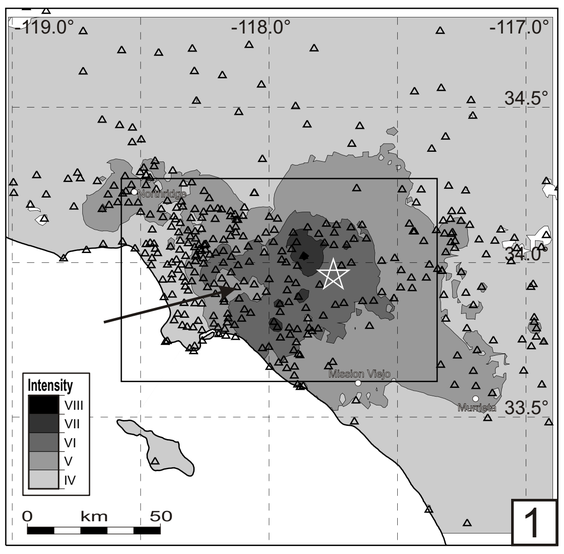
DPC-INGV 2007-09 Convegno annuale dei progetti sismologici

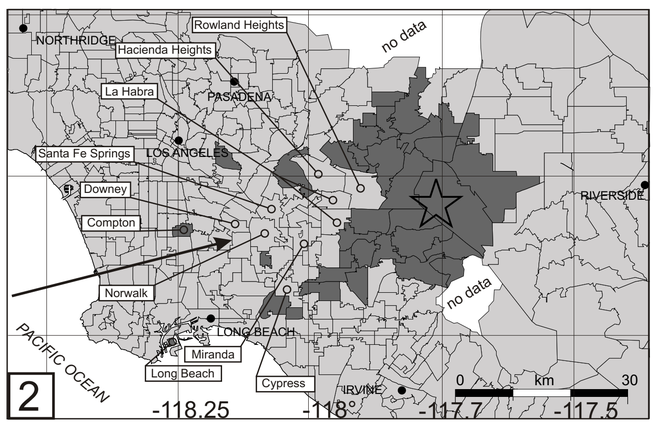
# ShakeMap®, Community Internet Intensity Map, and a-posteriori KF intensity scenario of the M5.4 July 29, 2008 Earthquake in South Los Angeles; a comparison.

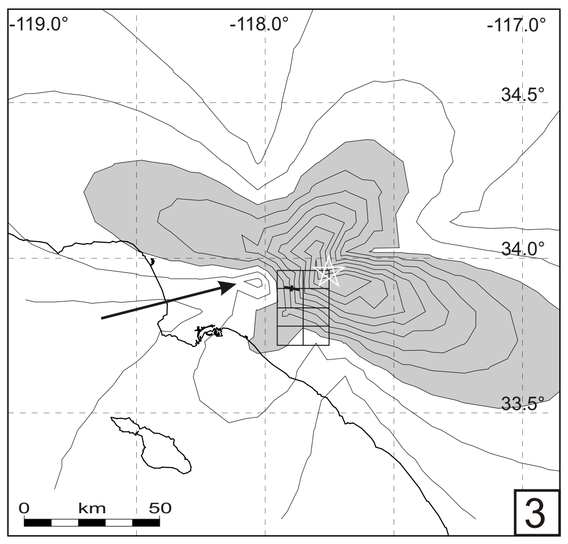
L. Sirovich
F. Pettenati
D. Sandron

**Premessa.** La tecnica KF è stata messa a punto in California e questo lavoro è da considerarsi propedeutico alle due casistiche affrontate in Italia (vedi poster collegato). La nostra tecnica cinematica, questa volta usata in modo diretto e parametrico per produrre scenari di intensità I (Sirovich e Pettenati, 2009), sta dando scenari interessanti a scopo di prevenzione; al punto che, nell`ambito del progetto S3, ci è stato affidato il compito di testare anche il suo utilizzo per arricchire l'algoritmo ShakeMap.

**Dimostrati effetti di sorgente.** Ormai da anni l'USGS non rende più disponibili le intensità MMI, che costituirebbero l'unico vero termine di paragone per validare scenari o qualsivoglia sintesi delle intensità di sito. Negli USA, si va affermando tuttavia la convinzione (es.: Atkinson and Wald, 2007) che le intensità raccolte dai questionari via web (DYFI) siano del tutto equivalenti a quelle raccolte sul campo. In Fig. 1 sono riportate le intensità strumentali dell'evento in esame calcolate dallÚSGS con ShakeMap® (come da Wald et al., 2006) qui ridisegnate per valori interi, che presentano un andamento simile a quelle raccolte via web.
Segnaliamo in particolare: i) la concavità a ovest dell`epicentro nell'area di I=VI, e ii) come la zona di intensità I=V suggerisca amplificazioni e/o forti radiazioni/propagazioni verso Northridge (WNW), Mission Viejo e Murrieta (SE) e verso NE. La mappa con i responsi DYFI (Fig. 2) mostra un pattern con valori di intensità leggermente minori di V a ovest dell'epicentro, simile al pattern prodotto da ShakeMap®.
La forma lobata dell'area di V grado (Fig. 1) e la concavità su citata sono effetti di sorgente? Di percorso? O di sito? O di una combinazione di fattori?
Qualche suggerimento ci viene fornito proprio dall'algoritmo KF. La Fig. 3 mostra la radiazione totale KF (onde di corpo, componente orizzontale ancora adimensionale) prodotta da una sorgente con meccanismo corrispondente alla media di quelle disponibili in tempo quasi reale per il terremoto in questione (trattate in modo parametrico per gli scenari KF). E' molto evidente il minimo di radiazione verso ovest ; notevole anche la somiglianza tra i lobi in grigio con l'area di intensità V in ShakeMap® (i due pattern sono quasi identici verso WNW e molto simili verso NE e SE). Si noti che KF non considera amplificazioni di sito.
**Due approcci metodologici forniscono differenti effetti di sito.** Paragonando i nostri risultati con quelli di Hauksson et al., 2008 sugli effetti di sito, emergono due approcci diversi nel trattare le intensità e nel considerare la catena logica sorgente-percorso-sito. Come molti ricercatori americani, Hauksson et al., 2008 (ci riferiamo alla loro Fig. 10A-B) trattano le intensità MMI come numeri reali. Vengono calcolati i residui delle MMI da una curva di regressione dei valori medi delle intensità DYFI con la distanza. In questo modo implicitamente viene assunta come sorgente una radiazione sferica, e in sostanza si considerano solo gli effetti di percorso e di sito.
Dall'altra parte, seguendo la pratica europea, noi aderiamo alla classica definizione di intensità usando valori interi. Quindi calcoliamo i residui dalla radiazione KF (che incorpora una descrizione di sorgente). Il nostro approccio ha due conseguenze importanti: 1) i residui sono spesso irrilevanti (<1 grado); 2) in alcune direzioni dalla sorgente i residui positivi o negativi di Hauksson et al., 2008 sono assorbiti nel nostro modello dalla radiazione di sorgente. Pensiamo quindi di essere stati in grado di dimostrare che molti (non tutti) gli effetti di sito trovati da Hauksson et al., 2008 sono la conseguenza di una insufficiente descrizione della sorgente. In conclusione ipotizziamo che: i) il 29 Luglio 2008 la geologia sia stata responsabile solo per un aumento/decremento di una frazione di unità in intensità; ii) l'indentazione sopra citata a ovest della sorgente (Figg. 1, 2, 3) era un effetto della sua radiazione.



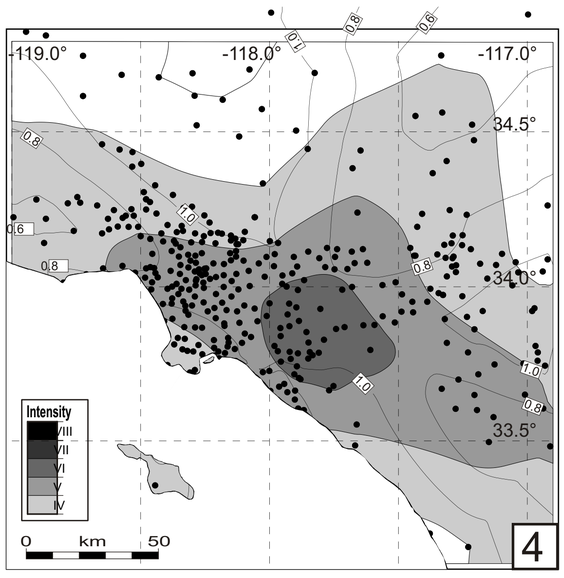
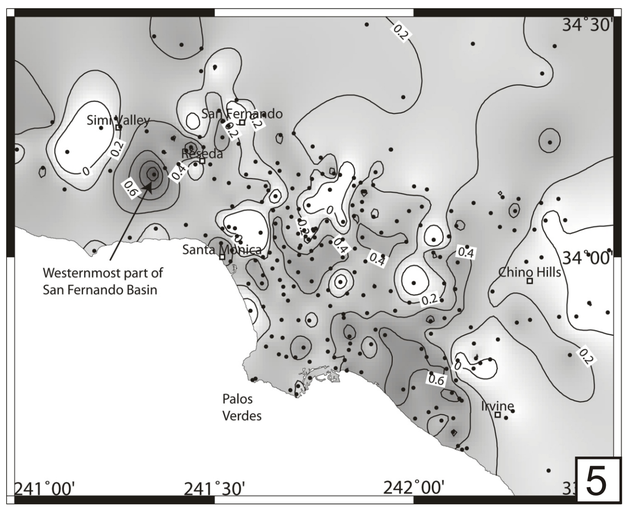




**Fig. 1:** Intensità ShakeMap USGS del terremoto del 29 Luglio 2008 (M 5.4) nella regione metropolitana di Los Angeles, modificato per mostrare valori interi. I triangoli sono le stazioni di registrazione usate dallÚSGS. Il rettangolo corrisponde all'area di Fig. 2
**Fig. 2:** Intensità I ≥ 5.5 (grigio scuro) e I < 5.5 (grigio chiaro) dai questionari DYFI di questo terremoto, ridisegnati in gradi interi dal file «Text X, Y, Z Values» scaricato dal sito Web dell' USGS (ingrandimento dell' area di Fig. 1). La stella come in Fig. 1
**Fig. 3:** Radiazione totale KF (ancora adimensionale) prodotta dal meccanismo focale medio fra le 19200 sorgenti usate (vicina a quella centrale). La stella come in Fig. 1. Sono mostrati anche i 15 epicentri di scenario (nodi della griglia geografica) e la sorgente lineare con una rottura bilaterale simmetrica.
**Fig. 4:** Scenario parametrico KF rapido delle intensità. I puntini neri coincidono con i triangoli di Fig. 1. Le linee sottili nere mostrano la standard deviation.



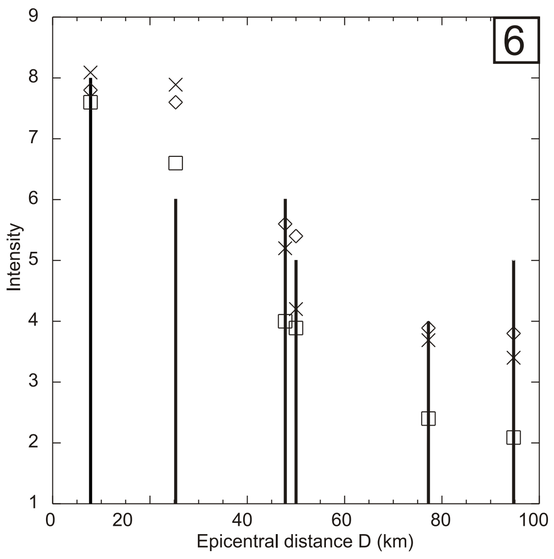




**Fig. 5:** Log ($PGA_{WE}/PGA_{vert}$) per il terremoto del 29 Luglio 2008 (M 5.4) (dal file stationlist.txt dell' USGS).
**Fig. 6:** Intensità MMI osservate (colonne nere) e intensità predette (simboli) a Reseda durante i terremoti: San Fernando, 1971 (M 6.6), Whittier Narrows,1987 (M 5.6), Upland, 1990 (M 5.5), Sierra Madre,1991 (M 5.6) e Northridge, 1994 (M 6.7) (DYFI per l'evento del 29 Luglio 2008). Simboli: diamanti, per Bakun and Wentworth 1997; croci, per Sirovich et al. 2001; quadrati per , Atkinson and Wald 2007

**Effetti di sito sistematici?** Ad onor del vero le caratteristiche geologiche del bacino di San Fernando hanno avuto un ruolo sulle intensità osservate. Questo può essere confermato osservando la Fig. 5, dove viene riportato il rapporto logaritmico tra l'accelerazione massima registrata sulle componenti EW rispetto a quelle verticali. Il range dei rapporti è compreso tra 1 e 3, escludendo la parte più a ovest del bacino di San Fernando, dove sono stati trovati valori più alti di 9. Tuttavia molte aree di amplificazione e deamplificazione in Fig. 10A di Hauksson et al., 2008 (nessuna di esse raggiunge 1 grado di intensità) possono essere intuitivamente collegate alla geologia locale. D'altro canto è notevole la correlazione tra la posizione delle aree di deamplificazione (dovute alla geologia locale secondo Hauksson et al., 2008) con i quattro settori di bassa radiazione dalla sorgente KF.
Per capire meglio la situazione, abbiamo verificato se vi fossero risposte sistematiche per alcuni siti nell'area di studio. Questo è stato fatto paragonando ( e.g., to Magri et al., 1994) tutte le intensità MMI osservate con quelle predette empiricamente durante i terremoti distruttivi degli ultimi 40 anni. Come esempio, Fig.6 mostra questo confronto per il sito di Reseda, nella parte più a ovest della Valle di San Fernando ( Fig. 5). In sostanza abbiamo ripetuto l'analisi di Hauksson et al., 2008 ma usando tre attenuazioni circolari: i) Bakun and Wentworth, 1997; ii) Sirovich et al., 2001; iii) Atkinson and Wald, 2007; tutte basate su dati in California. Le colonne in Fig. 6 mostrano le intensità dell'USGS per Reseda durante i terremoti di San Fernando (1971), Whittier Narrows (1987), Upland (1990), Sierra Madre (1991), e Northridge (1994) (J. W. Dewey, communicazione scritta); i DYFI si riferiscono all'evento in esame. Non ci sono amplificazioni sistematiche per distanze epicentrali D≤77 km in Fig. 6 (nè per altri siti).

**Conclusione**. Questo studio è una conferma che, in generale, effetti di sorgente e di sito sono sovrapposti. Hauksson et al., 2008 producono pattern regionali di amplificazione e deamplificazione che potrebbero essere effetti spuri dovuti ad insufficiente descrizione della sorgente. L'algoritmo KF è carente negli effetti di sito, ma in questo caso il nostro modello non necessità di ulteriori complicazioni perchè perturbazioni minori di un grado intero non sono considerate.
La conclusione che traiamo è che l'area di bassa intensità registrata per questo evento non implica sicurezza permanente in quella zona perché causata principalmente dalla radiazione di sorgente.

**Riferimenti:**
Atkinson G., Wald D. J.; 2007: "Did You Feel It?" Intensity data: a surprisingly good measure of Earthquake ground motion. Seismological Research Letters 78(3), 362-368.
Bakun W. H, Wentworth C. M.; 1997: Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(6), 1502-21.
Hauksson E., Felzer K., Given D., Giveon M., Hough S., Hutton K., Kanamori H., Sevilgen V., Wei S., Yong A.; 2008: Preliminary report on the 29 July 2008 Mw 5.4 Chino Hills, eastern Los Angeles Basin, California, earthquake sequence. Seismological Research Letters 79(6), 855-866.
Magri L., Mucciarelli M., Albarello D.; 1994: Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data, Pure and Applied Geophysics 143 (4), 617-632.
Sirovich L., Pettenati F., Chiaruttini C.; 2001: Test of Source-Parameter Inversion of Intensity Data. Natural Hazards , 24(2), 105-31.
Sirovich L., Pettenati F. and Sandron D.; 2009: Source- and site-effects in the intensities of the M5.4 July 29, 2008 Earthquake in South Los Angeles. Seismological Research Letters, 80, 6, in press.
Wald D. J., Worden B. C., Quitoriano V., Pankow K. L.; 2006: ShakeMap® Manual; technical manual, users guide, and software guide, Version 1.0 6/19/06, 1-156.Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, Bull. Seism. Soc. Am., 60, 29-61.