi depositati all'interno del bacino lacustre del Fucino. Nelle zone interne della depressione, la deposizione lacustre è stata predominante, fino al drenaggio artificiale del lago avvenuto nel XIX secolo. Il massimo spessore dei sedimenti continentali plio-quaternari è stato osservato (in base a dati di sottosuolo) nel settore nord-orientale, tra S. Benedetto dei Marsi ed Aielli, dove il substrato marino può essere collocato ad alcune centinaia di metri al di sotto del livello del mare (si veda

anche il paragrafo successivo) (GALADINI & MESSINA, 1994; CAVINATO *et alii*, 2002).

Durante i rilevamenti per i Fogli CARG “Avezzano” e “Sulmona” (in fase di stampa), che coprono la metà settentrionale del bacino del Fucino, i depositi continentali sono stati riuniti in un supersintema (“*Supersintema di Aielli-Pescina*”) e due sintemi (“*Sintema di Catignano*” ed “*Sintema di Valle Majelama*”), oltre ai depositi dell’Olocene. La distribuzione delle unità nelle aree circostanti il Fucino viene riportata nella Tavola 1. La descrizione che segue fa riferimento a quanto elaborato, in termini di stratigrafia continentale, durante la realizzazione dei menzionati fogli geologici. Si tenga presente, però, che altri schemi stratigrafici sono disponibili dall’ampia letteratura riportata al termine di questo capitolo (es. ZARLENGA, 1987; BOSI *et alii*, 1995; CAVINATO *et alii*, 2002).

Il **Supersintema di Aielli-Pescina** comprende depositi attribuiti dalla cartografia CARG al Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, anche se numerosi lavori di autori precedenti riferiscono le unità più antiche al Pliocene (si veda ad es. BOSI *et alii*, 1995; Cavinato *et alii*, 2002). Tale supersintema ha una superficie sommitale di accumulo o di erosione fluviale, localmente alterata da un paleosuolo precedente quello dell’ultimo interglaciale, ed una superficie basale corrispondente al substrato eroso. Le *facies* sedimentarie che ne fanno parte sono rappresentate da limi e sabbie lacustri, da ghiaie e conglomerati di conoide alluvionale e da depositi di versante (talora stratificati e spesso fortemente cementati) a volte interdigerati con i primi. I depositi di versante sono spesso associati, nelle unità più antiche, ad enormi corpi lenticolari carbonatici, resti di grandi paleofrane all’interno del bacino lacustre, alimentate dai versanti calcarei. Le varie unità sedimentarie che costituiscono il supersintema sono separate da discordanze angolari, specie nella parte basale della successione, intensamente deformata da dislocazioni tettoniche, e da paleosuoli sepolti.

Il **Sintema di Catignano** è riferibile nel complesso al Pleistocene medio-fine, con superficie sommitale corrispondente (ove visibile) al livello di alterazione pedologica dell’ultimo Interglaciale (suolo “*Riss-Würm*” o “*Eemiano*”) e superficie basale corrispondente a una fase di erosione o ad una fase di alterazione interglaciale più antica. Nell’unità, che prende il nome da una località ubicata nel Foglio CARG 360 “Torre dei Passeri”, sono stati inclusi anche i depositi detritici, di conoide alluvionale, lacustri e morenici messi in posto durante la penultima grande fase glaciale.

Il **Sintema di Valle Majelama** è riferibile nel complesso al Pleistocene superiore, con superficie sommitale corrispondente a quella topografica, quando l’unità non è ricoperta da depositi olocenici, e superficie basale

corrispondente ad una fase di erosione fluviale o ad una fase di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "Riss-Würm" o "Eemiano"). A questa unità appartengono i grandi conoidi delle conche intrappenniniche (tra cui la conoide di Valle Majelama, che raggiunge il Fucino all'estremità nord-occidentale del bacino e da cui il sintema prende nome, e le conoidi ad ovest ed a sud di Celano), i relativi depositi alluvionali terrazzati, i coevi detriti di versante, spesso stratificati, i depositi morenici, che localmente costruiscono argini laterali e archi frontali, e i *rock glaciers* di M. Velino. Nella zona circostante la parte più depressa del Bacino del Fucino, il sintema in parola comprende le alternanze di depositi grossolani di conoide e depositi fini lacustri depositatesi durante le oscillazioni del livello lacustre avvenute fra 33.000 anni B.P. e l'Olocene (sinteticamente raggruppate in una fase di complessiva risalita tra circa 33.000 e 20-18.000 anni B.P. ed una di ritiro durante il *Pleni-Tardiglaciale* e l'Olocene antico; ZARLENGA, 1987; GIRAUDI, 1988), nonché i depositi detritici stratificati che ricoprono la superficie di abrasione su roccia di Venere dei Marsi, modellatasi verso la fine della fase di alto livello lacustre.

Il supersintema di Aielli-Pescina include i depositi dei complessi di Aielli e Cupoli e delle formazioni di Pescina, Casoli e Collarmele degli Autori precedenti (si veda Bosi et alii, 1995 cum bibl.). Il sintema di Catignano include la formazione di Pervole di MESSINA (1996). Il sintema di Valle Majelama include il Pleistocene superiore della successione suprapleistocenica-olocenica di GIRAUDI (1988). In figura 2 viene riportato lo schema stratigrafico delle unità menzionate tratto da Bosi et alii (1995); di seguito si fornisce anche una sintetica descrizione delle singole unità.

Il complesso di Aielli è l'unità stratigrafica più antica affiorante ed è rappresentata da un insieme di sedimenti di ambiente prevalentemente lacustre e subordinatamente alluvionale, costituito nella parte media e inferiore da alternanze limoso-sabbiose e nella parte superiore da orizzonti ghiaioso-sabbiosi; nella parte superiore del complesso sono presenti anche caratteristici ammassi lentiformi di breccie calcaree con elementi spesso di grandi dimensioni (anche alcune centinaia di metri cubi).

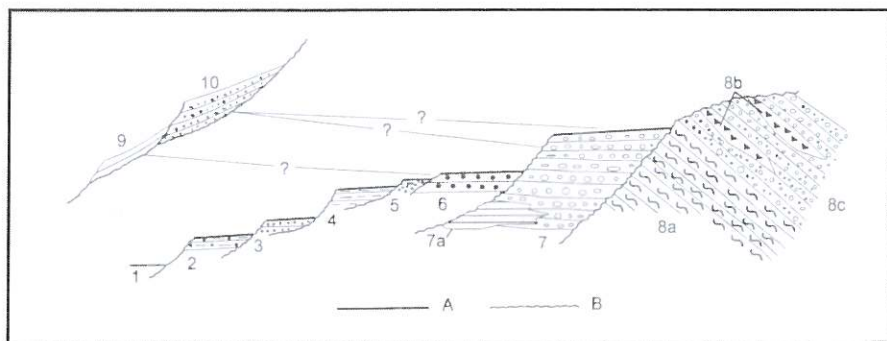


Figura 2 - Schema dei rapporti morfo-litostratigrafici per la successione plio-pleistocenica della conca del Fucino (da Bosi *et alii*, 1995): 1) successione suprapleistocenico-olocenica indifferenziata di Giraudi (1988); 2) formazione di Boscito; 3) formazione di Pervole; 4) formazione di Collaramele; 5) formazione di Casoli; 6) formazione di Pescina; 7) complesso di Cupoli (prevalentemente ghiaie, passanti localmente a limi bianchi, 7a); 8) complesso di Aielli (successioni prevalentemente limoso-sabbiose, 8a; breccie anche a grossi elementi, 8b; successioni prevalentemente ghiaioso-sabbiose, 8c); 9) breccie de I Tre Monti; 10) breccie di Bisegna; A) superficie di accumulo; B) superficie di erosione.

Il bacino entro il quale si è sedimentata questa successione probabilmente occupava buona parte dell'attuale conca del Fucino e si spingeva anche notevolmente al di fuori di essa, specialmente verso W e NW, nella direzione della valle del Salto. L'orografia delle aree circostanti il lago doveva essere completamente diversa da quella attuale, almeno per gran parte del tempo corrispondente alla sedimentazione del complesso in esame. A questo proposito è da mettere in evidenza la scarsità dei clasti calcarei in tutta la parte medio-inferiore dell'unità, nonché, nel caso degli orizzonti di breccie intercalati nella parte alta di questo complesso nella zona di I Tre Monti, l'estraneità degli stessi clasti alla successione carbonatica locale.

*Il successivo ciclo di sedimentazione è rappresentato dal **complesso di Cupoli**, costituito da ghiaie calcaree con intercalazioni limoso-sabbiose pure calcaree, di ambiente prevalentemente fluviale; queste ghiaie sono delimitate verso l'alto da una superficie sub-pianeggiante (Alto di Cacchia) che potrebbe rappresentare un lembo fortemente rimodellato della originaria superficie di accumulo. Al complesso in esame, marcatamente incassato in quello di Aielli, è stata dubitativamente attribuita una successione di caratteristici limi calcarei biancastrì di ambiente lacustre, affioranti fra Pescina e Collaramele. Correlabili con il complesso di Cupoli sono breccie di versante a matrice generalmente rosata (breccie "Mortadella" di DEMANGEOT, 1965; breccie di Bisegna di BOSI & MESSINA, 1990; breccie di Fonte Vedice di BERTINI *et alii*, 1989); l'esatta posizione stratigrafica di queste breccie non è del tutto chiara; esse dovrebbero tuttavia essere eteropiche dei sedimenti del complesso di Cupoli o di poco successive ad esso.*

*Il successivo ciclo di sedimentazione è rappresentato dalla **formazione di Pescina**, costituita da una successione ghiaiosa piuttosto potente (fino ad una quarantina di metri), sedimentata prevalentemente ad opera di un corso d'acqua il cui andamento doveva essere simile a quello dell'attuale fiume Giovenco; a questa successione fa riscontro, più a NW, sul versante settentrionale della conca, una successione prevalentemente sabbioso-limosa che rappresenta il prodotto della sedimentazione in un bacino lacustre al quale affluiva il corso d'acqua. Al tetto della formazione di Pescina si rinvengono, attorno a quota 860-870 m s.l.m. circa, lembi di un'ampia superficie di erosione sub-pianeggiante (il c.d. "terrazzo di Pescina") (MESSINA, 1996). Alla formazione in esame sono probabilmente riferibili anche alcuni conoidi alluvionali, il più evidente dei quali è ubicato allo sbocco de il Vallone, a NE di Collarmele.*

*La sedimentazione della formazione di Pescina è stata seguita da una serie di eventi sedimentari ed erosivi che si sono realizzati con riferimento a livelli di base locali non sostanzialmente diversi da quello relativo alla stessa formazione. Questi eventi hanno dato luogo alla genesi di due diverse unità stratigrafiche. La prima (**formazione di Casoli**), è costituita da sabbie con ghiaie minute di ambiente probabilmente lacustre. La seconda (**formazione di Collarmele**) è costituita da ghiaie ad elementi poco arrotondati con intercalazioni sabbioso-limose, probabilmente fluviali; a queste ultime è associata una superficie di accumulo ben conservata in corrispondenza dell'abitato di Collarmele.*

Nella zona di I Tre Monti la successione complesso di Aielli-brecce di Bisegna è spesso ricoperta in discordanza da orizzonti di brecce calcaree stratificate a franapoggio. La posizione stratigrafica di queste brecce (brecce de I Tre Monti) non è del tutto chiara; tentativamente esse possono essere correlate con le brecce di S. Sebastiano, coeve alla formazione di Pescina (BOSI & MESSINA, 1991).

*Il successivo ciclo di sedimentazione è rappresentato dalla **formazione di Pervole**, una successione sedimentaria profondamente incassata nella formazione di Pescina e costituita da ghiaie, sabbie e limi di ambiente variabile da fluviale a lacustre. Al tetto di questa successione, il cui spessore non supera i 10-15 m, si è sviluppata una superficie suborizzontale, posta a quota 800 m s.l.m. circa, fra gli abitati di Cerchio e Pescina, interpretabile come l'originaria superficie di accumulo della formazione in esame.*

*La successiva formazione (**formazione di Boscito**, già indicata come "complesso del cimitero di Pescina" in BOSI, 1989 e BOSI & MESSINA, 1991) è caratterizzata dalla presenza di orizzonti decimetrici costituiti pressoché interamente da materiali di origine vulcanica, intercalati a sedimenti di varia litologia (sabbie e subordinatamente limi e ghiaie) e, probabilmente, di vario ambiente; a questo ciclo sedimentario, incassato entro tutti i termini della serie precedentemente descritta, possono essere riferiti gli orizzonti di C. Colombaia e quelli del Cimitero di Pescina, descritti da ZARLENGA (1987), nonché altri livelli riconosciuti recentemente fra Cerchio e Collarmele in corrispondenza di scavi per la posa di un metanodotto.*

I depositi dell'**Olocene** sono particolarmente estesi nel bacino del Fucino. Si tratta di depositi lacustri prevalentemente limoso-sabbiosi e limoso-argillosi, da grigio a grigio-marroni e biancastri, talora sottilmente laminati e

più o meno ricchi in materia organica, a volte passanti a sedimenti più fini torbosi o a sedimenti sabbiosi e ghiaiosi ("X e IX Ciclo Sedimentario" di ZARLENGA, 1987; "Limi di Borgo Ottomila" di GIRAUDI, 1988). Sedimenti analoghi sono stati incontrati ed illustrati in dettaglio in un lavoro paleosismologico (GALADINI *et alii*, 1997b). L'età olocenica di questi depositi e le oscillazioni del lago sono documentate da numerose datazioni radiometriche e dal rinvenimento al loro interno di livelli insediativi e resti ceramici pre- e protostorici (RADMILLI, 1957 e 1981; GRIFONI-CREMONESI, 1985; GALADINI *et alii*, 1997a e b). Nel corso dell'Olocene, il livello del lago ha subito forti oscillazioni anche se non sembra abbia mai superato la quota di 675-670 m s.l.m. (GIRAUDI, 1988, 1990; GALADINI *et alii*, 1997b). Sui bordi del Fucino, durante l'Olocene, le oscillazioni positive del livello lacustre hanno generato una scarpata di erosione ben evidente sul lato orientale tra S. Benedetto dei Marsi e Borgo Quattordici, ma che è possibile seguire sino ad Avezzano, a monte di quota 720 m s.l.m.. Ai bordi del lago, associati a periodi di più lungo stazionamento del livello di base, si sono anche generati cordoni litorali ghiaiosi, come ad esempio nei pressi di S. Benedetto dei Marsi, dove gli stessi si sono originati a spese dei materiali trasportati dal Fiume Giovenco.

Fino alla metà del secolo scorso la conca del Fucino era occupata dall'omonimo lago (fig. 3), terzo d'Italia per estensione che, a causa dell'irregolare livello delle acque e l'ambiente malsano circostante, fu oggetto di numerosi tentativi di "regimazione", fin dall'epoca romana. *Giulio Cesare* per primo concepì il progetto del prosciugamento del lago di Fucino allo scopo di sottrarre terre alle acque per destinarle alle colture, ma la sua uccisione non permise la realizzazione dell'opera. Il drenaggio fu poi promosso ed iniziato dall'imperatore *Claudio*. Il prosciugamento parziale del lago venne però portato a compimento molto tempo dopo, in epoca adrianea.

Probabilmente già in epoca tardoantica, a causa della mancanza di manutenzione dei canali necessari a convogliare le acque verso l'*Incile*, il livello del lago era tornato alla sua quota naturale. Solo nel 1852 venne ripreso a pieno il progetto del prosciugamento totale; dopo alterne vicende il *Principe Torlonia* raggiunse un accordo secondo il quale sarebbe divenuto proprietario di tutta la terra che sarebbe emersa dalle acque del lago e si dedicò con accanimento alla realizzazione dell'impresa. Fu così che dopo anni di lavori si arrivò, nel 1875, al prosciugamento del Fucino. L'opera fu di tale portata per quei tempi che venne paragonata al taglio dell'istmo di Suez. La fertilissima terra emersa, delimitata ancora oggi da numerosi piccoli monumenti denominati "Madonne del Fucino" (si veda lo Stop 4), venne quindi bonificata ed arata con quelle che erano le migliori

macchine agricole del tempo. La ricchezza del Fucino portò però solo povertà nei vecchi paesi limitrofi. Della umiliante situazione dei "cafoni del Fucino" si occupò *Ignazio Silone* nel suo *Fontamara*. Le lotte contadine del secondo dopoguerra portarono all'abbandono del Fucino da parte del latifondista Torlonia ed alla nascita dell'*Ente Fucino* per la suddivisione della terra ai contadini.

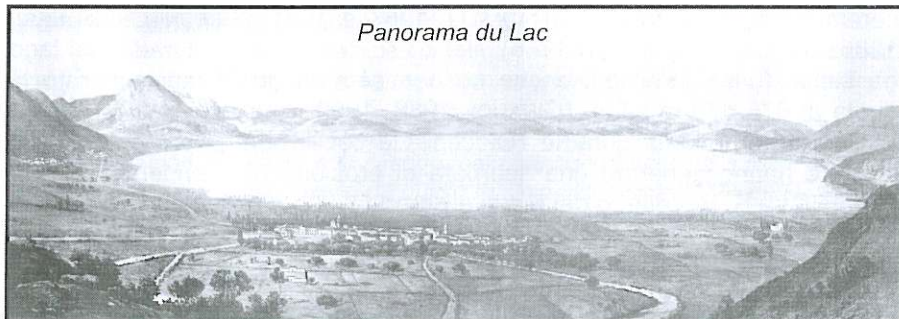


Figura 3 - Panorama verso est del lago storico del Fucino; in primo piano Avezzano (da DE ROTROU L. & BRISSE A., "Dessechement du lac Fucino par le Prince Torlonia, precis Historique e technique". Rome, 1876).

I principali sistemi di faglie bordiere del Bacino del Fucino

L'evoluzione quaternaria del Bacino del Fucino è legata all'attività di due principali sistemi di faglie, uno a direzione NW-SE ed immersione occidentale, che borda il bacino verso est, ed uno a direzione WSW-ENE ed immersione meridionale che borda il bacino verso nord (tav. 1). Al primo sistema appartengono le faglie S. Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi e M. Parasano-Pescina-Cerchio (in alcuni lavori definita come faglia della Strada Statale Marsicana, per il tratto Pescina-Cerchio, es. GALADINI & MESSINA, 1994). Il secondo sistema è costituito dalle faglie di I Tre Monti e dal loro proseguimento verso NE. Sebbene entrambi i sistemi siano importanti, il principale è senza dubbio quello a direzione NW-SE come indicato non solo dalla geologia di superficie, ma anche da dati di sismica a riflessione che evidenziano una geometria del bacino a semigraben controllato dalle faglie SW-immersenti (CAVINATO *et alii*, 2002; fig. 4).

La faglia **S. Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi**, che può essere tracciata in superficie con chiarezza per circa 16 km, può essere suddivisa in due segmenti principali: un segmento settentrionale (faglia di S. Benedetto dei Marsi) ed uno meridionale (Gioia dei Marsi-M. Serrone). Il primo è costituito da scarpate di faglia su depositi continentali del Pleistocene superiore-Olocene con direzione NW-SE certamente ringiovanite in occasione del forte terremoto ($M \sim 7.0$) della Marsica del 13 gennaio 1915 (tav. 1; ODDONE, 1915; SERVA *et alii*, 1986; GALADINI & GALLI, 1999; si veda anche il paragrafo successivo e lo stop 4). Il segmento meridionale, a direzione NW-SE, è caratterizzato da una scarpata di faglia su roccia, e pone a contatto i calcari mesozoici con depositi di versante prevalentemente del Pleistocene superiore. Dal punto di vista cinematico, le faglie presentano tutte un movimento distensivo associato talvolta ad una subordinata componente *strike slip*. Lo *slip rate* verticale, valutato nel segmento settentrionale per gli ultimi 10.000 anni, è pari a 0.24-0.29 mm/a (GALADINI *et alii*, 1999). Lo *slip rate* verticale tardo quaternario è stimato invece, per il segmento di M. Serrone, tra 0.5 e 1.4 mm/a (PICCARDI *et alii*, 1999).

La faglia **M. Parasano-Pescina-Cerchio**, nel tratto meridionale (M. Parasano) immerge verso SW con inclinazione di 55° - 60° e presenta una scarpata in roccia piuttosto continua e ben evidente, che pone a contatto la successione carbonatica con i depositi di versante, in gran parte riferibili al Pleistocene superiore. Nel tratto nord-occidentale (Pescina-Cerchio o faglia della SS. Marsicana), la faglia interessa perlopiù le successioni stratigrafiche continentali, dislocando al letto i depositi del supersintema di Aielli-Pescina o al massimo i depositi torbiditici messiniani (a sud di Collarmele); i piani di taglio più occidentali dislocano depositi colluviali olocenici, certamente più recenti del Neolitico, come messo in evidenza nel corso di indagini paleosismologiche che hanno sfruttato i profondi scavi per la messa in opera di gasdotti negli anni novanta (es. GALADINI *et alii*, 1997a). L'assenza di scarpate oloceniche, in particolare nel tratto più settentrionale della faglia, potrebbe essere legata alla continua azione di spianamento antropico. La lunghezza totale della struttura è stimata intorno ai 19 km. Lo *slip rate* verticale minimo per gli ultimi 0.4 Ma è stato stimato, per il tratto Pescina-Cerchio, in 0.37-0.43 mm/a (GALADINI & GALLI, 2000). Lo *slip rate* verticale tardo quaternario è stimato invece, per il segmento meridionale di M. Parasano, tra 0.5 e 1 mm/a (PICCARDI *et alii*, 1999).

L'attività tardo-quaternaria del sistema di faglie bordiere orientali del Bacino del Fucino è documentata da un buon *record* di dati paleosismologici (si veda ad es. MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI & GALLI, 1999). In particolare, il lavoro più recente ha evidenziato l'occorrenza di almeno dieci paleoeventi

occorsi negli ultimi 33.000 anni, dei quali sette olocenici. Numerosi lavori indicano inoltre che ambedue i sistemi di faglia di cui sopra sono stati attivati durante il terremoto del 1915 (ODDONE, 1915; GIRAUDI, 1988; SERVA *et alii*, 1986; WARD & VALENSISE, 1989; GALADINI *et alii*, 1995; MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI *et alii*, 1997; MICHETTI *et alii*, 1996; AMORUSO *et alii*, 1998; GALADINI & GALLI, 1999). Gli intervalli di ricorrenza degli eventi sismici, calcolati sulla base delle datazioni degli orizzonti fagliati, cadono in un *range* di 1400-2600 anni (GALADINI & GALLI, 1999).

La faglia di **I Tre Monti** è ben riconoscibile in affioramento per circa 7 km. Dal punto di vista cinematico la struttura è caratterizzata da movimenti distensivi, prevalentemente con componente obliqua destra. La faglia è responsabile della dislocazione di sedimenti continentali appartenenti ai primi tre cicli sedimentari del Fucino ("complesso di Aielli", "Brecce di Bisegna", "Brecce de I Tre Monti") (BOSI *et alii*, 1995; GALADINI & MESSINA, 1994). In particolare, la struttura sembra aver giocato un ruolo attivo nel controllo della sedimentazione del "complesso di Aielli", i cui sedimenti appaiono basculati verso monte. La dislocazione delle "Brecce de I Tre Monti" è evidente per la presenza di scarpate di faglia che interessano i depositi. Si può, quindi, ipotizzare che tale struttura abbia avuto un'attività tettonica continua nel (Pliocene-?) Pleistocene inferiore-Pleistocene medio. Utilizzando la dislocazione delle superfici post-glaciali (post- 18.000 anni circa), MOREWOOD & ROBERTS (2000) stimano uno slip rate verticale minimo di 0.04-0.20 mm/a.

La faglia di I Tre Monti strutturalmente rappresenta la prosecuzione occidentale delle faglie appartenenti al lineamento paleotettonico Celano-M. San Nicola, per le quali è stata evidenziata un'attività sinsedimentaria durante il Meso-Cenozoico. Le evidenze di attività recente, ed in particolare durante il tardo-Quaternario, non sono però le stesse. Queste sono chiare per il segmento de I Tre Monti mentre sono assenti o poco chiare per il tratto di Celano-M. San Nicola. Tali caratteristiche possono essere spiegate nel contesto di una interferenza fra due sistemi di faglie a diversa orientazione e con differente età, quello di I Tre Monti-Celano-M. San Nicola, ereditato dalla tettonica meso-cenozoica, e quello bordiero orientale del Fucino a direzione NW-SE, di neo formazione durante l'estensione plio-quaternaria. L'intersezione di quest'ultimo sistema con quello preesistente, intersezione che avviene all'altezza di Celano, avrebbe determinato una progressiva riduzione di attività, fino alla disattivazione, del segmento di Celano-M. San Nicola rispetto a quello de I Tre Monti. Secondo GALADINI & MESSINA (1994) l'intersezione fra i due sistemi a diversa orientazione sarebbe avvenuta fra la fine del Pliocene ed il Pleistocene inferiore (parte

alta). Ora il segmento attivo sarebbe soltanto quello de I Tre Monti, posto al tetto del principale sistema bordiero orientale del Fucino (tav. 1).

Note sulla sismicità dell'Appennino abruzzese e del Fucino

Il territorio abruzzese è caratterizzato da una notevole attività sismica, documentata principalmente da informazioni di sismologia storica, che per l'area in esame coprono un intervallo di tempo di quasi 2000 anni (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; fig. 5).

Analogamente a quanto si osserva in gran parte della penisola italiana, anche in Abruzzo la sismicità più forte è concentrata lungo la catena appenninica (in particolare a Ovest della dorsale del Gran Sasso e della Maiella). L'attività sismica diminuisce lungo la fascia pede-appenninica (ad esempio nella zona fra il Gran Sasso e la M.gna dei Fiori-Teramano) e diviene ancora meno importante lungo la fascia costiera adriatica. La massima intensità macrosismica osservata in Abruzzo è pari all'XI grado della scala Mercalli Cancani Sieberg (MCS) e più volte è stato raggiunto e superato il X grado, a partire dal forte terremoto del 1349. Nel settembre del 1349 gli effetti cumulati di diverse scosse devastarono una vasta area dell'Italia centro-meridionale; una delle tre principali aree epicentrali fu quella a sud di l'Aquila, dove l'intensità raggiunse il X grado della scala MCS. Il numero di vittime stimate fu pari a circa 800. Successivamente, nel 1461, il territorio aquilano fu sede di un altro sisma per il quale si osservarono intensità massime del X grado MCS. Le distruzioni furono causate da due scosse di intensità quasi uguale, avvenute a circa due ore di distanza. Nel 1639 fu la zona a cavallo fra Abruzzo, Lazio ed Umbria ad essere colpita da un forte terremoto. Due forti scosse, la prima l'8 e la seconda il 15 ottobre del 1639, produssero danni fino al X grado MCS nei dintorni di Amatrice ed un danneggiamento più esteso dell'VIII grado in un'area di circa 180 kmq.

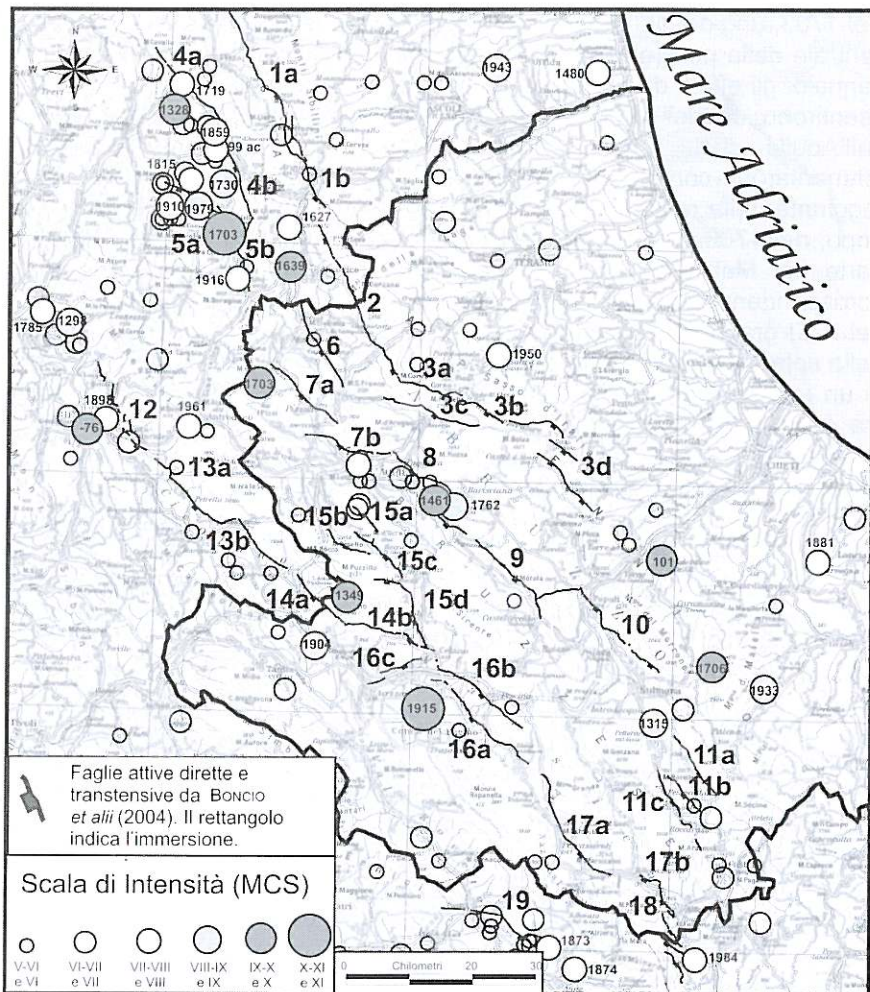


Figura 5 - Sismicità storica dell'Abruzzo con Intensità MCS maggiori del V-VI grado (da catalogo CPTI04, Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) e tracce di superficie delle faglie attive normali e transverse in Abruzzo secondo Boncio *et alii* (2004); 1a- M. Bove, 1b- M. Vettore, 2- M.Gorzano- Campototosto, 3a - Corno Grande, 3b- Campo Imperatore, 3c- Assergi, 3d- M. Cappucciata- M. S. Vito, 4a- Preci- F.ca d'Ancarano, 4b- Nottoria- M.Pizzuto, 5a- Cascia, 5b- Castel S. Maria-Cittareale, 6- Montereale, 7a- Pizzoli, 7b- M. Pettino, 8- Aquilano, 9- Media Valle dell'Aterno, 10- Sulmona, 11a- Pizzalto, 11b- M.Rotella, 11c- Aremogna-Cinquemiglia, 12- Rieti, 13a- Valle del Salto nord, 13b- Valle del Salto sud, 14a- M. Velino, 14b- M. Della Magnola, 15a- Colle Cerastito-Le Quartore, 15b- M. Orsello, 15c- Campo Felice, 15d- Ovindoli-Pezza, 16a- S. Benedetto-Gioia dei Marsi, 16b- M. Parasano, 16c- Tre Monti, 17a- M. Grande, 17b- Monte Greco, 18- Barrea, 19- Sora.

Nel 1703, uno dei più gravi disastri sismici della storia italiana colpì la parte centrale della penisola, dalla latitudine di Camerino a quella di Roma. Nel gennaio, gli effetti di una prima scossa, con epicentro a Norcia (Umbria), si risentirono anche nell'Aquilano. Nel successivo febbraio, poco a nord dell'Aquila ci fu una seconda forte scossa. Le vittime del sisma ammontarono complessivamente ad alcune migliaia; le intensità massime raggiunte nella regione abruzzese furono del X grado MCS. Solo tre anni dopo, nel 1706, fu la parte meridionale del territorio abruzzese, insieme a parte del Molise, ad essere colpita da un terremoto con epicentro in corrispondenza della Montagna della Maiella. Le intensità massime furono del X-XI grado MCS, per un totale di circa 2400 vittime, di cui un migliaio nella sola città di Sulmona. Nel 1762, di nuovo la regione aquilana fu sede di un terremoto di un certo rilievo, con intensità massime del IX-X grado. Da questo momento in poi, nel territorio abruzzese non si verificarono terremoti di particolare intensità fino ai primi del 1900, quando la Marsica fu prima colpita dal terremoto del 24 febbraio 1904 (I=IX grado MCS, con maggiori danni agli abitati di Rosciolo e Magliano dei Marsi) e successivamente dal catastrofico terremoto del **13 gennaio 1915**, con epicentro nell'area fucense. Si tratta del sisma più distruttivo di cui si abbia memoria storica nel territorio abruzzese; esso raggiunse intensità massime pari all'XI grado MCS nelle località di Avezzano, Cappelle, Gioia dei Marsi e S. Benedetto dei Marsi (fig. 6). I dati strumentali hanno permesso di definire, per questo terremoto, una magnitudo $M_s = 7.0$. La scossa principale fu avvertita dalla Pianura Padana alla Basilicata; il numero di vittime fu di circa 30.000; nella città di Avezzano la mortalità fu superiore al 90% ed elevata fu anche nei centri minori. Le opere di soccorso, condotte nei primi giorni dopo l'evento essenzialmente dall'esercito, furono rese difficili dalle avverse condizioni meteorologiche e, nei mesi successivi, dalla preparazione dell'ingresso italiano in guerra. Il terremoto del 1915 determinò anche notevoli effetti sull'ambiente, quali la formazione di scarpate di faglia (fagliazione di superficie cosismica), spaccature del terreno, vulcanelli di fango, frane, variazioni della topografia, variazioni chimico-fisiche delle acque e cambiamenti nelle falde acquifere (CASTENETTO & GALADINI, 1999). La fagliazione di superficie del 1915 è stata riscontrata, negli studi paleosismologici successivi, lungo le principali faglie caratterizzate da attività olocenica.

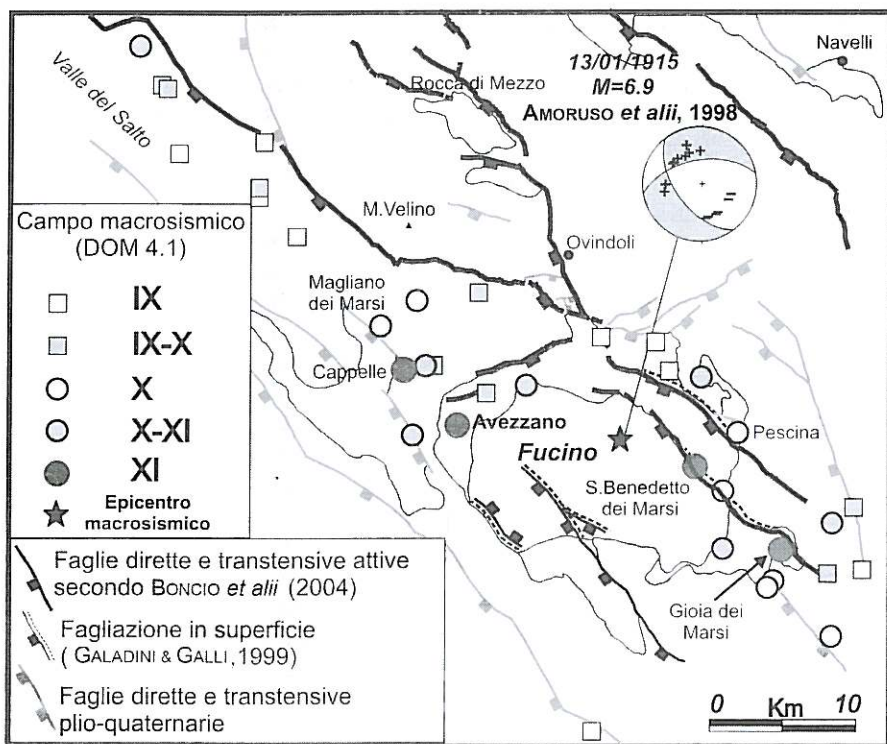


Figura 6 - Epicentro macrosismico, meccanismo focale (da Amoroso *et alii*, 1998) e campo macrosismico del terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915.

Quelli sopra citati furono i terremoti storici più forti a noi noti, ma sappiamo anche che numerosi altri terremoti storici hanno avuto effetti rovinosi, cioè con intensità superiore o uguale all'VIII grado MCS (fig. 5).

Da un punto di vista sismotettonico, cioè di relazione fra sismicità e processi tettonici, è ormai chiaro da numerosi studi geologici che la sismicità dell'area appenninica abruzzese è prevalentemente legata a processi di distensione crostale, in particolare per tutta l'area ad ovest del Gran Sasso - Morrone - Pizzalto - M. Arazzecca. Il campo deformativo plio-quaternario, tuttora attivo, è caratterizzato da un asse di massima estensione sub-orizzontale orientato in direzione SW-NE, come indicato sia da dati geologico-strutturali che da meccanismi focali di terremoti (LAVECCHIA *et alii*, 1994; BONCIO & LAVECCHIA, 2000a *cum bibl.*). Tali processi estensionali sono responsabili della formazione e movimento, con

associati terremoti, di faglie dirette e transtensive, osservabili in superficie, ben definibili in termini di lunghezza, giacitura e cinematica e spesso caratterizzate da evidenze di attività nel Pleistocene superiore – Olocene (solitamente dopo l'ultimo massimo glaciale, vale a dire evidenze di attività negli ultimi ca. 20.000 anni; si veda ad es. BARCHI *et alii*, 2000), talvolta con evidenze dirette di dislocazione co-sismica superficiale in occasione di forti terremoti (es Marsica 1915).

DESCRIZIONE DEGLI STOP

Stop 1 – Panoramica dalla Torre di Aielli sulla piana del Fucino e sui rilievi montuosi a nord della stessa

La visita ha inizio dall'abitato di Aielli, che si raggiunge percorrendo l'autostrada A24 da Chieti verso Avezzano, uscendo al casello Aielli-Celano e seguendo le indicazioni per Aielli. Giunti in paese si seguono le indicazioni per il "centro" e per la "torre delle stelle".

Il punto di osservazione è una torre trecentesca posta nella parte più alta del borgo che rivestì un importante ruolo di controllo lungo la Via Valeria ed il vicino percorso tratturale. La torre, come un gruppo di case vicino, ha subito ingenti danni a seguito del terremoto del 1915 (le lesioni sono ancora visibili) ed è stata restaurata da pochi anni.

La vista verso sud offre un colpo d'occhio sull'ampia depressione del Fucino (fig. 7A). La parte più pianeggiante ed intensamente coltivata corrisponde al lago storico, le cui sponde sono all'incirca coincidenti con la strada Circonfucense. La panoramica non è l'ideale per osservare le principali faglie normali SW-immersenti che bordano ad oriente il Fucino (F1 = faglia S. Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi e F2 = faglia M. Parasano-Pescina-Cerchio) poiché si ha una vista dal blocco di letto; gli stop successivi offriranno osservazioni migliori. Tuttavia, è possibile fare alcune osservazioni morfotettoniche. Spostandosi da est (a sinistra) verso ovest si osserva:

- il paleopaesaggio sospeso dell'area Pescara-Collarmele (dove corre l'autostrada A24), che rappresenta l'insieme di superfici di accumulo dei sottostanti depositi appartenenti al supersintema di Aielli-Pescina e di forme erosive, che è ora sollevato al letto della faglia F2 di circa 200 m rispetto all'alveo del lago storico;

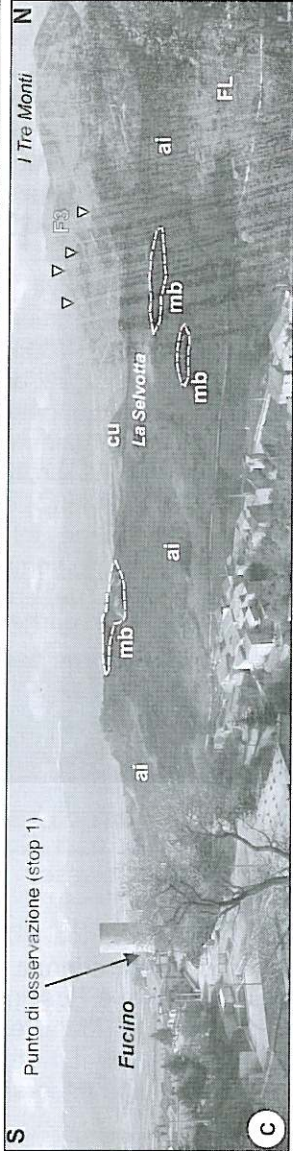
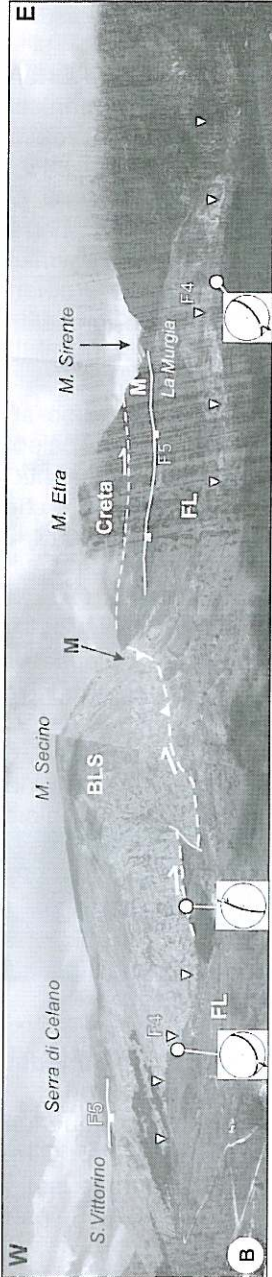
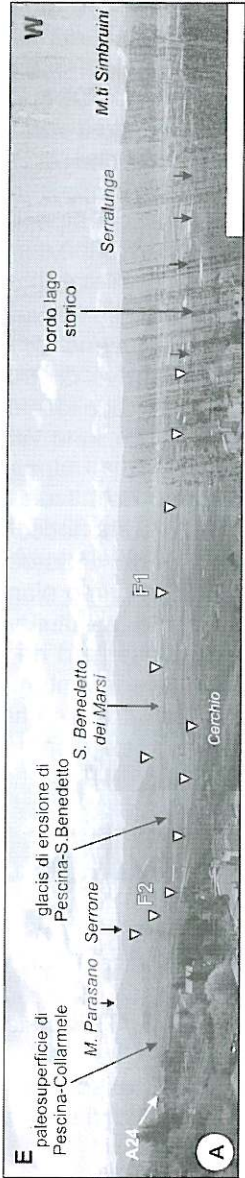
- il glacis di erosione di Pescara – S. Benedetto (modellato durante una fase di abbassamento del livello del lago, sensibilmente posteriore a ca. 18.000 anni B.P.; GIRAUDI, 1988), posto al tetto di F2 e sollevato al letto di F1.

La vista verso nord-nordovest (figg 7B e 7C) offre una panoramica sulle strutture compressive a vergenza orientale a nord del Fucino, sulle faglie estensionali che bordano il bacino quaternario a settentrione e sui depositi continentali più antichi dell'area.

In primo piano è visibile l'anticlinale di M. Secino, costituita da calcari bioclastici di margine – scarpata prossimale ad orbitoline e frammenti di rudiste del Cretacico inferiore (**BLS**) seguiti da carbonati miocenici (**M**). Il Miocene è verticalizzato e ruotato in direzione ca. N-S sul fianco orientale. La struttura del M. Secino è accavallata verso est sulle torbiditi messiniane

(FL) a mezzo di una zona di taglio transpressiva destra a direzione N-S/N10°E.

Figura 7 - Panoramiche da Aielli (stop 1); A) vista verso sud della piana del Fucino e dei rilievi circostanti; B) vista verso nord delle strutture compressive dell'Unità strutturale Altopiano delle Rocche-Gole di Celano e delle faglie transpressive del sistema Celano-M. San Nicola che bordano a nord la conca del Fucino; C) vista verso ovest della dorsale de La Selvotta e della dorsale de I Tre Monti. F1 = faglia San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi; F2 = faglia M. Parasano-Pescina-Cerchio; F3 = faglia de I Tre Monti; F4 = faglia Celano-La Murgia; F5 = faglia di San Vittorino; BLS = calcari bioclastici di margine – scarpata prossimale ad orbitoline e frammenti di rudiste del Cretacico inferiore; M = carbonati del Miocene; FL = torbiditi messiniani; Creta = successione di piattaforma del Cretacico inferiore; ai = Complesso di Aielli; cu = Complesso di Cupoli; mb = megabrecce



In secondo piano si osserva la klippe di M. Etra dove una successione di piattaforma del Cretacico inferiore (**Creta**) si accavalla sui carbonati miocenici (**M**). Sia M. Secino che M. Etra appartengono all'Unità strutturale Altopiano delle Rocche-Gole di Celano. In particolare, le strutture di taglio compressive osservate rappresentano la prosecuzione verso est di un importante sovrascorrimento (sovrascorrimento delle Gole di Celano; ANGELUCCI & PRATURLON, 1968; DE VITTORIO & FACCENNA, 1987), con immersione N215° ed inclinazione di 10-15°, ben esposto lungo il versante occidentale delle Gole di Celano. Tale sovrascorrimento, che delimita inferiormente l'Unità strutturale in parola, determina il raddoppio della successione meso-cenozoica, costituita prevalentemente da depositi di piattaforma del Cretacico inferiore e da depositi di rampa del Miocene medio-superiore.

Le strutture compressive sono troncate verso sud dalla faglia Celano-la Murgia (**F4**), che appartiene al lineamento paleotettonico Celano-M. San Nicola e che qui ha direzione SW-NE e cinematica transtensiva destra. Si osserva anche la faglia di S. Vittorino (**F5**), che appartiene allo stesso sistema, delimita al letto la Serra di Celano – M. Etra, ha direzione WSW-ENE e cinematica transtensiva destra.

Ad occidente (fig. 7C), sullo sfondo, si osserva la struttura de I Tre Monti con il nastro di faglia (**F3**) che pone a contatto il substrato carbonatico con brecce del Pleistocene inferiore-medio ricoperte da detriti del Pleistocene superiore. Guardando sempre in direzione de I Tre Monti, in primo piano si osserva la dorsale de La Selvotta (fig. 7C), interamente costituita dai depositi continentali del Complesso di Aielli (**ai**), qui rappresentato da una successione prevalentemente sabbioso limosa, nella quale sono intercalati corpi lentiformi di megabrecce (**mb**) e conglomerati, morfologicamente molto evidenti. Questa successione si appoggia lateralmente, in discordanza angolare, alle torbidity messiniane (**FL**). È ben evidente come la dorsale sia sollevata rispetto alla piana del Fucino, questo per effetto delle faglie normali F1 e F2. Parzialmente celato dalla dorsale de La Selvotta è il rilievo di Cupoli (**cu**), costituito da ghiaie e conglomerati dell'omonimo complesso.

Stop 2 - Panoramica sulla faglia S. Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi, in corrispondenza del monte Serrone

Dallo stop 1 si va a Pescina e poi si prosegue lungo la S.S. 83 Marsicana verso Venere dei Marsi e Gioia dei Marsi. Oltrepassata Gioia, si punta verso Pescasseroli. La strada si arrampica sul versante consentendo di godere di un'ottima panoramica della piana. In corrispondenza di una curva

a gomito verso destra, circa 200 m dopo il km 21, si trova sulla sinistra uno spiazzo, dove è previsto lo stop 2.

In primo piano (fig. 8) è visibile la spettacolare scarpata di faglia in roccia del Serrone. La scarpata di faglia è presente con continuità lungo tutto il versante, e pone in contatto calcari di piattaforma del Cretacico inferiore con depositi di versante del Pleistocene superiore. Verso NW, il segmento del Serrone è in rapporto *en-echelon* destro con un secondo segmento la cui scarpata è evidente sia alla base del versante carbonatico (San Veneziano) sia su brecce di versante del Pleistocene inferiore-medio (Casali d'Aschi). I due segmenti ora sono collegati nella zona di *relay*, anche se la geometria di tale collegamento non è chiaramente visibile a causa delle coperture detritiche. Lungo i segmenti osservati sono state descritte evidenze di fagliazione di superficie in occasione del terremoto del 1915. In corrispondenza del Serrone, inoltre, si sono molto probabilmente verificati eventi franosi.

Guardando oltre l'abitato di Gioia dei Marsi (in primo piano alle pendici del Serrone) verso l'abitato di San Veneziano, si osservano delle cave, due delle quali saranno sedi dello stop 3. I depositi appoggiati al piede del versante carbonatico nella zona delle cave sono in gran parte attribuibili al Pleistocene superiore-Olocene. Guardando verso NE si domina nella sua interezza la rottura prodotta dal terremoto del 1915, dall'estremità meridionale fino quasi a Celano.

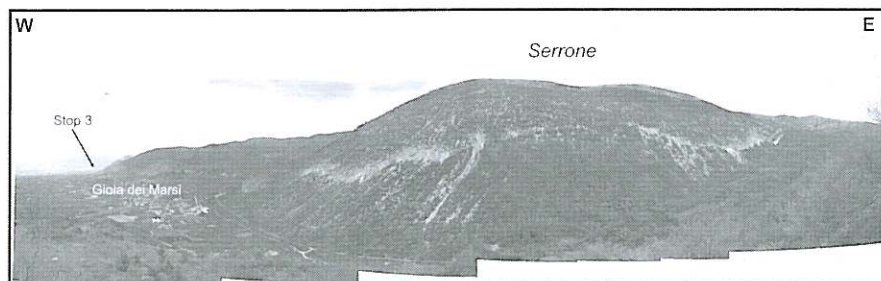


Figura 8 - Panoramica dallo stop 2 della faglia di San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi; in primo piano, il nastro di faglia sul versante occidentale del Serrone; sullo sfondo, le cave dello stop 3.

Stop 3 - La faglia di S. Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi alle cave tra Venere e San Venziano

Ripercorrendo la S.S. N. 83 Marsicana in direzione contraria, ossia verso Venere dei Marsi, si giunge, in prossimità del Km 13, alle cave viste in precedenza dallo stop 2.

La più settentrionale di queste sarà la sede della prima parte dello stop (stop 3A). Gli sbancamenti della cava mettono in luce alcuni elementi geologici di particolare interesse (fig. 9):

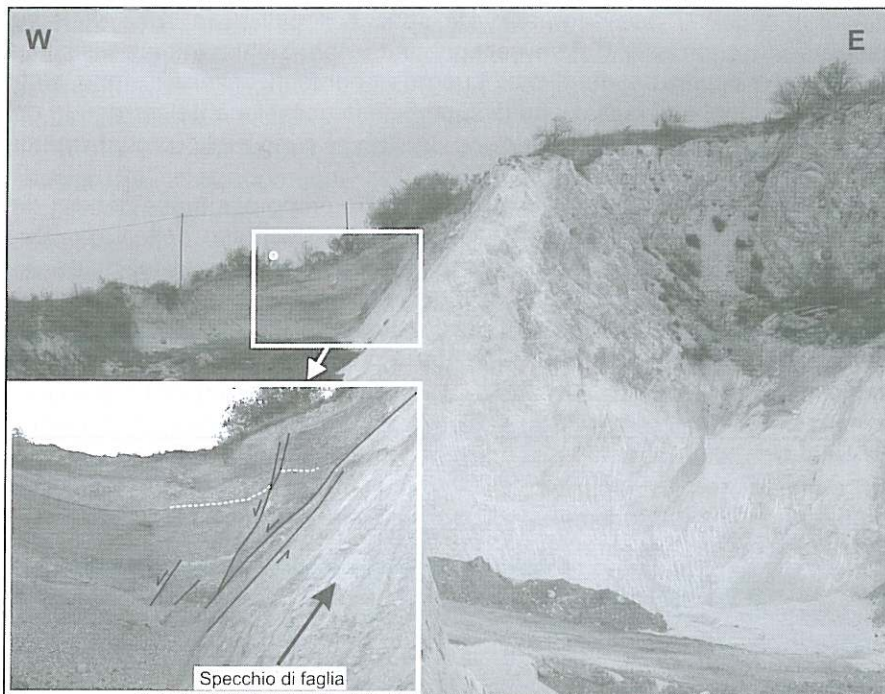


Figura 9 - Stop 3A) parete nord della cava mostrante il contatto tettonico tra i depositi di versante pleistocenico-olocenici ed i carbonati di piattaforma del Cretacico inferiore (*calcarei ciclotemici a gasteropodi e ooliti*); lo sbancamento consente inoltre di osservare lo specchio di faglia striato e la roccia di faglia al letto sui calcari cretaci.

- è ben visibile il contatto per faglia normale tra i depositi di versante tardo-
quaternari ed il substrato carbonatico; i detriti sono a loro volta dislocati da
faglie normali minori sintetiche alla principale;

- il contatto avviene su una superficie di faglia ben levigata con numerosi indicatori cinematici (perlopiù *grooves* e strie di abrasione) dip-slip o con debole componente obliqua;

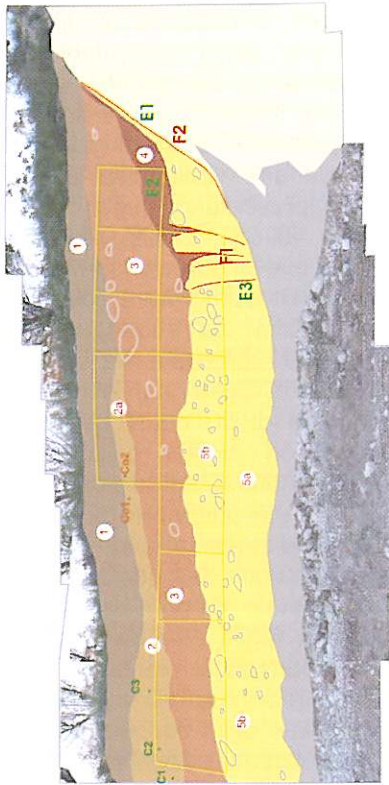
- la cava è molto avanzata nel footwall, mettendo in evidenza la zoneografia della roccia di faglia, da una zona ultra-cataclasata in prossimità dello specchio (*fault core*) ad una zona intensamente fratturata dove si riconosce il protolito anche se non la giacitura degli strati, ad una zona ancora molto fratturata (probabilmente in risposta anche a deformazioni precedenti alla formazione della faglia normale) ma dove si riconosce la stratificazione (*damage zone*);

- nel footwall, i carbonati sono troncati verso l'alto da un'evidente superficie, debolmente immergente verso la piana, ricoperta dai depositi di versante in gran parte olocenici; si tratta della superficie di abrasione modellata durante la fase di massimo innalzamento del livello del lago del Fucino (a ridosso dell'ultimo massimo glaciale, ca. 20.000 anni B.P.).

















Un secondo sbancamento di cava (stop 3B, fig. 10), posto un centinaio di metri più a sud rispetto allo stop 3A, è di particolare importanza per quanto riguarda la caratterizzazione dell'attività olocenica della faglia San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi e per alcuni aspetti di interesse geoarcheologico. Anzitutto, nel corso dell'attività estrattiva, una decina di anni fa, vennero alla luce i resti di un santuario italico (con riutilizzo in epoca romana) di cui oggi sono ancora visibili pochi resti, in precaria stabilità sul fianco destro di cava, scavati dalla Soprintendenza Archeologica. Questo aspetto evidenzia una frequentazione dell'area plurisecolare, e addirittura plurimillenaria, se si considerano gli esiti delle indagini archeologiche condotte dall'Università di Pisa negli anni '90 (Prof.ssa G. Radi), che propongono una frequentazione più o meno continua a partire da fasi arcaiche dell'Eneolitico fino alla cultura Appenninica iniziale. In effetti, i depositi di versante estesamente affioranti sulle pareti di cava riportano abbondanti frammenti ceramici, prevalentemente preistorici e protostorici, probabili resti di piani di calpestio legati a strutture abitative preistoriche e fosse di cottura per ceramica (con presenza del cosiddetto "concolato"). I depositi di versante di cui sopra, quindi riferibili all'Olocene, si sono sedimentati al di sopra della piattaforma di abrasione lacustre scolpita sui carbonati, ben visibile anche in questa cava.

Altrettanto ben visibile è il piano di una delle faglie che costituiscono il sistema San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi (fig. 10). La faglia pone a contatto il substrato carbonatico con una successione di ghiaie e depositi colluviali riferibile al Pleistocene superiore – Olocene (DELL'ACQUA *et alii*, in prep.). In particolare, al di sotto del livello di lavorazione agricola storica,

nella parte più occidentale dello scavo affiora limo sabbioso scuro (unità 2 in fig. 10) con ghiaia da media a fine ($\varnothing \approx 5$ cm), i cui ciottoli presentano spigoli vivi. La matrice sabbiosa, in cui sono immersi i ciottoli, diventa preponderante nella "lente" individuabile nella parte sommitale dell'unità. Questo corpo lenticolare, che presenta parti a preponderante composizione argillosa di colore aranciato, a tratti nerastro, potrebbe rappresentare il riempimento di una fossa utilizzata per la cottura del materiale ceramico.



LEGENDA

	Unità 5		Cristalli di diamante >10cm
	Unità 1		Foglie
	Unità 2		Lenti e variazioni interne all'unità
	Unità 3		Evento di discolorazione
	Unità 4		Foglia
	Unità 5		
	Suqulato calcareo		
	Domo		
	Campione di concotto		
	C2		
	C2		

1m



Figura 22 - Stop 3B) parete nord della cava in località Le Coste con schema stratigrafico e strutturale (da Dall'Acqua et alii, in prep.); vedi il testo per la descrizione.

L'unità sottostante (unità 3), di natura colluviale, è costituita da ghiaie supportate da una matrice sabbiosa di colore scuro. I clasti sono angolosi o subangolosi (\varnothing max = 20 cm). In genere, depositi di questo tipo non hanno età più antiche di circa 5000 anni B.P. L'unità 4 è presente solo a ridosso del piano di faglia, nel settore orientale della parete. Si tratta di ghiaia in matrice sabbiosa di colore marrone chiaro, a tratti grano-sostenuta, a tratti matrice-sostenuta, di natura colluviale. I clasti presentano spigoli vivi e dimensioni dell'ordine della decina di cm ($\varnothing \approx 10$ cm). L'unità presenta spessore decrescente allontanandosi dalla faglia e si chiude a circa 3 m da essa. L'unità 5 è stata suddivisa in due sotto-unità. L'unità 5a è costituita da ghiaie con ciottoli calcarei (\varnothing max = 25 cm) da subangolosi a subarrotondati immersi in una matrice calcarea composta da sabbia grossolana e ghiaia fine. L'unità chiude sul piano di faglia che definisce il limite orientale dell'affioramento ed ha spessore di 50 cm. L'Unità 5b sottostante è invece composta da ghiaia con ciottoli calcarei di granulometria minore (\varnothing max = 10 cm) da subarrotondati ad arrotondati in matrice calcarea sabbiosa e ghiaiosa fine. La parte affiorante di questa unità, potente circa 50 cm, presenta a tratti evidente stratificazione.

Gli eventi di dislocazione che hanno interessato le unità descritte sono tre. Il più recente evento di dislocazione (E1), è stato responsabile della dislocazione delle unità 3 e 4 lungo il piano di faglia principale, come evidenziato dal fatto che queste ultime si relazionano al piano di faglia tramite uno spessore pluricentrico di ghiaie trascinate dall'unità 5. Un evento di dislocazione più antico (E2) è evidenziato dalla deposizione del cuneo colluviale, probabilmente originato dalla scarpata cosismica. Infine, l'assenza dell'unità 5b al letto dei piani di faglia F1 identifica l'erosione dell'unità stessa dopo la sua dislocazione, ma prima della deposizione dell'unità 4. Ciò evidenzia un evento di dislocazione più antico (E3) di quello responsabile della deposizione del cuneo colluviale (unità 4).

Stop 4 – S. Benedetto dei Marsi: la Madonna del Fucino, visita alla scarpata di faglia attivata durante il terremoto del 1915 ed evidenze di archeosismologia

A San Benedetto dei Marsi, nelle vicinanze dell'incrocio fra la strada Circonfucense e la strada 22, è presente un piccolo monumento con un pilastro in pietra ed una Madonna (figg 11A e 11B). Questo, insieme ad altri 16 pilastri ed una targa murata al Castello di Ortucchio, fu fatto porre dal Principe Torlonia in corrispondenza del limite delle acque del lago Fucino fra il 30 giugno ed il 9 agosto 1862, prima che iniziasse il prosciugamento (avviato con l'inaugurazione del nuovo Emissario Torlonia il 9 agosto 1862). Si dice che tali "capisaldi" siano stati posti al fine di evitare che i

contadini sfruttassero la ritirata delle acque per ampliare i propri possedimenti a discapito del Principe. L'immagine sacra della Madonna su questi monumenti avrebbe inoltre scoraggiato gli abitanti da possibili manipolazioni. Essendo state poste nello stesso periodo, le Madonne del Fucino, ed in particolare le basi dei pilastri, rappresentavano una superficie perfettamente orizzontale, perché costruiti in modo da essere a filo con il pelo libero dell'acqua. Il Prof. Ing. *Antonio Loperfido*, ufficiale dell'I.G.M. incaricato dal Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici di effettuare triangolazioni e livellazioni nelle zone colpite dal terremoto del 1915, utilizzò tale dato per misurare gli abbassamenti ed i sollevamenti del suolo dovuti al terremoto. In figura 11A (da D'ADDEZIO & VALENSISE, 1998) viene riportata la distribuzione dei monumenti e le relative variazioni di quota misurate da Loperfido; la Madonna di San Benedetto dei Marsi registrò un abbassamento di ca. 33 cm. I dati misurati da Loperfido furono utilizzati anche da WARD & VALENSISE (1989) e AMORUSO *et alii* (1998) per determinare i parametri di sorgente del terremoto del 1915.

Nel centro di San Benedetto dei Marsi è ancora conservato uno dei pochi resti murari che rappresentano, nell'area fucense, la "memoria" dell'evento sismico del 1915. Si tratta della facciata della chiesa di Santa Sabina, degna di menzione e della visita per il notevole pregio architettonico e artistico, tipico prodotto dell'architettura romanica abruzzese. Proprio per questi aspetti, il rudere fu consolidato poco dopo l'evento sismico. Oggi è ancora possibile immaginare l'entità dello scuotimento sulla facciata della chiesa grazie alla dislocazione "congelata" di elementi delle colonnine ai lati del portale di ingresso.

Dal bivio con la Strada Circonfucense si gira a sinistra, lungo la Circonfucense, verso Ortucchio. Dopo 300-400 m, superate le ultime case del paese, sulla sinistra è visibile in panoramica il M. Parasano, con la scarpata di faglia che ne borda il versante sud-occidentale. Nei campi coltivati sulla destra si può notare una inflessione della superficie topografica; una anomalia nella perfetta orizzontalità dei campi coltivati che continua per qualche centinaio di metri, più o meno parallela alla strada (fig. 11C). Questo scalino è quanto rimane della rottura formatasi durante il terremoto del 1915, denominata dai contemporanei "la voragine" e descritta dal sismologo *EMILIO ODDONE* (1915), che effettuò i rilevamenti degli effetti sull'ambiente del terremoto sin dai primi giorni successivi all'evento.

Alla periferia dell'abitato di San Benedetto, ad ovest del rudere consolidato di Santa Sabina, recenti scavi archeologici hanno portato alla luce resti dell'anfiteatro di Marruvium (antico nome del paese). La struttura, di età augustea, ha subito rifacimenti in epoca severiana (prima metà del III secolo d.C.) e una distruzione improvvisa in epoca tardoantica. La visita

allo scavo, non ancora terminato, consente di apprezzare probabili effetti di un terremoto dell'antichità che avrebbe interessato l'area. Tali evidenze archeosismologiche consistono in crolli, rotazioni di pietre squadrate su pilastri ed una "espulsione" di angolata.

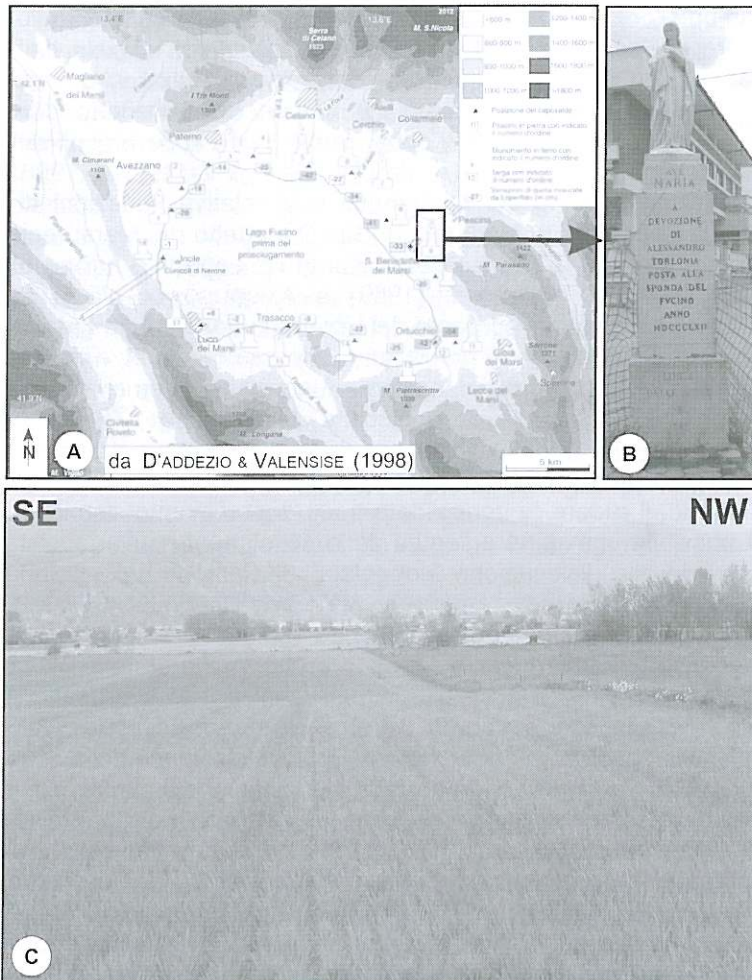


Figura 11 - A) Distribuzione dei capisaldi di livellazione posti lungo le sponde del lago del Fucino prima del prosciugamento, con indicati i valori di abbassamento/solevamento prodotti dal terremoto del 1915 (da D'Addezio & Valensise, 1998); B) "Madonna del Fucino" a San Benedetto dei Marsi (caposaldo n° 9); C) vista verso ovest della scarpata di faglia formatasi in occasione del terremoto del 1915 in prossimità dell'abitato di San Benedetto dei Marsi.

Stop 5 – La faglia della Magnola

Da San Benedetto si torna a Pescina e si riprende l'autostrada A24 in direzione Roma; si esce ad Avezzano e si procede verso Forme, quindi verso Ovindoli fino a Fonte Capo la Maina. Da qui si può già osservare in panoramica l'evidente scarpata della faglia della Magnola (F6 in tav. 1; fig. 12). Sebbene tale struttura non faccia parte delle faglie bordiere s.s. del bacino del Fucino, essa fa comunque parte del sistema di faglie dirette attive dell'area.

Da Fonte Capo la Maina, una stradina di montagna sale verso Colle del Pidocchio consentendo di avvicinarsi al nastro di faglia e di misurarne il piano.

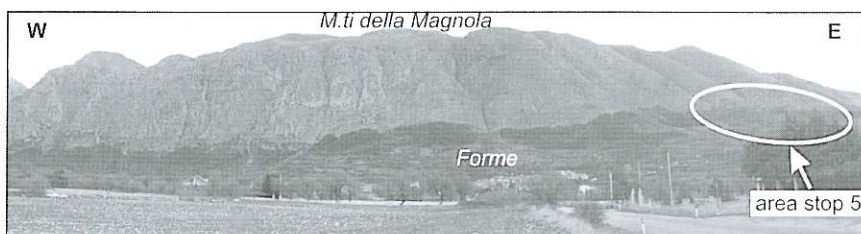


Figura 12 - Panoramica verso nord della faglia della Magnola con ubicazione dell'area dello stop 5.

La struttura in parola è una faglia diretta ad immersione meridionale che delimita a sud i rilievi di M. Caforina-M.ti della Magnola. La direzione del piano varia da E-W a N100°E, l'inclinazione è compresa fra 35° e 50° e le strie di scorrimento sono orientate mediamente N-S (*pitch* generalmente compreso tra 70° ed 80°E), indicando una prevalente componente *dip slip*. Sul versante meridionale di M. Cocurello (a nord del punto di osservazione) sono anche presenti strie orientate WSW-ENE (*pitch* 30°W) associate ad una deformazione transtensiva destra. Al letto della faglia affiora una successione carbonatica del Giurassico superiore – Cretacico di margine (settore centrale) e di piattaforma (settori orientale ed occidentale). Al tetto affiorano, per un'estensione limitata nel settore centrale della faglia (all'altezza del punto di osservazione), depositi carbonatici del Miocene; nella restante parte della faglia ci sono coperture quaternarie costituite da breccie di versante del Pleistocene inferiore e medio, spesso fagliate (zona orientale), o da depositi di versante e di conoide del Pleistocene superiore (zona occidentale). Il rigetto verticale massimo stimato è dell'ordine di 1500 m. Le breccie del Pleistocene inferiore sono dislocate di circa 700 metri. Spostandosi verso est, la faglia della Magnola si interrompe in

corrispondenza della faglia transtensiva sinistra di Ovindoli-Piani di Pezza (F8 in tav. 1). Un elemento strutturale cinematicamente compatibile con la faglia della Magnola è rappresentato dalla faglia di Colle del Pidocchio (F7 in tav. 1), che borda a SW i rilievi carbonatici della stessa località. La faglia è orientata NW-SE, inclina di circa 50° verso W ed ha una cinematica transtensiva sinistra, con vettori di scorrimento orientati circa N-S.

L'attività tardo-quadernaria della faglia della Magnola, evidente soprattutto ad ovest dell'intersezione con la faglia di Colle del Pidocchio, è testimoniata dalla presenza di faccette triangolari, valli sospese e da una continua scarpata di faglia che disloca il versante. La componente verticale di *slip rate* calcolato è di 0.7-0.8 mm/a per gli ultimi 0.9-1.0 Ma, sulla base delle dislocazioni di breccie di versante (GALADINI & GALLI, 2000), e di 0.7 ± 0.3 mm/a per gli ultimi 14 ± 4 ka, sulla base dell'altezza della scarpata di faglia post-würmiana (PICCARDI *et alii*, 1999). Secondo PALUMBO *et alii* (2004), la diversa distribuzione della concentrazione di ^{36}Cl presente lungo una verticale del piano esposto lungo la scarpata di faglia può essere interpretata come dovuta all'esumazione per un numero di terremoti compreso tra 5 e 7.

Bibliografia

- AMORUSO A., CRESCENTINI L. & SCARPA R. (1998) - *Inversion of source parameters from near-and far-field observations: an application to the 1915 Fucino earthquake, central Apennines, Italy*. *J. Geophys. Res.*, **103**, 29989-29999.
- ANGELUCCI A. & PRATURLON A. (1968) - *Raddoppio tettonico della serie mesozoica nelle gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino centrale)*. *Geologica Romana*, **7**: 355-406.
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A.M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (EDS.) (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. Roma, CNR – Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 62 pp.
- BERTINI T., BOSI C. & GALADINI F. (1989) - *La conca di Fossa - S. Demetrio de' Vestini*. In: *Elementi di tettonica plio-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Laziale - Abruzzese*. Guida all'escursione. Società Geologica Italiana, L'Aquila: 26-58.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) - *A structural model for active extension in Central Italy*. *J. Geodyn.*, **29**, 233-244.
- BONCIO P., LAVECCHIA G. & PACE B. (2004) – *Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy)*. *Journal of Seismology*, **8/3**, 407- 425.
- BOSI C. (1989) – *Tentativo di correlazione fra le successioni plio-pleistoceniche*. In: "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'escursione della S.G.I., Roma, 97-104.
- BOSI C. & MESSINA P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quadernaria tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **38**: 85-96.
- BOSI C. & MESSINA P. (1991) - *Ipotesi di correlazione morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991/2: 257-263.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1993) – *La conca del Fucino. Morfo-litostratigrafia*. Convegno sul tema "Le conche intermontane. Caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche, strutturali ed aspetti applicativi", Roma 13-15 settembre 1993. Guida all'escursione. *Il Quaternario*, **6/2**, 385-386.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1995) – *Stratigrafia plio-pleistocenica della conca del Fucino*. *Il Quaternario*, **8/1**, 83-94.
- CAVINATO, G.P., CARUSI C., DALL'ASTA M., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2002) - *Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino basin (central Italy)*. *Sedimentary Geology*, **148**, 29-59.
- CASTENETTO S. & GALADINI F. (EDS.) (1999) - *13 gennaio 1915: Il terremoto nella Marsica*, SSNCNR, Roma, 789 pp.
- D'ADDEZIO G. & VALENSISE G. (1998) - *Il terremoto di Avezzano. Guida alla scoperta degli effetti del terremoto sull'ambiente naturale*. Quaderni di Geofisica, publ. 1, 1-19.
- DE VITTORIO P. & FACCENNA C. (1987) - *Ulteriori dati sulla tettonica da thrust presente nell'area Magnoia-Sirente (Abruzzo Aquilano)*. *Geol. Romana*, **26**: 287-291.

- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris: 403 pp.
- GALADINI, F. & GALLI P. (1999) - *The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy): implications for active tectonics in the central Apennines*. *Tectonophysics*, **308**, 143-170.
- GALADINI F. & GALLI P. (2000) - *Active tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input data for Seismic Hazard Assessment*. *Natural Hazards*, **22**, 225-270.
- GALADINI F., GALLI P., GIRAUDI C. & MOLIN D. (1995) - *Il terremoto del 1915 e la sismicità della Piana del Fucino (Italia centrale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **114**: 635-663.
- GALADINI F., GALLI P. & GIRAUDI C. (1997A) - *Geological investigations of Italian earthquakes: new paleoseismological data from the Fucino Plain (Central Italy)*. *Journal of Geodynamics*, **24**: 87-103.
- GALADINI, F., P. GALLI & GIRAUDI C., (1997B) - *Paleosismologia della Piana del Fucino (Italia Centrale)*. *Il Quaternario*, **10** (1): 27-64.
- GALADINI F. & MESSINA P. (1994) - *Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (Central Italy)*. *Giorn. Geol.*, **56**(2): 73-99.
- GALADINI, F. & MESSINA, P. (1999) - *Neotettonica della Piana del Fucino*. In: *13 gennaio 1915: Il terremoto nella Marsica*, Castenetto & Galadini (eds.), SSN-CNR, Roma, pp. 199-222.
- GIRAUDI C. (1988) - *Evoluzione geologica della piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. *Il Quaternario*, **1**(2): 131-159.
- GIRAUDI C. (1990) - *Le variazioni di livello del lago del Fucino (Abruzzo) nel periodo 1783-1862: implicazioni climatiche*. *Il Quaternario*, **3**(2): 167-174.
- GRIFONI-CREMONESI R. (1985) - *Nuovi dati sul Mesolitico e sul Neolitico nella Piana del Fucino*. In: Liverani M., Palmieri A. & Peroni R. - *Studi di paletnologia in onore di S. Puglisi*. Roma: 717-729.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, versione 2004 (CPTI04), INGV-Bologna, disponibile on-line: <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- LAVECCHIA G., BONCIO P., CREATI N. & BROZZETTI F. (2004) - *Stile strutturale, stato termomeccanico e significato sismogenetico del thrust Adriatico: dati e spunti da una revisione del profilo CROP 03 integrata con l'analisi di dati sismologici*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **123**, 111-125.
- MESSINA P. (1996) - *Tettonica mesopleistocenica dei terrazzi nord-orientali del Fucino (Italia centrale)*. *Il Quaternario*, **9** (1): 393-298.
- LAVECCHIA G., BROZZETTI F., BARCHI M., KELLER J. & MENICCHETTI M. (1994) - *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from the analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields*. *Soc. Geol. Am. Bull.*, **106**, 1107-1120.
- MICHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & VITTORI E. (1996) - *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarp (Abruzzo, central Italy): geological evidence of large historical events*. *J. Geophys. Res.*, **101**: B3, 5921-5936.
- MOREWOOD N.C. & ROBERTS G.P. (2000) - *The geometry, kinematics and rates of deformation within an en échelon normal fault segment boundary, central Italy*. *J. Struct. Geol.*, **22**, 1027-1047.

ODDONE E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sism. It., **19**: 71-216.

PALUMBO L., BENEDETTI L., BOURLES D., CINQUE A. & FINKEL R. (2004) - *Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene*. Earth and Planetary Science Letters, **225(1-2)**, 163-176.

PICCARDI L., GAUDEMER Y., TAPPONIER P. & BOCCALETTI M. (1999) - *Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region*. Geophysical Journal International, **139(2)**, 499-530.

RADMILLI A.M. (1957) - *Esplorazioni paleontologiche in Abruzzo: scavi nelle grotte di Ciccio Felice, Clemente Tronci, Afra e in altre grotte marsicane*. Boll. Soc. Paleont. It., s. 11, **66**: 239-247.

RADMILLI A.M. (1981) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'Età del Bronzo*. Giardini Ed., Pisa: 455 pp.

SERVA L., BLUMETTI A.M. & MICHETTI A.M. (1986) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 893-907.

VEZZANI L. & GHISETTI F. (1995) - *Domini in compressione ed in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso - M. Picca e del Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano - Bussi (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol.spec. 1995/2: 475-490.

WARD S.N. & VALENSISE G.R. (1989) - *Fault parameters and slip distribution of the 1915 Avezzano, Italy, earthquake derived from geodetic observations*. Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 690-710.

ZARLENGA A.F. (1987) - *I depositi continentali del bacino del Fucino (L'Aquila, Italia Centrale)*. Geol. Romana, **26**, 223-253.