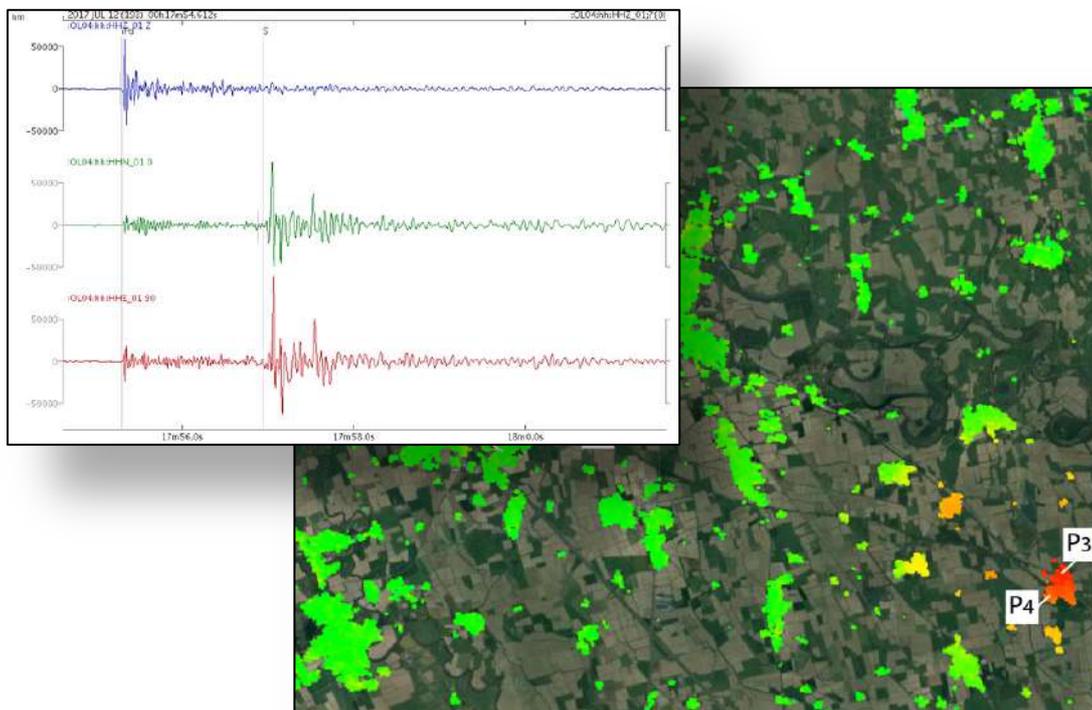


## CONCESSIONE DI STOCCAGGIO DI GAS NATURALE "CORNEGLIANO STOCCAGGIO"



## MONITORAGGIO SISMICO E DELLE DEFORMAZIONI SUPERFICIALI Relazione completa sulle attività iniziali

### **Struttura Preposta al Monitoraggio:**

**OGS** - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale  
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)

**IREA-CNR** – Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (IREA)  
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)



*A cura di:*

*Enrico Priolo<sup>1</sup>, Riccardo Lanari<sup>2</sup>, Paolo Bernardi<sup>1</sup>, Manuela Bonano<sup>2</sup>, Sabatino Buonanno<sup>2</sup>, Claudio De Luca<sup>2</sup>, Paolo Fabris<sup>1</sup>, Marco Garbin<sup>1</sup>, Mariangela Guidarelli<sup>1</sup>, Mariarosaria Manzo<sup>2</sup>, Laura Peruzza<sup>1</sup>, Milton Plasencia Linares<sup>1</sup>, Marco Romanelli<sup>1</sup>, Maria Adelaide Romano<sup>1</sup>, Denis Sandron<sup>1</sup>, Giovanni Zeni<sup>2</sup>, Ivana Zinno<sup>2</sup>, David Zuliani<sup>1</sup>*

---

<sup>1</sup>OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale  
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)

<sup>2</sup>IREA-CNR – Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (IREA)  
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)

Coordinatore della Struttura Preposta al Monitoraggio e responsabile scientifico per l'OGS e: *Dott. Enrico Priolo*

Responsabile scientifico per l'IREA-CNR: *Dott. Ing. Riccardo Lanari*

Visto e approvato: Per l'OGS  
il Direttore della Sezione Scientifica CRS  
*Prof. Stefano Parolai*

Per l'IREA-CNR  
il Direttore dell'IREA-CNR  
*Dott. Ing. Riccardo Lanari*

**Recapiti**

OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale  
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)  
Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010 Sgonico (Trieste)  
Dott. Enrico Priolo  
Tel.: 040 2140351; Cell.: 320 4324734  
e-mail: epriolo@inogs.it skype: epriolo

IREA-CNR - Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente  
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)  
Via Diocleziano 328 - 80124 Napoli  
Dott. Ing. Riccardo Lanari  
Tel. 081 7620612; cell. 320 4397901  
e-mail: lanari.r@cnr.irea.it



## Indice

	Pag.
Sommario	1
1. Monitoraggio sismico	3
1.1. La Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL)	4
1.2. Operatività della rete	12
1.3. Analisi statistica del segnale registrato dalle stazioni	14
1.4. Calibrazione delle procedure di analisi	21
1.5. Analisi della sismicità naturale di fondo (analisi del "bianco")	31
2. Monitoraggio delle deformazioni superficiali	51
2.1. Elaborazione dei dati della stazione GNSS OL01	52
2.2. Analisi tramite dati radar satellitari per il monitoraggio delle deformazioni superficiali	64
2.2.1. Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 1993-2010 (dati ERS-1/2 ed ENVISAT)	64
2.2.2. Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 2015-2017 (dati SENTINEL-1)	76
3. Conclusioni	91
Bibliografia	96
Appendice A – Disponibilità dei dati registrati dalla RMCL	101
Appendice B – Dettagli sul metodo PQLX	113
Appendice C – Grafici delle PDF del segnale sismico	111
Appendice D – Catalogo dei terremoti nell'area di interesse della RMCL	123
Appendice E – Serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08	125
Appendice F – La misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari	131
Appendice G – Pubblicazioni relative alle procedure di elaborazione e analisi adottate nell'ambito del monitoraggio sismico	139



## Elenco delle abbreviazioni

AE	Area Esterna di rilevazione della rete di monitoraggio
BSI	Bollettino Sismico Italiano
CPTI15	Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016)
CSI1.1	Catalogo della Sismicità Italiana (Castello et al., 2006)
DBMI15	Database Macrosismico Italiano (Locati et al., 2016)
DE	Dominio Interno di rilevazione della rete di monitoraggio (MiSE-UNMIG, 2014)
DI	Dominio Esteso di rilevazione della rete di monitoraggio (MiSE-UNMIG, 2014)
DInSAR	Differential SAR Interferometry
DISS	Database delle Sorgenti Sismiche Italiane (Basili et al., 2018; DISS Working Group, 2018)
EMSC	European-Mediterranean Seismological Centre
GAMIT/GLOBK	suite di programmi sviluppato dal MIT per analizzare dati GPS, principalmente per studiare la deformazione della crosta terrestre
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
LOS	Line of sight
MiSE-UNMIG	Ministero per lo sviluppo economico - Ufficio nazionale minerario per gli idrocarburi e le georisorse
ML	Magnitudo locale
NHNM	New High Noise Model (McNamara and Buland, 2004)
NLNM	New Low Noise Model (McNamara and Buland, 2004)
PDF	Probability Density Function
PSD	Power Spectral Density
RMCL	Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense
RSNC	Rete Sismica Nazionale Centralizzata (gestita da INGV)
RSNI	Regional Seismic network of Northwest Italy (gestita dall'Università di Genova)
SAR	Synthetic Aperture Radar
SBAS	Small BAseline Subset
SPIN	Servizio di Posizionamento Interregionale GNSS Piemonte-Lombardia



## Sommario

Il presente documento rendiconta le attività indicate come "iniziali" relativamente al monitoraggio integrato svolto dall'OGS e dal IREA-CNR presso la concessione di stoccaggio gas naturale denominata "Cornegliano Stoccaggio". Detta attività è commissionata da Ital Gas Storage S.p.A. all'OGS e al IREA-CNR con il Contratto dd. 14/2/2018 con cui viene disciplinato l'esercizio dell'infrastruttura di monitoraggio sismico e la gestione del sistema di monitoraggio integrato.

Si ricorda che, in accordo a quanto previsto da detto contratto e in aderenza a quanto suggerito dagli "Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche" (di seguito indicato con "Indirizzi e Linee Guida") redatti nel 2014 da un gruppo di lavoro istituito presso il Ministero dello Sviluppo Economico ("MiSE"), l'OGS e l'IREA-CNR si sono costituiti Struttura Preposta al Monitoraggio (SPM), attraverso uno specifico accordo di collaborazione approvato da detti Enti in data 27/3/2018.

L'infrastruttura di monitoraggio sismico di Cornegliano Laudense (di seguito denominata *Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense - RMCL*) e parte delle procedure di acquisizione ed elaborazione dati sono quelle descritte nella relazione conclusiva sulla realizzazione dell'infrastruttura di monitoraggio sismico con cui la rete di monitoraggio è stata consegnata a Ital Gas Storage (Priolo et al., 2017).

Come detto, il presente rapporto riguarda le cosiddette "attività iniziali", ovvero le attività svolte nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, ovvero subito prima dell'avvio delle attività di stoccaggio. Il presente rapporto aggiorna con gli ultimi dati acquisiti e sostituisce integralmente il precedente rapporto n. OGS 2018/37 Sez. CRS 12, dd. 29 maggio 2017 consegnato a Ital Gas Storage a giugno 2018 che conteneva i risultati delle analisi per i dati acquisiti fino al 31/3/2018. In sintesi, il presente rapporto è organizzato nel modo seguente:

- il Capitolo 1 descrive il **monitoraggio sismico**. In particolare, esso riassume le principali caratteristiche della RMCL e del sistema di elaborazione dei dati (Cap. 1.1), rende conto dell'operatività della rete durante il periodo di esercizio nel periodo considerato (Cap. 1.2), analizza la qualità del segnale registrato dalle stazioni (Cap. 1.3), mostra come si è proceduto per calibrare il modello di velocità usato per le localizzazioni e per stimare la magnitudo (Cap. 1.4), e si conclude con l'analisi della sismicità di fondo dell'area studio (il cosiddetto "bianco", Cap.



- 1.5). Nell'ultima parte è analizzata sia la sismicità dell'area storica e strumentale pregressa alla realizzazione della RMCL, sia quella rilevata dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, che definisce la baseline di sensibilità della RMCL.
- Il Capitolo 2 descrive il **monitoraggio delle deformazioni superficiali**. La prima parte del capitolo (Cap. 2.1) descrive la gestione della stazione GNSS OL01 e le prime elaborazioni svolte sui dati acquisiti. La seconda parte (Cap. 2.2) descrive l'analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative ai periodi 1993-2010 e 2015-2018, dalle quali è possibile riconoscere il comportamento "naturale" dell'area prima dell'inizio delle operazioni di stoccaggio.
  - Il Capitolo 3 contiene le conclusioni.

Le Appendici, alla fine del documento, riportano i seguenti contenuti:

- Appendice A: grafici dello stato di funzionamento della rete in formato tabellare;
- Appendice B: descrizione del metodo PQLX usato per l'analisi statistica del segnale sismico delle stazioni;
- Appendice C: grafici delle Probability Density Functions (PDF) del segnale sismico;
- Appendice D: catalogo riassuntivo della sismicità storica e strumentale pregressa alla RMCL compilato specificatamente per questo studio;
- Appendice E: grafici delle serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08.
- Appendice F: la misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari.

Come detto, il presente rapporto è stato redatto dai ricercatori e tecnologi dell'OGS e del IREA-CNR. I Capitoli 1 e 2.1 sono stati redatti dall'OGS; il Capitolo 2.2 è stato scritto dal IREA-CNR. Le conclusioni, al Capitolo 3, sono state scritte congiuntamente.



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



# 1. Monitoraggio sismico

## 1.1 La Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL)

La RMCL è composta da nove stazioni sismometriche e da una stazione geodetica GNSS permanente. Le stazioni sono indicate con la sigla OL01-OL09, in accordo al codice OL che è il codice internazionale di registrazione della RMCL. La Tabella 1 ne riassume le principali informazioni, mentre la Figura 1 mostra la mappa con la posizione delle stazioni.

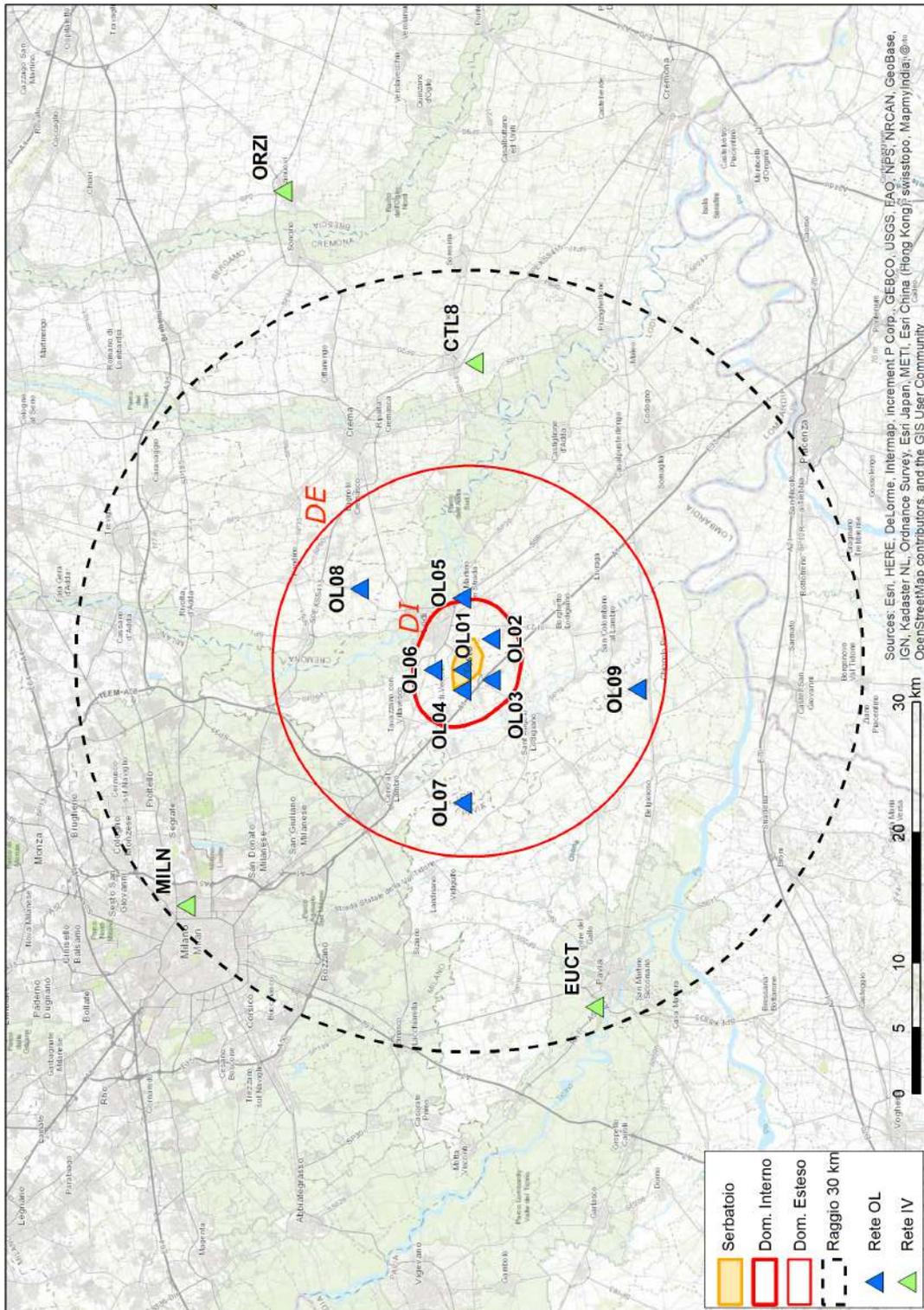
La data ufficiale di inizio operatività della RMCL è il 1/1/2017.

La RMCL è integrata da alcune stazioni appartenenti alle reti regionali e alla rete nazionale, gestite dall'OGS, dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e da altri Enti, che completano il perimetro esterno della RMCL a distanza di alcune decine di chilometri nelle varie direzioni.

Tutte le stazioni della RMCL sono dotate di sismometro posto in pozzo, mediamente a profondità di 75 m, con lo scopo di ridurre i disturbi di carattere antropico e il rumore sismico che si propaga principalmente nello strato superficiale di suolo. La Tabella 2 illustra la strumentazione con cui è equipaggiata la RMCL. I dati sono acquisiti con un campionamento di 200 Hz per i sismometri e di 100 Hz per gli accelerometri.

CODICE	LAT	LON	QUOTA (m s.l.m.)	NOME
<b>OL01</b>	45.291	9.464	72	<b>Cornegliano Laudense (Cluster A)</b>
<b>OL02</b>	45.266	9.485	71	<b>Massalengo</b>
<b>OL03</b>	45.266	9.453	70	<b>Cascina Castagna</b>
<b>OL04</b>	45.290	9.435	78	<b>Cascina Taietta</b>
<b>OL05</b>	45.293	9.526	75	<b>Cascina Cavrigo</b>
<b>OL06</b>	45.309	9.464	77	<b>Cascina Bracca</b>
<b>OL07</b>	45.291	9.325	77	<b>Gugnano</b>
<b>OL08</b>	45.362	9.539	75	<b>Dovera</b>
<b>OL09</b>	45.170	9.438	70	<b>Miradolo</b>

**Tabella 1** – Sommario delle stazioni della RMCL. Informazioni dettagliate si trovano nelle singole schede di stazione riportate nella Appendice B della relazione di consegna della rete (Priolo et al., 2017).



**Figura 1** – Mappa della RMCL. I triangoli indicano le stazioni della RMCL (in blu) e della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV (in verde) usate per integrare le rilevazioni. L'area gialla al centro indica la proiezione in superficie della parte più produttiva del serbatoio. Le linee rosse indicano i perimetri del Dominio Interno (DI, linea spessa) e del Dominio Esteso (DE, linea sottile) di rilevazione. La linea tratteggiata indica la distanza di 30 km dal sito di stoccaggio e definisce l'Area Esterna.

<p><b>Acquisitore: Guralp-Minimus</b> Caratteristiche: 6 canali, 24 bit</p>		<p><b>Accelerometro: Guralp-Fortis</b> Componenti: 3 Fondo scala: <math>\pm 2.0</math> g Banda: DC-200 Hz</p>	
<p><b>Sismometro da pozzo: Guralp-Radian</b> Componenti: 3 Sensibilità: 2000 V/m/s Banda: 0.00833-200 Hz (120-0.05 s)</p>			

**Tabella 2** – Strumentazione sismologica installata presso le stazioni della RMCL.

Tutte le stazioni sono dotate di apparati di tele-trasmissione dei dati e antenne GPS per la sincronizzazione precisa del tempo. I dati acquisiti dalle stazioni vengono inviati al centro di acquisizione presso le sedi OGS di Trieste e Udine. La Figura 2 mostra la sala dedicata al monitoraggio presso la sede di Trieste.

I dati acquisiti vengono archiviati in tempo reale in formato *mseed* su un sistema di archiviazione di rete (NAS di marca QNAP) con capacità complessiva di circa 20 TB che è montato direttamente come *file system* dai sistemi di acquisizione ed elaborazione. La rete RMCL accumula approssimativamente 1.2 GB di dati al giorno, quindi circa 0.5 TB all'anno. Tutte le informazioni relative ai siti e alla strumentazione installata sono anche caricate nel database che gestisce i dati sismologici strumentali dell'OGS, denominato OASIS ([oasis.crs.inogs.it](http://oasis.crs.inogs.it)) e descritto in Priolo et al. (2012; 2015a).

Per migliorare la rilevazione e la localizzazione dei terremoti locali le stazioni della RMCL sono integrate da alcune stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC, codice IV) gestita da INGV (Tabella 3). Inoltre, per discriminare più efficace-

Code	Name	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Net Code
BOB	Bobbio	44.7679	9.4478	910	IV
CTL8	Castelleone	45.2763	9.7622	60	IV
EUCT	Pavia	46.1516	12.3630	598	IV
MDI	Monte di Nese	45.7697	9.716	954	IV
MILN	Milano	45.4803	9.2321	125	IV
ORZI	Orzinuovi	45.4056	9.9307	83	IV
PRMA	Parma	44.7637	10.3131	78	IV
SARZ	Sarezzano	44.8673	8.9136	266	IV

**Tabella 3** - Stazioni sismometriche utilizzate a integrazione della RMCL per la localizzazione degli eventi. Il codice IV corrisponde alla RSNC.

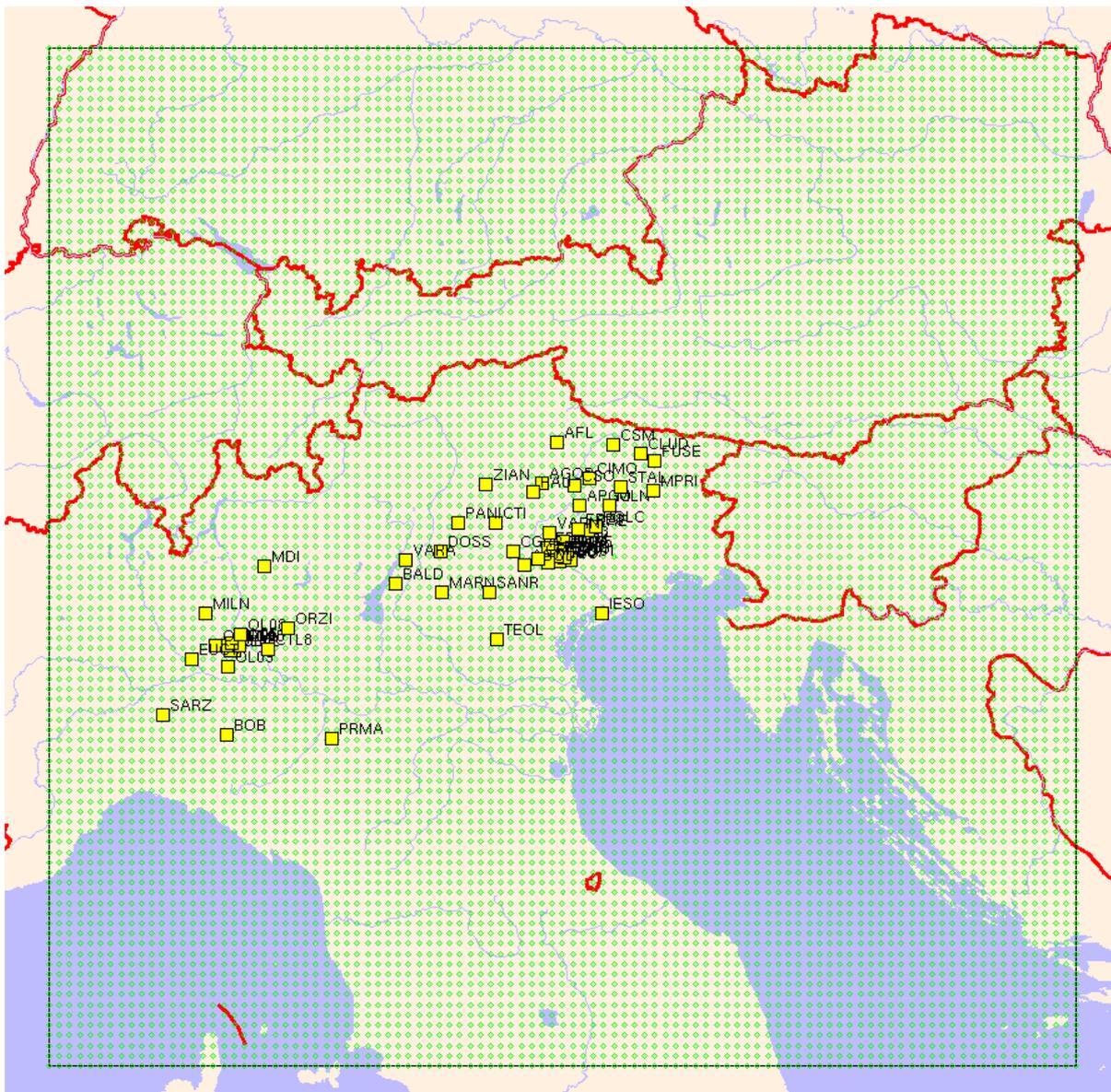


**Figura 2** – La sala di monitoraggio presso i locali del CRS nella sede dell’OGS a Sgonico (Trieste). I monitor accostati sono quelli dei computer che hanno in carico l’elaborazione dei dati in tempo reale e offline. Il video grande sulla destra mostra in tempo reale i segnali acquisiti dalla rete, anche con lo scopo di favorire il controllo visivo continuo da parte del personale.

mente gli eventi lontani, anche se di scarso interesse per l’area della concessione di stoccaggio, vengono utilizzate numerose stazioni afferenti ad altre reti operanti nel Nord Italia, quali la Rete Sismica dell’Italia Nord-Orientale (codice OX) gestita da OGS anche per conto delle Regioni Veneto e Friuli Venezia Giulia, e la Rete Sismica del Trentino (ST) della Provincia Autonoma di Trento. Le stazioni introdotte allargano di fatto l’area di rilevazione a gran parte dell’Italia Settentrionale (Figura 3).

Per la rilevazione della sismicità di interesse per lo stoccaggio di Cornegliano Laudense sono state individuate due aree di riferimento che corrispondono ai domini di rilevazione indicati dagli ILG del MiSE (MiSE-UNMIG, 2014). Il Dominio Interno (DI) circonda il serbatoio fino a una distanza di 3 km, e il Domino Esteso (DE) si allarga fino a 15 km dal perimetro esterno del serbatoio. Le aree corrispondenti in superficie ai due domini sono mostrate con linee rosse in Figura 1.

Le procedure di elaborazione dei dati di basso livello (intendendo con ciò le fasi di acquisizione dei dati dalle stazioni, di archiviazione dei *files* dei dati, e di elaborazione per il riconoscimento automatico in tempo quasi-reale (*real-time*) della sismicità) sono state già descritte nel rapporto di consegna della rete (Priolo et al., 2017). Qui descriveremo brevemente come si svolge l’analisi dei dati. Il dettaglio completo delle procedure e operazioni è descritto in Garbin e Priolo (2013) e Priolo et al. (2015b). Dette pubblicazioni sono allegate, per comodità, in Appendice G.



**Figura 3** – Insieme delle stazioni sismometriche utilizzate dal sistema di monitoraggio sismico in cui è inserita la RMCL. Nell'area della Pianura Padana si riconoscono le stazioni di INGV più vicine alla RMCL. Nell'area Orientale si distinguono invece le stazioni appartenenti alle reti gestite dall'OGS nel periodo di tempo considerato, anche per conto delle Regioni Veneto e Friuli Venezia Giulia, e dalla Provincia Autonoma di Trento. Il rettangolo punteggiato di verde rappresenta l'area di riconoscimento dei terremoti regionali, indispensabile per evitare false identificazioni di eventi locali.

Le procedure di acquisizione, elaborazione e analisi dei dati sono basate sul sistema software *Antelope*® sviluppato da BRTT e completate con procedure e funzioni sviluppate dai ricercatori e tecnologi dell'OGS.

Ricordiamo che il sistema di elaborazione si divide in due parti, rispettivamente:



- **real-time**, è la parte di elaborazione che comprende il riconoscimento e la localizzazione automatica dei terremoti con eventuale notifica di eventi locali al personale di reperibilità;
- **off-line**, è la parte che comprende la rielaborazione di tutti i dati con controllo manuale, e che viene effettuata con cadenza periodica o, in caso di evento locale, nelle ore successive al suo verificarsi.

La rilevazione di un evento sismico avviene, per entrambi i rami di elaborazione, attraverso alcune operazioni standard, che sono:

- **detezione**, è l'operazione in cui la registrazione viene analizzata per riconoscere e marcare la presenza di anomalie di ampiezza del segnale (detti, con terminologia tecnica, *trigger*) rispetto al rumore di fondo. Questa operazione viene effettuata in base a certi criteri predeterminati per tutte le tracce acquisite dal sistema.
- **associazione**, è l'operazione con cui un evento viene classificato come tale in base al fatto che numerose stazioni rilevano dei *trigger* con una certa sincronia. L'associatore valuta questa coincidenza temporale per una serie di localizzazioni di prova all'interno di un volume ben definito e delimitato in superficie dall'area di interesse; se una o più di queste superano dei test di attendibilità, ne conferma la migliore.

Le operazioni svolte dai due rami di elaborazione si differenziano in funzione di obiettivi diversi. Il sistema *real-time*, in caso di evento con magnitudo superiore ad una soglia prestabilita, esegue le procedure di notifica (es: invio dei messaggi di allerta al personale reperibile, aggiornamento delle tabelle e delle pagine di notifica), il ramo *off-line* prosegue con operazioni mirate a qualificare in modo più accurato gli eventi rilevati. Per questo motivo i due rami di elaborazione utilizzano configurazioni alquanto diverse.

Per il ramo *off-line* l'obiettivo è quello di riconoscere la microsismicità, e quindi di rilevare tutti gli eventi sismici nell'area studio nei limiti di capacità di rilevazione della rete. Gli strumenti di elaborazione vengono configurati per consentire l'identificazione dei segnali più deboli sfruttando al limite la sensibilità della rete; ciò tuttavia aumenta fortemente il carico computazionale e la rilevazione di falsi eventi, a causa dei pochi *trigger* usati. Per questo motivo, a valle delle operazioni di detezone e associazione, è necessario l'intervento di un sismologo, che riconosce gli eventi veri e li discrimina da quelli falsi. Questa operazione è chiamata **tagging**. In pratica, in questa fase, gli eventi di interesse per il monitoraggio sismico di Cornegliano Laudense vengono marcati in modo permanente nel sistema. Per gli eventi marcati, vengono effettuate le seguenti operazioni specifiche:

- estrazione delle forme d'onda relative all'evento per tutte le stazioni;



- **picking** manuale, operazione in cui vengono rilevati dal sismologo i tempi di arrivo delle fasi P e, ove possibile, S;
- **localizzazione**, utilizzando le fasi rilevate manualmente;
- stima della **magnitudo**.

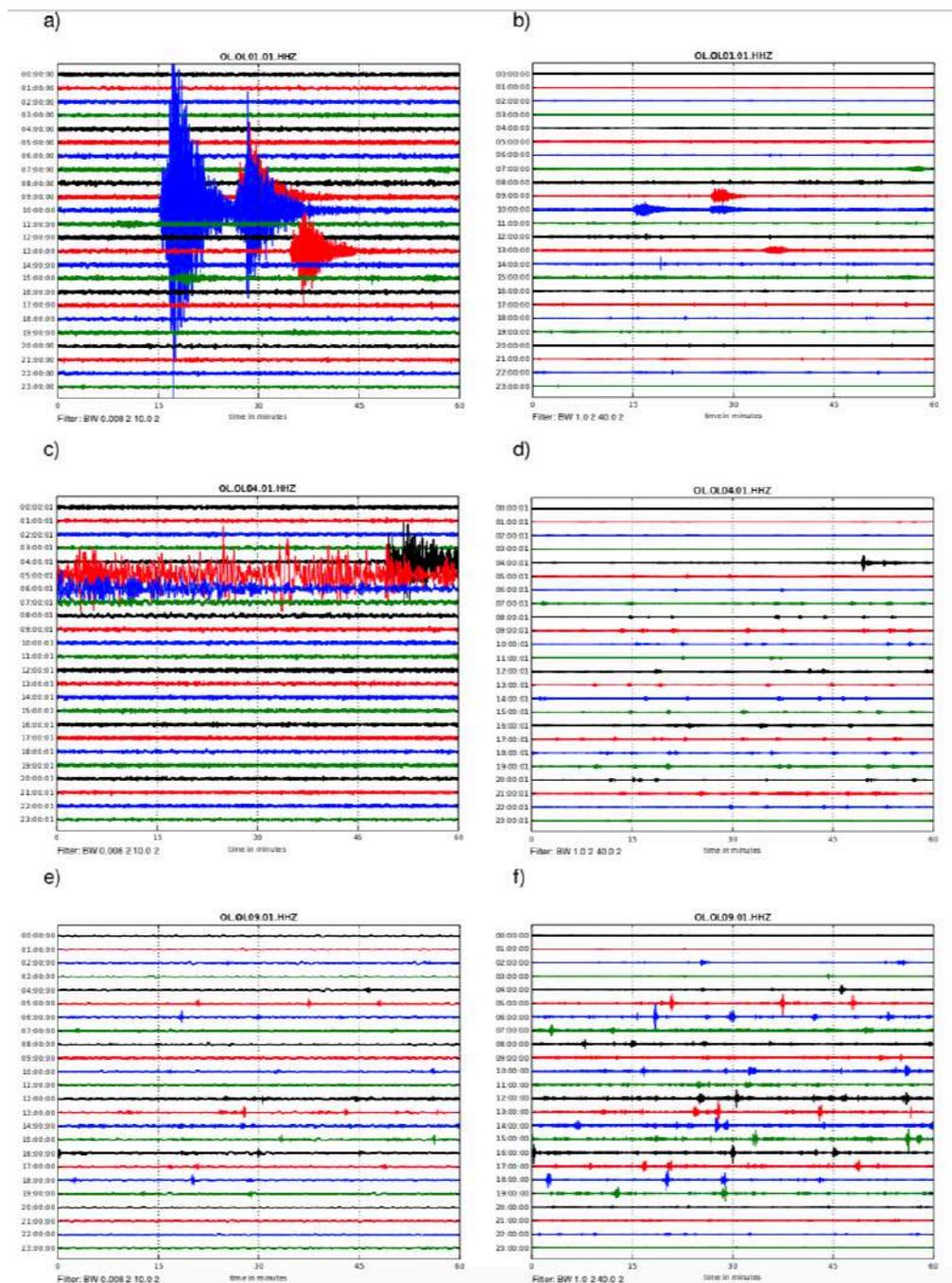
Per le localizzazioni sono utilizzati due programmi classici, Hypo 71 (Lee e Lahr, 1975) e Hypoellipse (Lahr, 1984). Entrambi utilizzano rappresentazioni 1D della crosta terrestre, ma con una importante distinzione. Hypo 71 definisce il modello solo in termini di velocità delle onde P ( $V_p$ ) e spessore degli strati, e utilizza un rapporto  $V_p/V_s$  costante per tutti gli strati. Ricordiamo che il rapporto  $V_p/V_s$  influenza la profondità dell'ipocentro. Hypoellipse, invece, definisce un modello più specifico, in cui ogni strato ha un proprio valore di  $V_p$  e  $V_p/V_s$ .

Il programma Hypo 71 è utilizzato durante la fase picking dei tempi di arrivo per verificare la qualità delle localizzazioni ottenute. Hypoellipse invece è utilizzato per rilocalizzare tutti gli eventi, una volta che i tempi di arrivo delle fasi P ed S sono stati confermati. Poiché Hypoellipse lavora su tutto il dataset di eventi, i residui di stazione vengono ricalcolati ad ogni esecuzione e quindi applicati all'esecuzione successiva. Di conseguenza, ad ogni esecuzione di Hypoellipse le localizzazioni possono cambiare ma anche migliorare in qualità. Dato che il modello di Hypoellipse è più specifico e accurato, le localizzazioni indicate nel catalogo finale sono quelle ottenute con Hypoellipse.

Per quanto riguarda la magnitudo, è calcolata la magnitudo locale (ML) con la formula di attenuazione di Bragato e Tento (2005).

Ulteriori dettagli riguardo ai modelli di localizzazione e alla stima della magnitudo sono forniti nella Sezione 1.3.

In Figura 4 mostriamo infine alcuni esempi di registrazioni della RMCL. Poiché la maggiore energia del segnale si colloca nella banda delle alte frequenze per eventi locali e deboli, e si sposta verso le basse frequenze al crescere della distanza e della magnitudo, raffiguriamo il medesimo segnale registrato con due diversi filtraggi, rispettivamente in bassa e alta frequenza. La prima coppia di figure (a-b) si riferisce alle registrazioni della stazione OL01 degli eventi  $M > 5$  avvenuti in Italia Centrale il giorno 18 gennaio 2017, a distanza di circa 300-400 km dalla RMCL. Si noti il diverso contenuto in frequenza dei segnali tra i pannelli a e b, che corrispondono a filtraggi in diverse bande in frequenza. I pannelli al centro mostrano la registrazione di un tele-sisma ( $M_w 7.9$  del giorno 22 gennaio 2017 con ipocentro nell'Oceano Pacifico) presso la stazione OL04. Anche in questo caso, si apprezza l'ampia banda dei sensori installati in pozzo. In basso, infine, sono riportati due esempi di registrazione in tempo reale contenenti dei segnali di origine locale (per la maggior parte segnali dovuti al passaggio di treni). L'esempio si riferisce alla stazione OL09 e al giorno 30 gennaio 2017 ore 10:07:34 GMT.



**Figura 4** – Esempi di registrazioni della RMCL. Ogni pannello rappresenta la registrazione di un giorno, e ogni riga corrisponde a un'ora di registrazione. I pannelli mostrati sono organizzati in colonne; a sinistra sono enfatizzate le basse frequenze, a destra le alte. In alto: registrazione presso stazione OL01 del giorno 18/1/2017, sottoposte rispettivamente a filtraggio (a) passa-basso e (b) passa-alto; si riconoscono le scosse  $M > 5$  avvenute in Italia Centrale. In centro: registrazione presso la stazione OL04 del giorno 22/1/2017, filtrate come sopra; si riconosce il tele-sisma  $Mw 7.9$  avvenuto nell'Oceano Pacifico alle ore 04:302:23.8 GMT (fonte EMSC). In basso: registrazione in tempo reale presso la stazione OL09 del giorno 30/1/2017 ore 10:07:34 GMT con filtraggio passa-basso (e) e passa-alto (f); si riconoscono i segnali ricorrenti dovuti al passaggio dei treni.



## 1.2 Operatività della rete sismica

Durante il periodo in esame (1/1/2017-31/10/2018) la rete ha svolto completamente le funzioni di monitoraggio sismico previste. A parte alcuni casi isolati che saranno evidenziati nel seguito, la strumentazione, il sistema di acquisizione, come pure quello di prima elaborazione e archiviazione dei dati hanno funzionato correttamente. Va tuttavia menzionato che è stato svolto insieme ai tecnici Guralp un intenso, e per nulla facile, lavoro di verifica del funzionamento, di miglioramento di una serie di funzioni, di configurazione delle apparecchiature (in particolare il firmware delle stazioni) e calibrazione degli strumenti, anche per verificare la risposta dei sensori.

La disponibilità dei dati acquisiti mese per mese, nel periodo considerato, è riassunta dalle tabelle riportate in Appendice A. Di seguito una serie di dettagli sulle principali interruzioni occorse al funzionamento delle stazioni e ai dati acquisiti.

Le stazioni OL08 e OL09, subito dopo il completamento dell'installazione avvenuta a fine dicembre 2016, hanno avuto dei problemi di non chiara origine (alimentazione o problemi al firmware della stazione) che, provocando continui *reboot* dell'acquisitore, non hanno permesso di registrare i dati in modo corretto per alcuni giorni. Dopo numerosi tentativi, i problemi sono stati risolti a partire dal 18-19 gennaio 2017.

Alcune interruzioni nell'acquisizione dei dati, seppur brevi, si sono verificate per problemi temporanei legati alla alimentazione o alla trasmissione nonché durante i tentativi di aggiornamento del firmware da remoto. Infatti, nei casi in cui la procedura non andava a buon fine, la stazione rimaneva sconnessa. Per questo motivo, il *reboot* e il conseguente ripristino dell'operatività erano possibili solo recandosi in loco e stabilendo un collegamento diretto con l'acquisitore via interfaccia seriale. A dicembre (dal 4 al 5) 2017 è stato completato l'upgrade su tutte le stazioni. Da quella versione in poi i successivi aggiornamenti sono stati e sono ora possibili da remoto e il controllo della rete (*reboot* compreso) è indubbiamente più stabile e robusto. L'ultimo aggiornamento firmware (versione 1.2-8566) di tutte le stazioni è stato caricato con successo il giorno 18 aprile 2018.

Un'interruzione nell'acquisizione dei dati di tutte le stazioni, della durata di un paio di giorni, si è avuta dal 11 al 13 maggio 2017 (giorni 131-133) a causa di problemi al *ringserver* a seguito proprio di un tentativo di aggiornamento *firmware* del giorno precedente. I dati relativi a detti periodi sono andati perduti.

Un'ulteriore interruzione nell'acquisizione dei dati di tutte le stazioni, di cinque giorni, avvenuta dal 25 al 30 ottobre 2017 (giorni 298-303) è stata causata invece della



rottura e successiva sostituzione del NAM, ovvero dell'*hub* di acquisizione dei dati da tutti gli strumenti remoti collegati, installato all'OGS.

L'acquisizione intermittente dei dati sulla stazione OL02, soprattutto nei mesi di marzo e aprile 2017, è dovuta ad un non ottimale funzionamento dell'acquisitore (Minimus) che è stato poi definitivamente sostituito in data 18 maggio 2017.

Il 26/6/2018 è stato fatto un intervento con cui sono stati installati su tutte le stazioni degli interruttori a relè DC/DC pilotati attraverso la rete internet. In questo modo è possibile effettuare uno spegnimento e una riaccensione delle stazioni da remoto, cosa importante in caso di necessità di reset o di "congelamento" delle funzionalità della stazione.

Un'interruzione nell'acquisizione dei dati di tutte le stazioni, di circa mezza giornata, avvenuta il 26 luglio 2018 (giorni 298-303) è stata dovuta dall'aggiornamento di tutti gli acquisitori Minimus e la sostituzione delle antenne GPS di tutte le stazioni.

Nel corso del primo anno di esercizio, la RMCL ha comunque garantito il monitoraggio sismico continuo dell'area di interesse per 661 giorni su 669. Sono stati registrati e archiviati all'interno del sistema circa 920 Gbyte di tracce sismiche, con un livello di completezza dei dati acquisiti dalle stazioni pari a circa il 93-95%.

Nel periodo 1/1/2017-31/10/2018 sono stati effettuati dal personale dell'OGS 9 interventi sui siti delle stazioni. Nella maggior parte dei casi si è trattato di risolvere problemi di alimentazione (quali batterie scariche, pannelli solari in corto circuito, malfunzionamenti dei regolatori di tensione, ecc.). È bene comunque evidenziare che le interruzioni nell'acquisizione dei dati sono limitate e non incidono in modo significativo sull'efficienza complessiva della RSC, progettata appositamente per sopperire a queste situazioni.



## 1.3 Analisi statistica del segnale registrato dalle stazioni

### 1.3.1 Segnale e rumore sismico

La capacità di una rete sismica di rilevare segnali di terremoti dipende dalla geometria della rete, dalla strumentazione utilizzata e dal disturbo presente ad ogni stazione. Ogni sensore sismico solidale con il terreno registra un rumore di fondo. Il rumore sismico può essere definito come tutta la porzione di segnale continuo non associabile ad un evento sismico, e il livello di disturbo presente su una stazione ne determina la capacità di rilevare i terremoti. Infatti, l'ampiezza del disturbo in certi intervalli dello spettro del segnale può raggiungere o addirittura superare l'ampiezza del moto del terreno causata da un terremoto, degradandone interamente la forma d'onda, la quale non può essere riconosciuta come tale e quindi interpretata.

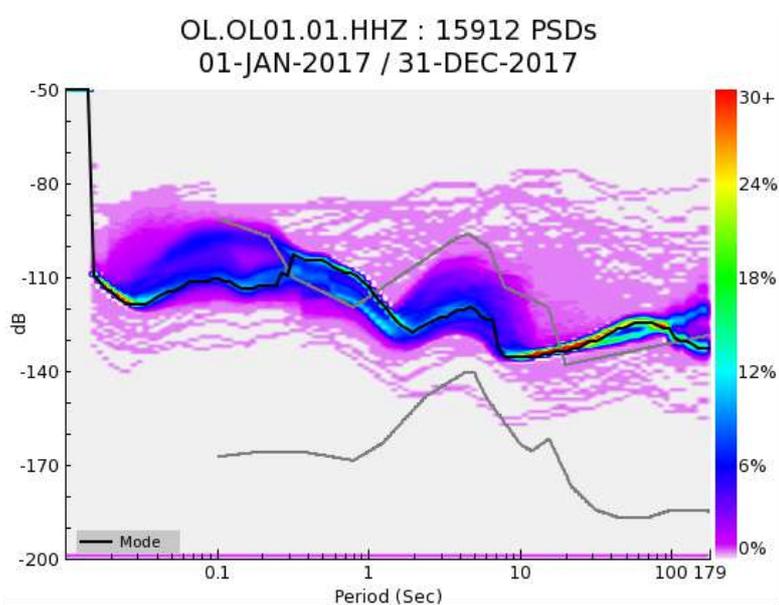
Il rumore di fondo registrato da una stazione sismica può essere di origine:

- strumentale, dovuto agli stessi apparati che la compongono;
- elettromagnetica, per la scarsa schermatura delle componenti;
- antropica, a causa di attività svolte nei dintorni del sito di registrazione (industrie, agricoltura, traffico veicolare, macchinari elettrici, ...);
- naturale, a causa di fenomeni diretti (vento, pioggia, ...) o indiretti (tempeste marine, fiumi, ...).

Per elaborare sistematicamente, archiviare e consultare i dati di rumore di lunghe serie temporali, l'OGS ha scelto uno strumento consolidato in ambito sismologico, e cioè il software PQLX (McNamara and Boaz, 2005). OGS elabora quotidianamente i dati continui dell'archivio in formato "miniSEED" dei segnali registrati dalle 9 stazioni sismiche della rete. Lo scopo principale di questa analisi è fornire agli operatori che gestiscono la rete uno strumento rapido per indagare il funzionamento degli strumenti con la possibilità di compiere una diagnostica dei problemi prima di intervenire direttamente sulla stazione in sito. Inoltre, la lunga raccolta dati permette di utilizzare i risultati dell'intero database per descrivere le caratteristiche del rumore di ogni stazione.

### 1.3.2 Il metodo PQLX

PQLX analizza il segnale sismico continuo restituendo le *Power Spectral Densities* (PSD) su finestre mobili di segnale di un'ora con sovrapposizione del 50%, seguendo l'algoritmo descritto in McNamara and Buland (2004). La distribuzione dei valori di PSD per ogni periodo dell'intervallo spettrale analizzato compone la *Probability Density Function* (PDF) del canale sismico analizzato, fornendo la probabilità che il segnale sismico si trovi in un certo livello del dominio spettrale nell'intervallo temporale analizzato (Figura 5).



**Figura 5** - Probability Density Function (PDF) per la stazione OL01, componente verticale (HHZ), costruita utilizzando 15912 finestre di Power Spectral Density (PSD) dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017. La linea nera indica la moda della distribuzione degli spettri di potenza. Le curve in grigio indicano le curve medie di rumorosità sismica di fondo, rispettivamente di minimo e massimo livello, chiamate rispettivamente New Low Noise Model (NLNM) e New High Noise Model NHNM (McNamara and Buland, 2004), che rappresentano un aggiornamento delle curve LNM/HNM sviluppate da Peterson nel 1993.

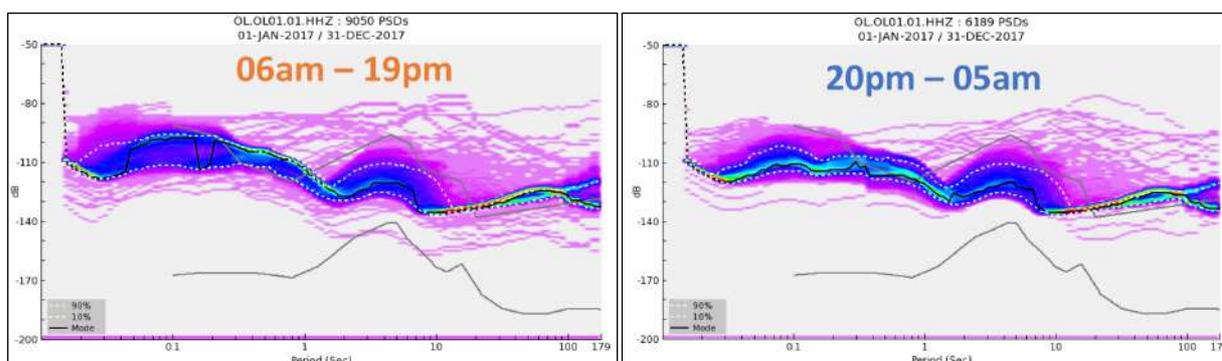
Dalla PDF di un canale è possibile calcolare il livello più probabile di disturbo, ovvero la moda, il livello medio, quello mediano e i livelli corrispondenti ai percentili della curva di probabilità. Tutti i dati sono organizzati automaticamente in un database relazionale MySQL.

Data la natura stocastica del rumore sismico, le caratteristiche stazionarie emergono statisticamente elaborando lunghe serie temporali. La moda delle PDF è un buon indicatore di queste caratteristiche e può descrivere con buona approssimazione il livello di rumore di fondo di una stazione sismica. A volte la curva della moda non è

regolare, ed evidenzia caratteristiche di bimodalità in alcuni intervalli dello spettro. Questa irregolarità può dipendere dalla natura e variazione nel tempo delle sorgenti di rumore o da un incompleto data set. Ulteriori dettagli sul metodo implementato in PQLX sono riportati in Appendice B.

### 1.3.3 Caratterizzazione del segnale sismico

**Rumore antropico** - La fonte più comune di rumore sismico è l'azione degli esseri umani sulla superficie o nelle sue vicinanze, e deriva principalmente dal traffico e dalla vibrazione di macchinari. Il rumore antropico si propaga principalmente sotto forma di onde superficiali ad alta frequenza ( $>1$  Hz ed in generale nella banda 1-10 Hz) che si attenuano entro alcuni chilometri di distanza e in profondità. Per questo motivo, il rumore antropico è generalmente ridotto in modo significativo nelle installazioni in pozzo (*borehole*), nelle grotte profonde e nelle gallerie. Il rumore antropico presenta forti variazioni diurne ed ha frequenze caratteristiche a seconda della fonte di disturbo. In Figura 6 viene riportato a titolo di esempio il confronto tra l'andamento annuale del rumore registrato alla stazione OL01 nella fascia oraria diurna (6-19) e nella fascia oraria notturna (20-5). Si nota in maniera chiara la diminuzione del livello medio di rumore nella banda di frequenze 1-10Hz durante le ore di minore attività antropica.



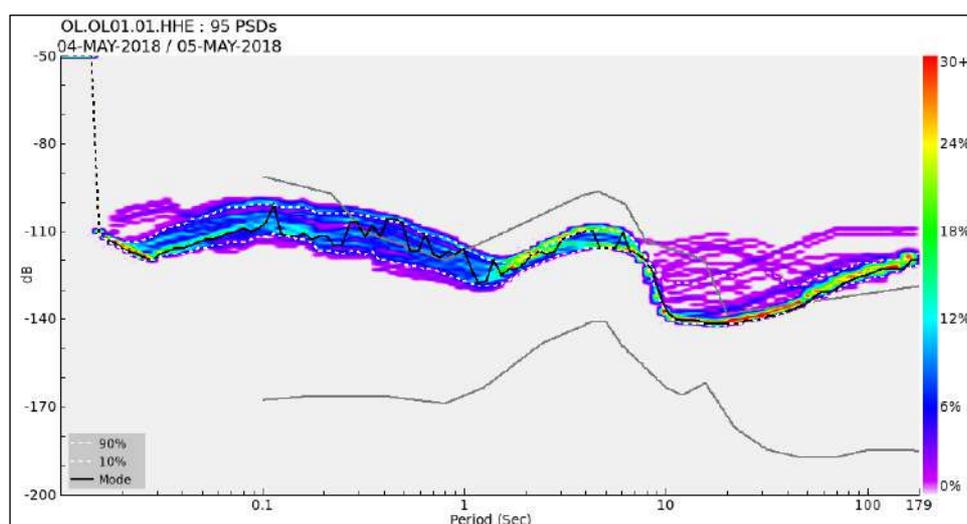
**Figura 6** – PDF per la stazione OL01, componente verticale HHZ, costruito utilizzando le PSD dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017 rispettivamente nella fascia oraria diurna 6-19 (a sinistra) e nella fascia oraria notturna 20-5 (a destra). Le linee tratteggiate bianche (poco visibili in figura) indicano il decimo e novantesimo percentile della distribuzione. Altri dettagli come in Figura 5.

**Terremoti** - Con l'approccio utilizzato per la stima del PSD non viene fatta alcuna operazione per eliminare le onde di volume dei terremoti naturali. I segnali di terremoto sono inclusi nell'elaborazione perché sono eventi a bassa probabilità rispetto alle condizioni ambientali della stazione sismica. Essendo interessati ad

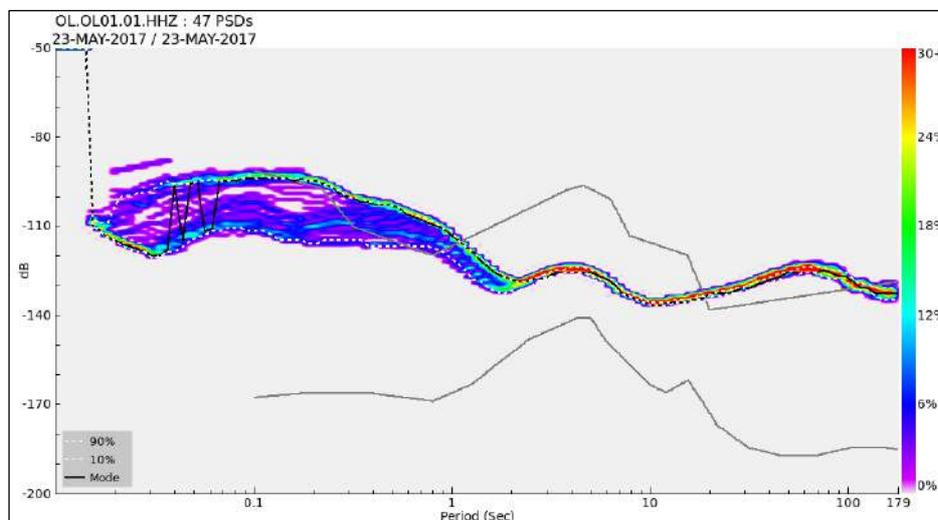
analizzare tutto il segnale che una data stazione registra, sono inclusi tutti i segnali in ingresso. Per esempio, si può valutare se i telesismi o piccoli eventi locali possano essere oscurati dal rumore, nelle differenti bande di frequenza. I grandi terremoti lontani possono produrre ampiezze spettrali superiori ai livelli di rumore ambientale soprattutto nella banda di frequenze  $< 1$  Hz, essendo dominati da onde di superficie con periodo  $> 10$  s (frequenze  $< 0.1$  Hz), mentre i piccoli eventi dominano la banda dei corti periodi, a frequenze  $> 1$  Hz. I terremoti appaiono usualmente nei PDF come un segnale a bassa probabilità rispetto alla finestra di osservazione lunga, quindi con colore rosa chiaro nelle rappresentazioni grafiche.

In Figura 7 è riportata la PDF per la stazione OL01, componente orizzontale HHE, costruita utilizzando le 95 PSD di dati registrati tra il 4 e il 5 maggio 2018. Il 4 maggio alle 22:32:56 si è verificato un terremoto Mw6.9 alle Hawaii e il 5 maggio alle 06:19:04 un evento Mw6.1 ha colpito le Filippine. È del tutto evidente (tracce color rosa) come questi terremoti si manifestino con livelli di segnale al di sopra del New High Noise Model (NHNM) nella banda dei lunghi periodi ( $T > 10$  s, o  $f < 0.1$  Hz).

In Figura 8 è riportata la PDF per la stazione OL01, componente HHZ, costruita utilizzando le 47 PSD di dati registrati 23 maggio 2017. In questa data alle 04:16 si è verificato un evento di ML1.9 in località Cernusco sul Naviglio (MI), secondo le rilevazioni della Rete Sismica Nazionale, che è stato ben registrato dalla RMCL e di cui si parlerà in seguito. In questo caso si può osservare come la banda dello spettro interessata dall'evento sia quella dei corti periodi ( $T < 1$  s) che è la medesima in cui si manifesta il maggiore rumore antropico.

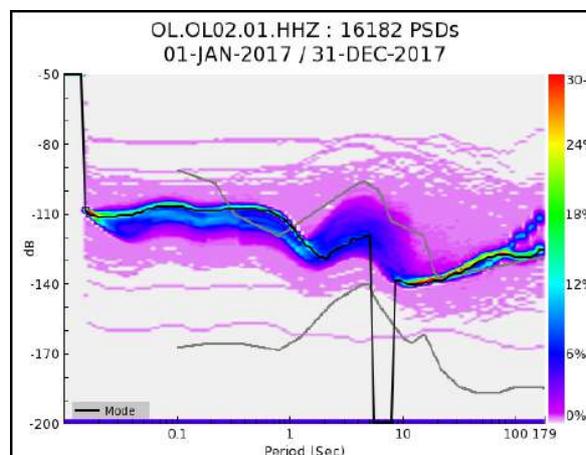


**Figura 7** – PDF per la stazione OL01, componente HHE, costruita utilizzando le 95 PSD di dati registrati tra il 4 e il 5 maggio 2018, periodo in cui si sono verificati due telesismi (Mw6.9 alle Hawaii, 22:32:56 e Mw6.1 nelle Filippine, 06:19:04). Questi fenomeni si manifestano con livelli di segnale superiore al NHNM per periodi superiori ai 10 s (curve rosa).



**Figura 8** – PDF per la stazione OL01, componente HHZ, costruita utilizzando le 47 PSD di dati registrati 23 maggio 2017. In questa data si è verificato un evento di MI1.9 alle 04:16 in località Gorgonzola (MI). In questo caso si può notare come la banda dello spettro interessata da livelli di rumore elevati sia quella con periodi inferiori a 1 s.

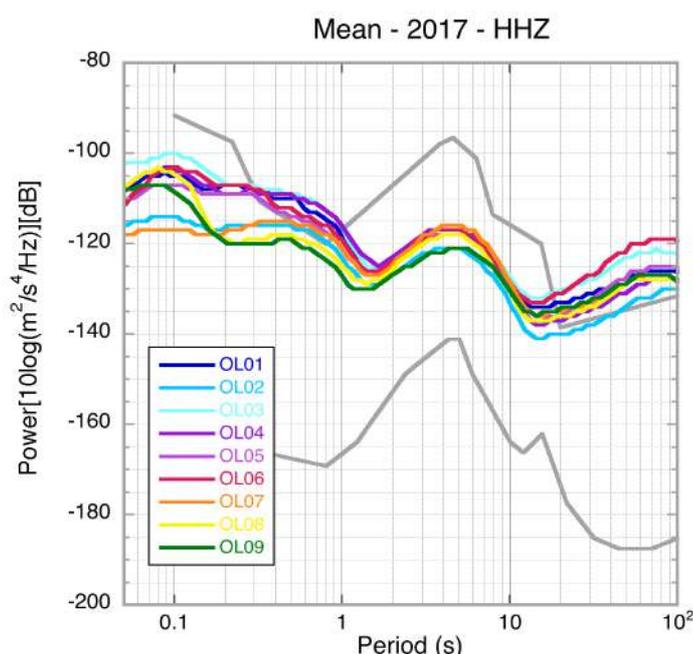
**Artefatti di sistema** – Dato che il segnale viene elaborato integralmente, si possono riscontrare nei PDF degli artefatti dovuti a svariati tipi di anomalie di funzionamento, come lacune nei dati e difetti dei sensori. Dunque i grafici PDF possono essere molto utili per controllare la qualità dei dati acquisiti dalla rete, il suo stato di funzionamento, e individuare diversi artefatti di rumore coerenti ad alta potenza e bassa probabilità. Ad esempio, nei PDF sono facilmente identificabili le lacune nei dati dovute all'interruzione delle telecomunicazioni (Figura 9) e i rilevatori di massa automatici, necessari per correggere la "deriva" nella posizione della massa del sensore.



**Figura 9** - PDF per la stazione OL02, componente HHZ, costruita utilizzando 16182 PSD dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017.

### 1.3.4 Analisi del segnale dell'anno 2017

In Figura 10 sono poste a confronto le medie delle PDF relative all'anno 2017 stimate per le 9 stazioni della RMCL, per la componente HHZ. Si riconosce chiaramente che tutti i siti soffrono della presenza di un elevato livello di rumore ambientale sia nella banda dei corti periodi compresa tra 0.3-1.0 s, corrispondente alla banda dei terremoti deboli, che in quella dei lunghi periodi  $> 15$  s, corrispondente alla banda dei telesismi. Nella banda dei corti periodi, in particolare, la PDF media assume valori compresi tra -120 dB e -110 dB. In base alle valutazioni fatte da Franceschina et al. (2015) in un recente studio, sembrerebbe ragionevole pensare che la RMCL possa rilevare terremoti superficiali (a profondità inferiore di 4-5 km) con magnitudo ML minima compresa tra 0.2 e 0.5.



**Figura 10** – PDF medie per l'anno 2017 relative alle 9 stazioni della RMCL. È mostrata la componente verticale HHZ.

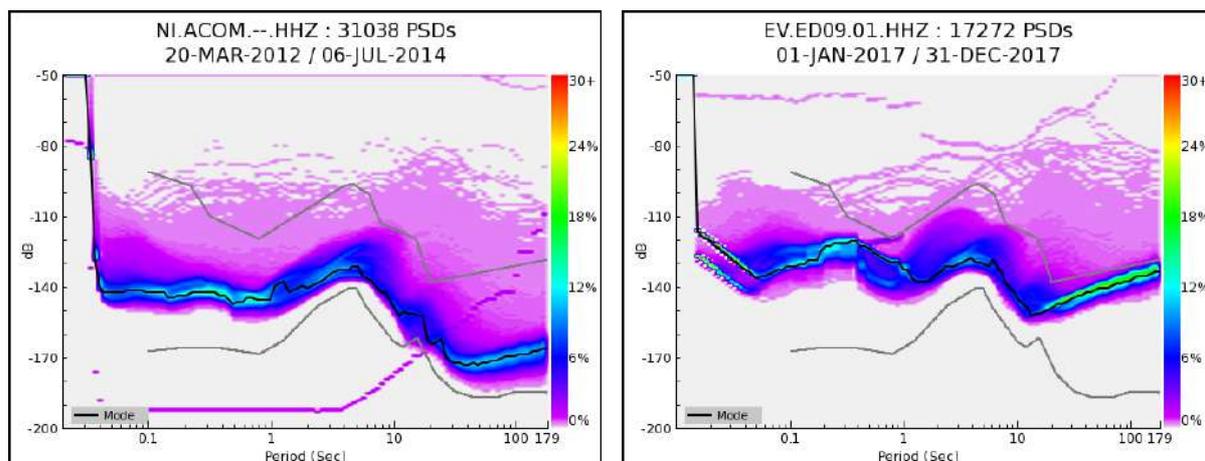
Dalla Figura 10 si riconosce, inoltre, che le stazioni migliori dal punto di vista della rumorosità sismica sono le stazioni OL02, OL07 e OL08; per queste le PDF hanno valori inferiori a -118 db su quasi tutta la banda.

Mostriamo infine in Figura 11, a puro titolo di confronto, le PDF stimate per due stazioni appartenenti a due reti permanenti gestite dall'OGS, rispettivamente la stazione ACOM (Monte Acomizza) appartenente alla Rete Sismica dell'Italia Nord-Orientale (rete OX) e la stazione ED09 (Susegana) appartenente alla Rete Sismica di Collalto.

La stazione di Acomizza è una stazione appartenente alla rete di monitoraggio sismico

dell'Italia nord-orientale. Nella scelta del sito si è cercato di trovare un luogo caratterizzati da basso rumore di fondo. La stazione è installata in montagna, all'interno di un bunker di guerra; l'ottima qualità della stazione è chiaramente riconoscibile dal livello molto basso ( $< -130$  dB) della moda delle PDF del segnale registrato.

La stazione ED09 appartiene alla Rete Sismica di Collalto, che è la rete dedicata al monitoraggio sismico dell'impianto di stoccaggio di gas effettuato da Edison Stoccaggio nell'area della pedemontana veneta (Priolo et al, 2015b). Analogamente alla RMCL la Rete di Collalto è stata costruita in un'area antropizzata e la scelta dei siti delle stazioni è stata vincolata dalla posizione dell'area corrispondente al serbatoio naturali e limitata da numerosi fattori. ED09 è realizzata in una località relativamente antropizzata, e risulta essere una stazione di media qualità; nella banda di periodi medio-corti il livello della PDF è compreso tra  $-120$  dB e  $-130$  dB. Va tuttavia ricordato che la Rete Sismica di Collalto garantisce un livello di rilevazioni di terremoti con magnitudo di completezza prossimo a 0.



**Figura 11** – PDF per le stazioni ACOM (Monte Acomizza) della Rete dell'Italia Nord-Orientale gestita dall'OGS e ED09 della Rete Sismica di Collalto, gestita da OGS per conto di Edison Stoccaggio. In entrambi i casi è mostrata la componente verticale HHZ.



## 1.4 Calibrazione delle procedure di analisi

Nel presente capitolo verranno discussi due punti cardine nella calibrazione delle procedure di analisi della sismicità rilevata dalla RMCL, quali il modello di velocità nelle procedure di localizzazione e le modalità di calcolo della magnitudo.

### 1.4.1 Il modello di velocità

La Pianura Padana può essere definita come un bacino di avanfossa, formatosi a partire dal Cretaceo per subduzione della microplacca padano-adriatica, dovuta alla progressiva migrazione della placca africana verso quella europea (Channell et al., 1979; Pieri & Groppi, 1981; Dercourt et al., 1986). Essa è caratterizzata da una spessa coltre di sedimenti alluvionali, che può avere uno spessore di parecchie centinaia di metri, depositi dal Fiume Po e dai suoi affluenti provenienti dal versante meridionale alpino e da quello settentrionale appenninico. A causa della diversa provenienza di questi depositi i due lati della valle, rispettivamente settentrionale e meridionale, sono caratterizzati da una diversa composizione dei sedimenti. Ulteriori considerazioni di carattere sismotettonico e sismologico sono svolte nel successivo Capitolo 1.5.

Lo stoccaggio di Cornegliano Laudense si trova al centro della Pianura Padana, in un'area che non può essere rappresentata da un modello crostale classico, come quello utilizzato per le localizzazioni sia dalla RSNC sia dalle reti regionali, come quelle gestite dall'OGS nell'Italia Nord-Orientale o dall'Università di Genova nell'Italia Nord-Occidentale. Il serbatoio si colloca all'interno di un anticlinale alla profondità di circa 1300-1400 m. La roccia serbatoio è costituita dalla formazione delle sabbie di Caviaga (Pliocene), mentre la roccia che sigilla la struttura è costituita dalle argille del Santerno (Pleistocene inferiore).

È dunque evidente che un unico modello monodimensionale non può rappresentare contemporaneamente l'area centrale della Pianura Padana e le aree ai suoi margini o appartenenti alla catena appenninica o alpina. D'altra parte, la scelta di un unico modello è imposta dai metodi di localizzazione classici che rappresentano il primo passo di analisi sismologica fintanto che non si disponga di un *dataset* di osservazioni sufficientemente ricco; ciò è anche suggerito dagli Indirizzi e Linee Guida per i monitoraggi (MiSE-UNMIG, 2014). Dovendo quindi operare una scelta tra due

possibilità, ovvero tra quella di un modello rappresentativo di un'area ristretta nella quale si trova lo stoccaggio e quella di un modello rappresentativo della struttura crostale classica, per l'analisi dei dati della RMCL è stata scelta la prima opzione.

I criteri scelti per la prima fase di analisi degli eventi rilevati dalla rete sono i seguenti:

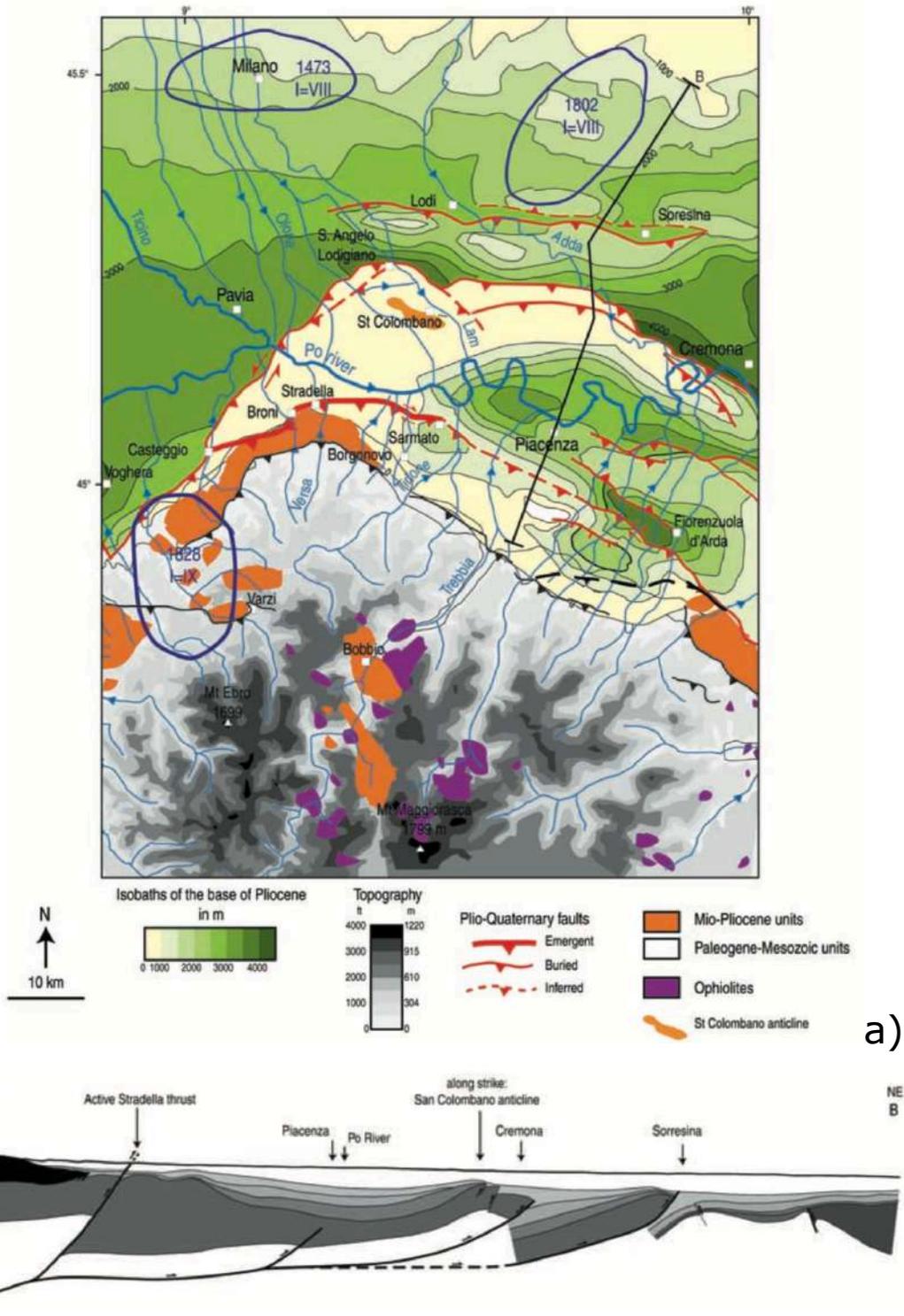
1. il modello 1D rappresenterà la struttura sottostante ai domini di rilevazione (Figura 1);
2. le localizzazioni e la stima della magnitudo della RMCL varranno per l'area del Dominio Esteso di rilevazione, eventualmente con un ulteriore margine di alcuni chilometri fino a comprendere l'Area Esterna.

Ciò detto passiamo alla definizione del modello. La Figura 12 è tratta dal lavoro di Benedetti et al. (2003). Nella mappa sismotettonica dell'area compresa tra Pavia e Piacenza (Figura 12a) si riconoscono, oltre ai principali sistemi di faglie, le anticlinali sepolte a sud di Lodi e la profondità della base del Pliocene, che definisce lo spessore della copertura sedimentaria più recente, Pleistocenica o Quaternaria. Questo spessore varia tra circa 1500-4000 m nell'area di interesse. La Figura 12b mostra la sezione geologica-strutturale trasversale alla Pianura corrispondente alla linea A-B, posta alcuni chilometri a Est di Cornegliano Laudense e orientata approssimativamente Nord-Sud. Si riconoscono al centro le anticlinali, qui sepolte, di San Colombano e Soresina, la seconda delle quali corrisponde alla struttura che prosegue per alcuni chilometri a Ovest fino a Cornegliano Laudense e Lodivecchia. Dalla sezione si vede anche che lo spessore della copertura del Quaternario, o comunque delle formazioni meno rigide, può essere mediamente stimato in circa 3000 m.

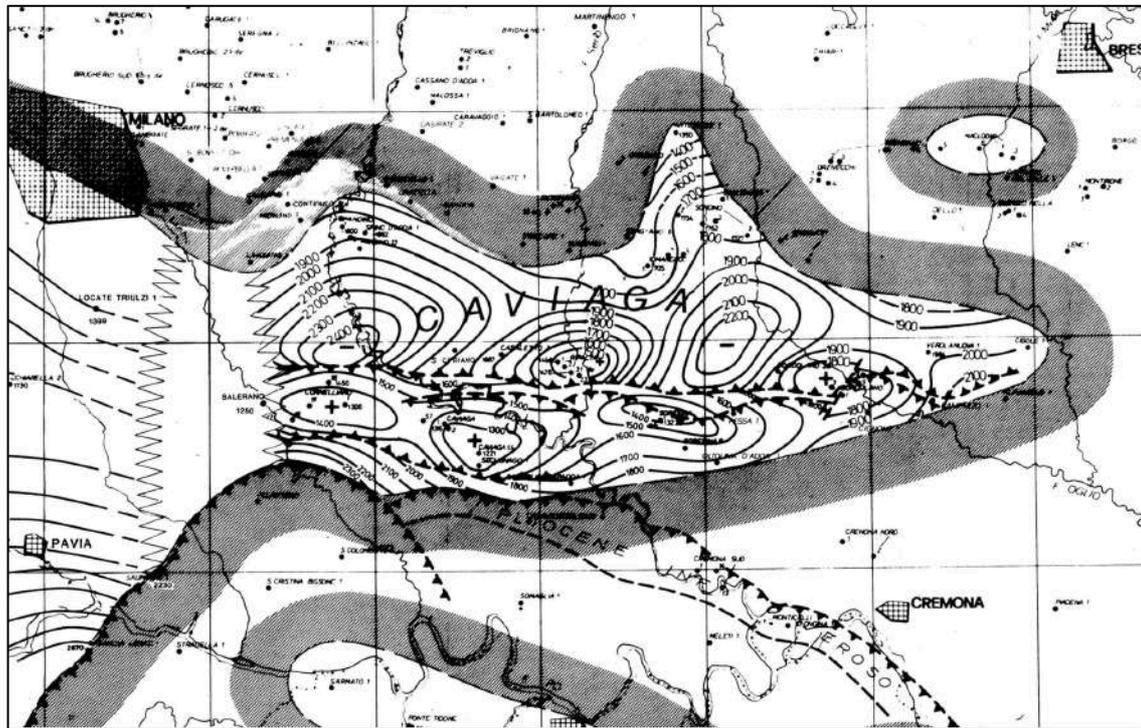
Una situazione analoga a quella precedentemente descritta è quella data dalla mappa delle isobate del tetto della formazione delle Sabbie di Caviaga fatta dall'AGIP (AGIP, anno ignoto) e il cui accesso è disponibile presso il sito MiSE-UNMIG (Figura 13).

Una indicazione molto precisa circa la distribuzione con la profondità delle velocità di propagazione delle onde sismiche  $V_p$  e del rapporto  $V_p/V_s$  al di sopra del serbatoio è data dalla Figura 14, fornita da Ital Gas Storage. Si riconosce che  $V_p$  aumenta con la profondità con un gradiente alquanto uniforme da circa 1800 m/s a 300 m di profondità a quasi 3000 m/s a 1400 m di profondità.

Indicazioni utili per definire la parte più profonda del modello provengono dallo studio di Lavecchia et al. (2015), dove vengono confrontati vari modelli 1D in base alla statistica sui residui ottenuti localizzando gli eventi della sequenza dell'Emilia 2012. Gli autori mostrano che, tra sei modelli considerati, il loro modello denominato F è quello che restituisce i residui minori; questo è caratterizzato da un primo strato superficiale di 1 km di spessore con una velocità  $V_p$  pari a 2.0 km/s.



**Figura 12** – a) Mappa sismotettonica dell'area Pavia-Piacenza tratta da Benedetti et al. (2003). Sono indicati, poiché di interesse per il presente studio: le isobate della base del Pliocene (in toni di verde), i principali sistemi di faglie e la posizione della sezione geologico-strutturale A-B trasversale alla Pianura Padana alcuni chilometri a Est dell'area relativa a questo studio, raffigurata nel pannello b.

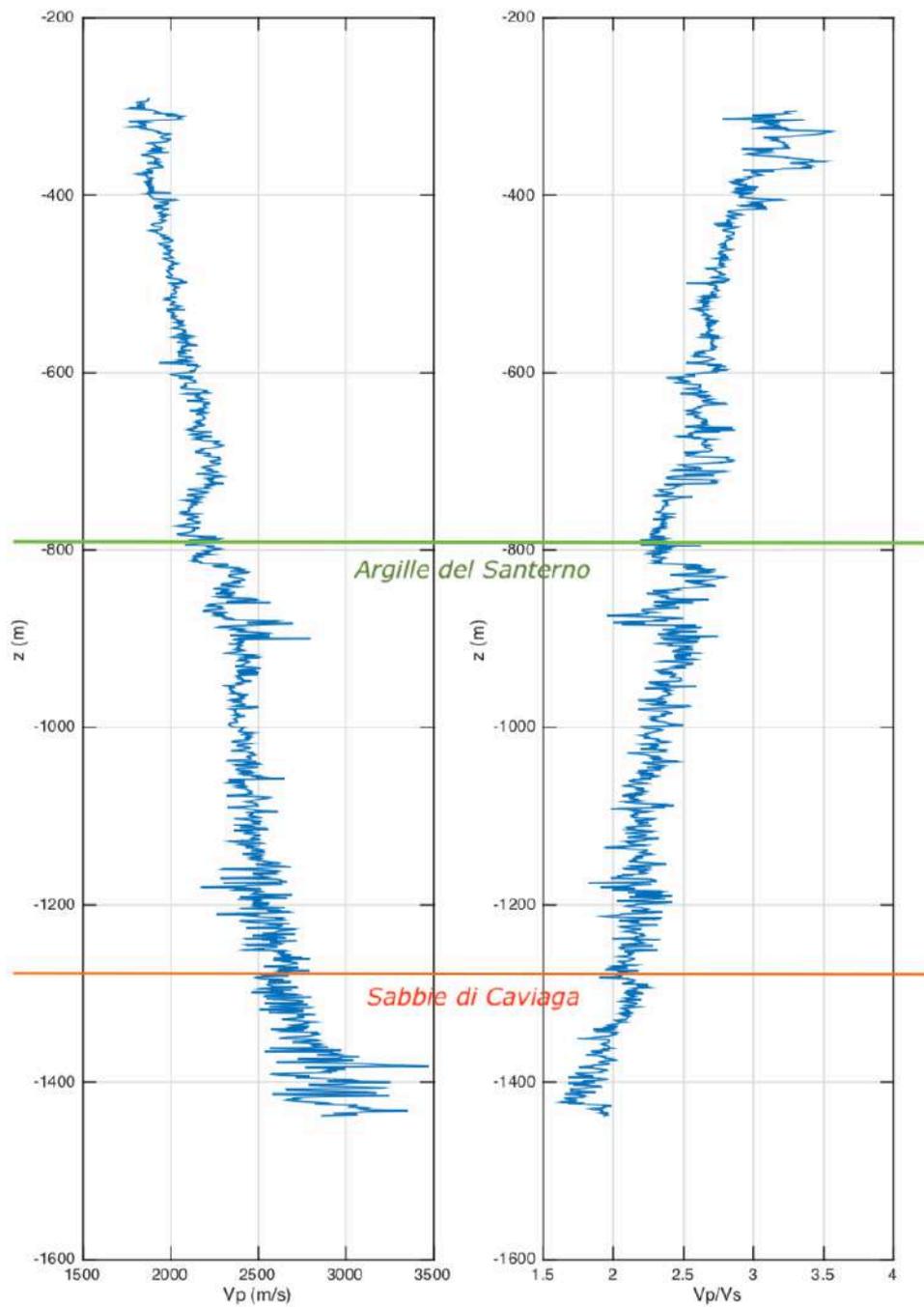


**Figura 13** – Estratto dalla mappa delle isobate del tetto delle formazioni degli strati di Caviaga – sabbie di Desana – sabbie di Maniago (AGIP, anno ignoto).

Appare dunque ragionevole assumere come modello 1D, un primo strato superficiale che rappresenta la copertura sopra il serbatoio, definito in base alla Figura 14 da uno spessore di 1400 m, una velocità media  $V_p$  di 2350 m/s e un rapporto  $V_p/V_s$  pari a 2.38. Questi valori sono stati stimati considerando una variazione lineare di  $V_p$  e  $V_p/V_s$  nei primi 1400 m di profondità e calcolando i tempi di percorrenza teorici delle onde P ed S. Da ciò è possibile stimare una velocità  $V_p$  media ed un rapporto  $V_p/V_s$  medio per il primo strato<sup>1</sup>. Più in profondità il modello prosegue con la struttura data da Lavecchia et al. (2015). Il modello così ottenuto è riassunto in Tabella 4. Si noti che l'ultima colonna mostra il valore costante di  $V_p/V_s$  scelto per il modello utilizzato con il codice Hypo 71. Questo valore è stato stimato in maniera analoga a quanto fatto per il valore  $V_p/V_s$  nel primo spessore del modello Hypoellipse (vedi nota<sup>1</sup>). Si ricorda, in proposito, che le localizzazioni finali sono quelle ottenute con Hypoellipse.

<sup>1</sup> Dalla Figura 14 assumiamo che la velocità  $V_p$  e il rapporto  $V_p/V_s$  variano in maniera lineare con la profondità secondo le relazioni:  $V_p(z)=1800+0.857z$ ,  $V_p(z)/V_s(z)=3.3+1.036z$ . Da esse si deduce la relazione che lega  $V_s$  a  $z$ :  $V_s(z)=545.5+0.769z$ .

Integrando queste funzioni sullo spessore del primo strato (tra  $z=0\text{m}$  e  $z=1400\text{m}$ ) è possibile calcolare rispettivamente il tempo di percorrenza delle onde P ( $t_p=0.596\text{s}$ ) ed S ( $t_s=1.417$ ). Da questi valori è possibile ottenere una  $V_p$  (2.35 km/s), una  $V_s$  (0.99 km/s) e il rapporto  $V_p/V_s$  (2.38) medi da associare al primo strato del modello 1D.



**Figura 14** – Valori di  $V_p$  e  $V_p/V_s$  al variare della profondità derivanti da indagini di pozzo (pozzo denominato A01), forniti da Ital Gas Storage.

	Vp (km/s)	Profondità (km)	Vp/Vs [Hypoellipse]	Vp/Vs [Hypo 71]
1	2.35	0.0-1.4	2.38	1.93
2	3.5	1.4-3.0	1.85	1.93
3	5.0	3.0-6.0	1.78	1.93
4	6.0	6.0-12.0	1.78	1.93
5	6.7	12.0-35.0	1.78	1.93
6	7.5	> 35.0	1.78	1.93

**Tabella 4** – Modello 1D definito in questo studio per le localizzazioni dei terremoti. Le due colonne a destra mostrano i valori del parametro Vp/Vs per i due differenti metodi di localizzazione usati, rispettivamente Hypoellipse e Hypo71. Si ricorda che il codice Hypo71 viene usato per la fase intermedia di elaborazione, e che le soluzioni finali sono quelle ottenute con il codice Hypoellipse.

## 1.4.2 Il calcolo della magnitudo

La magnitudo locale (ML, anche nota come magnitudo Richter) è ottenuta misurando la massima ampiezza di una registrazione effettuata utilizzando un sismometro a torsione di Wood-Anderson. La scala di magnitudo ML tende alla saturazione per magnitudo elevate (attorno a 6.0-6.5). Con le registrazioni effettuate dalle moderne strumentazioni digitali le magnitudo locali vengono ricavate tramite la simulazione numerica di un Wood-Anderson.

La formula originale di calcolo della magnitudo è:

$$ML = \text{Log } A - \text{Log } A_0(r) + S$$

dove A rappresenta l'ampiezza (massima delle due componenti orizzontali) registrata (ovvero simulata) dal sismografo Wood-Anderson, la relazione  $A_0(r)$  rappresenta l'attenuazione dell'ampiezza con la distanza, e S rappresenta il coefficiente di correzione per la risposta di sito. La magnitudo ML di rete è definita come la mediana dei valori di magnitudo calcolati singolarmente per ogni stazione. La relazione  $A_0(r)$  è stimata empiricamente e costituisce la "calibrazione" di ML per una data area geografica. Nella formulazione originaria, Richter (1935) ha stimato  $A_0(r)$  per la California meridionale.

Per la RMCL, il calcolo della magnitudo viene effettuato utilizzando la legge di attenuazione sviluppata da Bragato e Tento (2005), che è una relazione basata su un ampio dataset di osservazioni dell'Italia Nord-Orientale. Rispetto alla formula originale di Richter, essa si caratterizza per una maggiore attenuazione delle ampiezze al di sotto dei 100 km di distanza, e si presta meglio a rappresentare

l'attenuazione dovuta ai sedimenti della Pianura Padana per le stazioni della RMCL. Inoltre, la formula è calibrata per la distanza ipocentrale di 17 km, anziché per i 100 km della formula originale, in accordo a quanto dimostrato da Hutton and Boore (1987), distanza che si presta molto meglio alla stima della magnitudo per i terremoti locali. La formula di calcolo utilizzata (per ogni stazione) è dunque la seguente:

$$ML = -21.2504 + \text{Log} (A) - 1.13199 \text{Log} A_0(r) + \\ + 307.382 \text{Log} (r * 1.64643e-5 + 1.17965) + S$$

dove S è il coefficiente specifico di stazione. Nel caso della RMCL esso è posto per il momento a 0, dato che si dispone di un numero non ancora sufficiente di osservazioni per la sua calibrazione.

Infine, per calcolare ML della RMCL vengono utilizzate esclusivamente le 9 stazioni OL (Tabella 1) e le 8 stazioni della RSNC usate a integrazione (Tabella 3).

Per verificare che il calcolo della magnitudo adottato sia affidabile, sarebbe necessario confrontare le stime fornite dalle procedure sviluppate per la RMCL per alcuni eventi di riferimento con quelle stimate indipendentemente da altre reti (es.: eventi rilevati dalla RSNC o da Reti Regionali). Dato che la RMCL è focalizzata in un'area ristretta intorno allo stoccaggio, gli eventi di riferimento dovrebbero essere locali. Purtroppo, come vedremo meglio nel seguito, vi è un solo evento con epicentro entro 30 km dalla rete rilevato dalla RSNC da quando essa è operativa, cioè dal 1/1/2017. Si sono dunque considerati anche alcuni eventi avvenuti a distanza sub-regionale in area appenninica e alpina.

La Tabella 5 e la Figura 15 mostrano rispettivamente una lista e una mappa degli eventi considerati. Tra i parametri mostrati in Tabella 5 ci sono sia le magnitudo stimate dalla RSNC, assunte come riferimento, sia quelle stimate dalla RMCL. Si vede che per gli eventi di riferimento n. 1, 3 e 4 le procedure adottate forniscono una stima

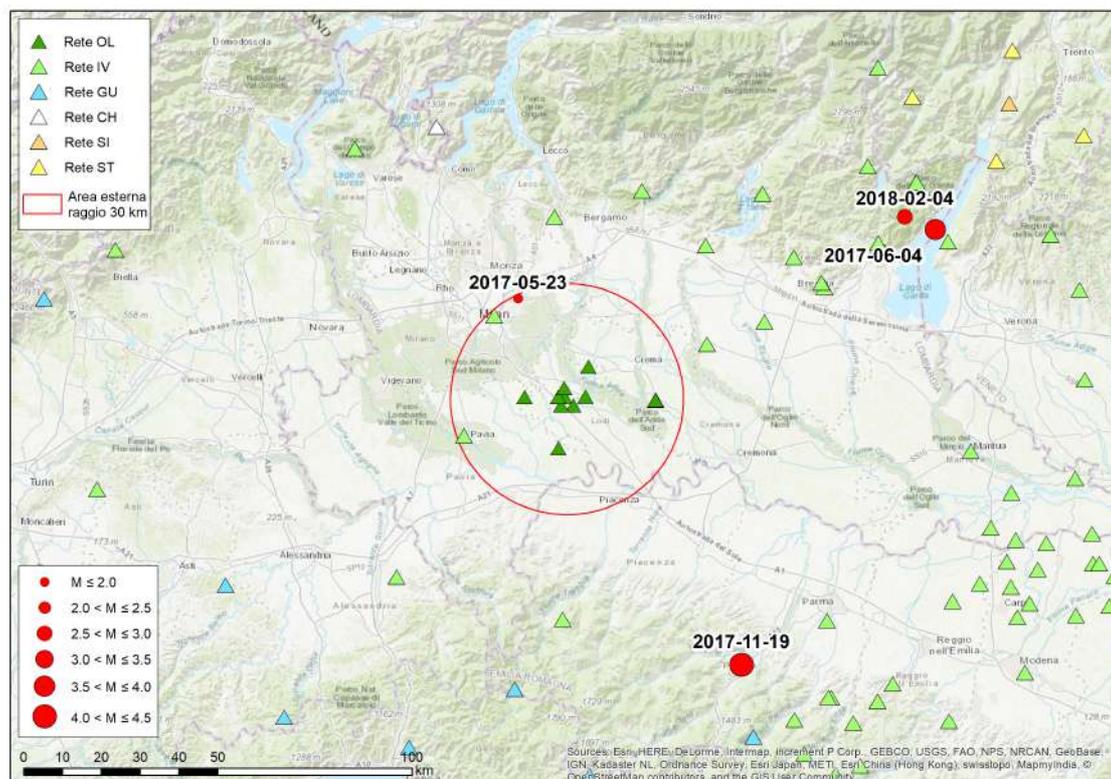
N	Data e ora	Località	LAT	LON	Prof (km)	M <sub>RSNC</sub>	ML <sub>RMCL</sub>
1	2017-05-23 04:16:32.09	Cernusco sul Naviglio (MI)	45.52	9.31	45.0	ML 1.9	1.9
2	2017-06-04 18:00:56.89	Gargnano (BS)	45.67	10.69	8.2	ML 3.6	2.7
3	2017-11-19 12:37:44.70	Varano de' Melegari (PR)	44.66	10.03	22.4	Mw 4.4	4.7
4	2018-02-04 18:57:43.00	Gargnano (BS)	45.70	10.59	11.0	ML 2.7	2.7

**Tabella 5** – Parametri degli eventi considerati per la calibrazione della magnitudo locale della RMCL (ML<sub>RMCL</sub>). I parametri di localizzazione e della magnitudo stimata dalla RSNC (M<sub>RSNC</sub>) sono tratti dal sito INGV della RSNC (<http://cnt.rm.ingv.it/events>). N rappresenta il numero sequenziale di evento assegnato in questo rapporto. Si noti che la RSNC fornisce la magnitudo locale ML per gli eventi n. 1, 2 e 4, e la magnitudo momento Mw per l'evento n. 4.

consistente della magnitudo con quella della RSNC. In particolare, per l'evento n. 3 si noti che la RSNC fornisce la stima di magnitudo momento  $M_w$ , che è noto essere in genere inferiore alla ML (es:  $M_w = ML - 0.3$  per eventi con  $ML > 4$ ; Goertz-Allmann et al., 2011). Per l'evento n. 2 invece la magnitudo stimata dalla RMCL è di quasi un grado inferiore a quella data dalla RSNC. Saranno dunque necessari ulteriori approfondimenti per confermare la robustezza delle stime.

Si sottolinea però che queste stime si basano principalmente sui dati delle stazioni della sola RMCL. Inoltre, mentre per gli eventi più distanti sono state adottate unicamente le localizzazioni della RSNC, per quello n. 4 di Cernusco sul Naviglio (MI), che si colloca al bordo dell'Area Esterna di rilevazione della RMCL, è stata assunta per il calcolo della  $ML_{RMCL}$  la localizzazione ottenuta dalla RMCL (cfr. successivo Capitolo 1.5), che è molto simile a quella della RSNC. È però importante sottolineare ulteriormente che per l'unico evento per cui è attualmente possibile effettuare un confronto diretto, la procedura di stima della magnitudo adottata per la RMCL risulta efficace nell'Area Esterna di rilevazione.

Infine, in Figura 16 mostriamo alcuni esempi delle forme d'onda registrate dalla RMCL, anche a confronto con quelle registrate dalle altre stazioni che integrano la rete.

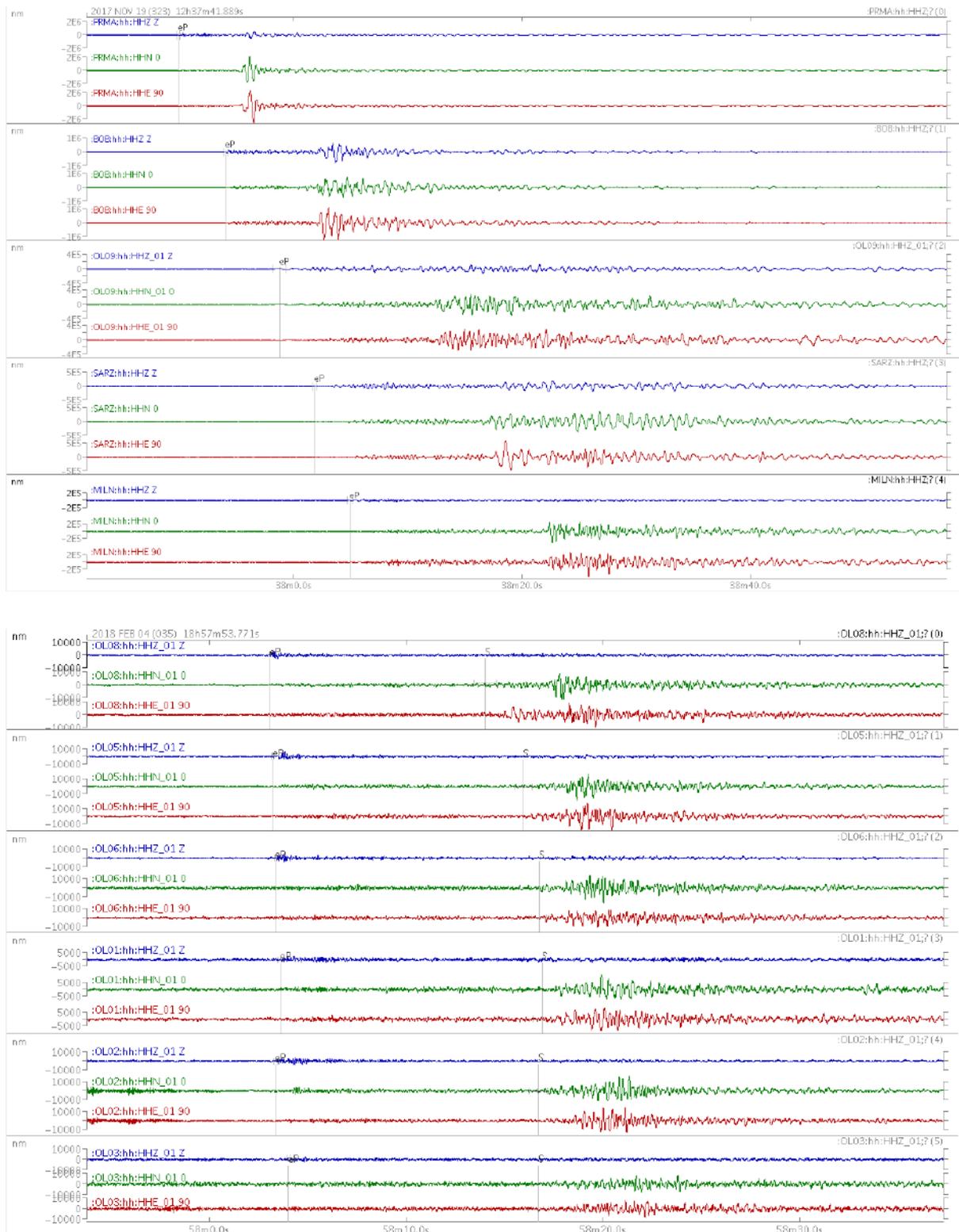


**Figura 15** – Eventi considerati per la calibrazione della magnitudo locale. I parametri degli eventi sono riassunti in Tabella 5.



Il pannello in alto si riferisce all'evento n. 3 di Tabella 5, dell'Appennino parmense, che è l'evento più forte tra quelli considerati. Nella figura si mostrano le forme d'onda registrate dalle stazioni della RSNC che integrano la RMCL (rispettivamente PRMA, BOB, SARZ e MILN) e quelle registrate dalla stazione OL09. L'ordine, dall'alto in basso, con cui sono visualizzate le forme d'onda corrisponde a distanze crescenti delle stazioni dalla sorgente. Si riconosce chiaramente la forma impulsiva del segnale nella stazione più vicina (PRMA) e la progressiva dispersione del segnale all'aumentare della distanza. La stazione OL09, che si trova a circa 90 km dall'evento registra un segnale sufficientemente chiaro e pulito.

Il pannello in basso si riferisce all'evento n. 4, avvenuto in zona Garda, che è molto più debole del precedente. Sono mostrate solo le registrazioni delle stazioni della RMCL, e le fasi dell'evento sono ben visibili, malgrado si tratti di un evento piuttosto debole. Nonostante l'interdistanza delle stazioni sia molto minore della distanza epicentrale, si rileva una diversità nelle forme d'onda tra le stazioni, dovuta a eterogeneità esistenti nella struttura crostale superficiale.



**Figura 16** – Forme d’onda registrate per due degli eventi regionali riportati in Tabella 5, rispettivamente n. 3 (in alto) e 4 (in basso). Per quello in alto sono mostrate, nell’ordine dall’alto in basso, le stazioni di PRMA, BOB, OL09, SARZ e MILN (cfr. Tabelle 1 e 2). Per quello in basso solo le stazioni della RMCL, nell’ordine OL08, OL05, OL06, OL01, OL02 e OL03.



## 1.5 Analisi della sismicità naturale di fondo (analisi del "bianco")

In questo capitolo viene descritta la sismicità naturale di fondo che caratterizza l'area in cui si trova il serbatoio di Cornegliano Laudense. Il capitolo è strutturato nel modo seguente. Viene dapprima fornito un inquadramento sismologico generale, e descritta la sismicità storica dell'area. Successivamente viene descritta la sismicità strumentale, desunta dai cataloghi disponibili. Viene poi mostrata la sismicità rilevata dalla RMCL nel periodo che va dall'inizio di operatività della rete (1/1/2017) fino al 31/10/2018, e questa viene confrontata e discussa in dettaglio con quella rilevata nello stesso periodo dalla RSNC

### 1.5.1 Inquadramento sismotettonico

La Pianura Padana, come già precisato, è un bacino di avana fossa, formatosi a partire dal Cretaceo per la collisione e parziale subduzione della microplacca padano-adriatica durante la migrazione relativa della placca africana verso quella euro-asiatica. La spessa coltre di sedimenti alluvionali depositi dal Fiume Po e dai suoi affluenti, provenienti dai rilievi del sistema alpino a nord, e da quelli appenninici a sud, ha uno spessore notevole che può raggiungere nei punti più profondi svariate centinaia di metri (maggiori dettagli al Capitolo 1.4.1). Al di sotto dei depositi alluvionali, la base della Pianura Padana rappresenta la zona di raccordo tra i *thrust* delle Alpi Meridionali, collocati a nord e vergenti verso sud, e quelli dell'Appennino Settentrionale, collocati a Sud e vergenti verso Nord. Il profilo geologico-strutturale crostale mostrato in Figura 17A, orientato NNE-SSO circa lungo la direttrice Bergamo-Tortona rappresenta chiaramente detto assetto.

I due fronti deformativi convergono l'uno verso l'altro in direzione circa N-S con una velocità relativa media stimata in 0.5-1.0 mm/anno (Serpelloni et al., 2005), provocando il raccorciamento trasversale della Pianura Padana, e, parzialmente, l'approfondimento del bacino. Essendo coinvolta nella deformazione solo marginalmente, la Pianura Padana è fra le aree sismicamente meno attive dell'Italia settentrionale, come peraltro indicato nelle elaborazioni di pericolosità sismica per la normativa (Gruppo di Lavoro MPS, 2004).

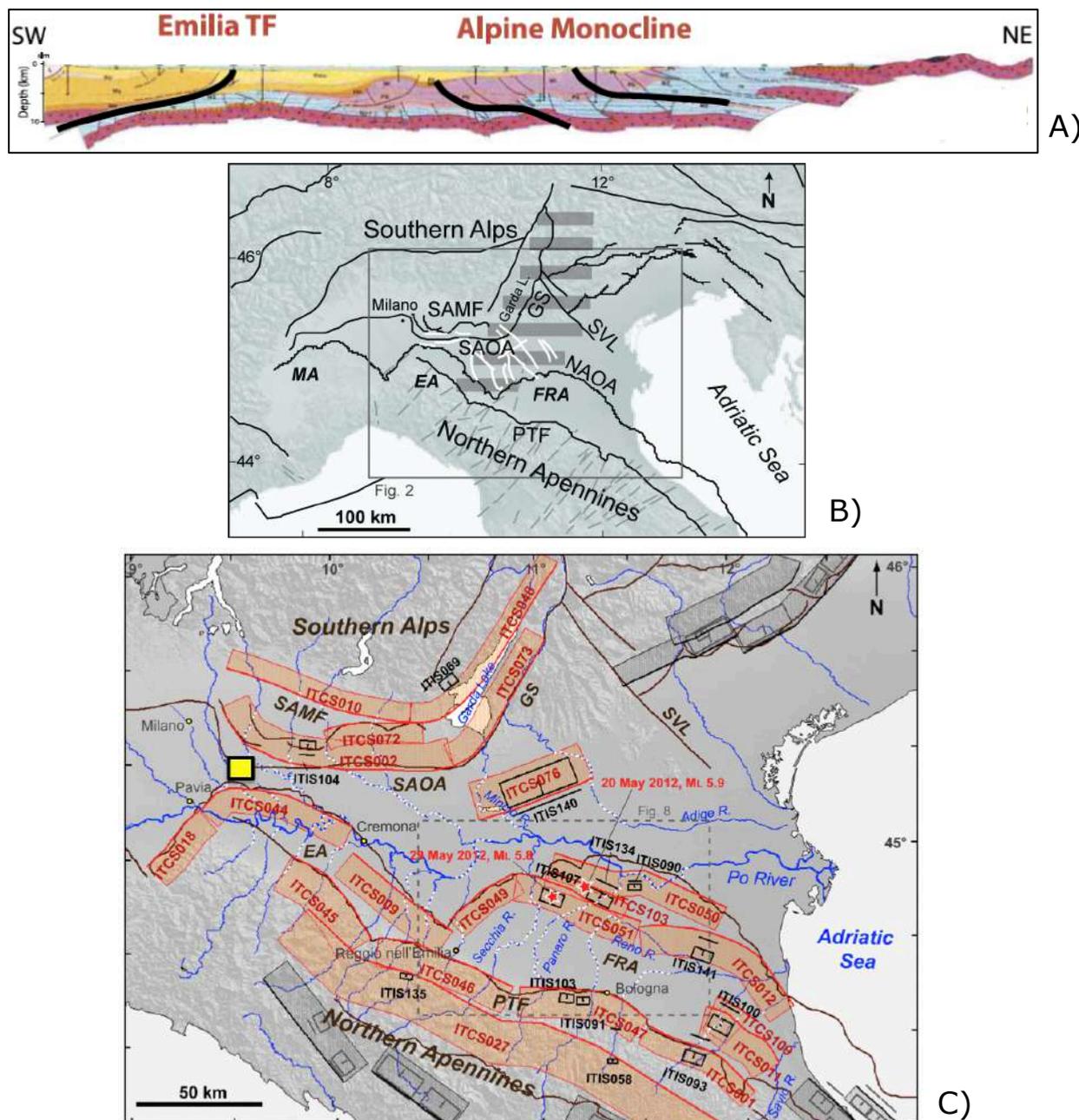
Al di sotto dei sedimenti della Pianura Padana esistono comunque strutture tettoniche attive e capaci di generare terremoti. In profondità il raccorciamento si manifesta

mediante sforzi compressivi che generano faglie inverse, localizzate sia al piede delle Alpi Meridionali, sia al piede dell'Appennino Settentrionale. Nella quasi totalità dei casi, le faglie della Pianura Padana sono cieche, cioè non affiorano in superficie, e quindi non sono identificabili da rilevamenti geologici-geomorfologici tradizionali.

La Figura 17 mostra anche l'assetto strutturale semplificato dell'Italia Settentrionale, e della Pianura Padana, con una rappresentazione schematica delle sorgenti sismogeniche identificate per l'area, come descritto e illustrato da Vannoli et al. (2014). Esse provengono dal Database delle Sorgenti Sismogeniche Italiane (DISS; Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2018), la più recente fonte italiana di informazioni relative alle sorgenti sismogeniche, ovvero ai sistemi di faglie in grado di generare terremoti.

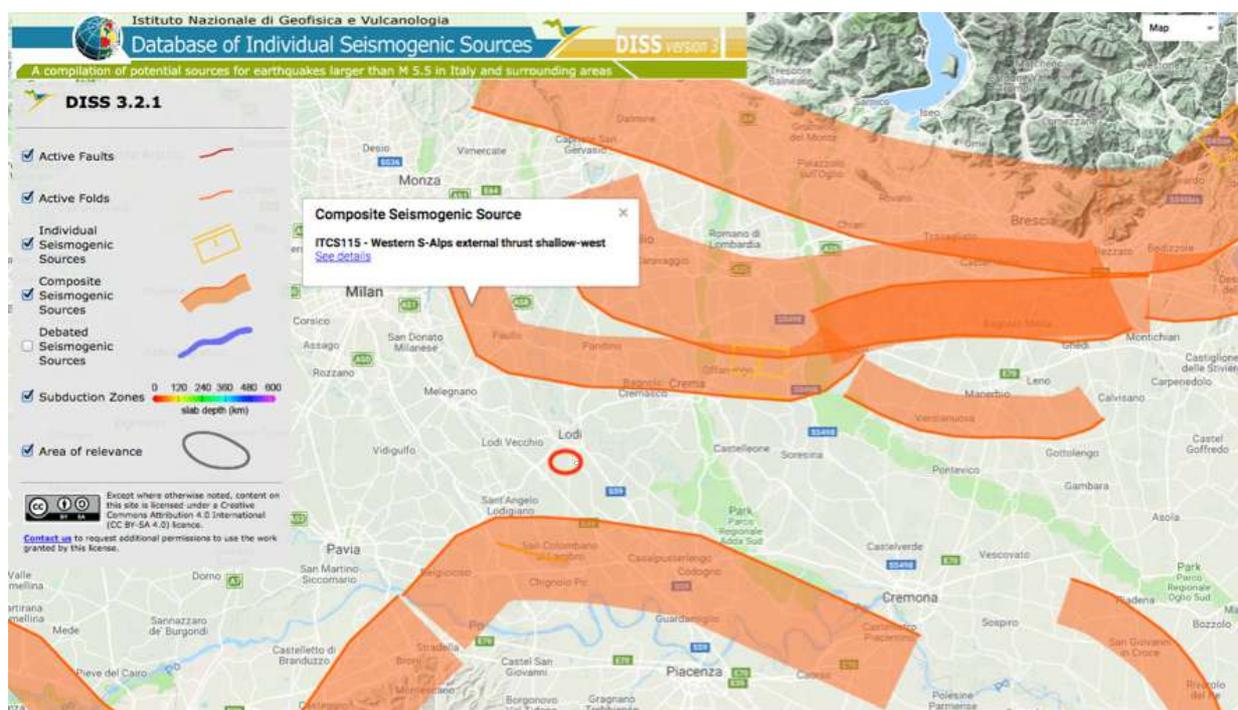
Nessuna delle sorgenti finora mappate nel Database, né quelle identificate come sorgenti individuali (ISS, ovvero segmenti di faglia specificatamente associati ad un evento sismico noto), né le cosiddette sorgenti composite (CSS, involuppo di elementi strutturali omogenei), interseca direttamente l'area del Iodigiano in cui ricade l'impianto di stoccaggio (Figura 18). Tuttavia, entro una distanza di circa 10-15 km dall'area studio si trovano a NE la sorgente composita ITCS115, appartenente al sistema dell'arco esterno delle Alpi Meridionali (SAOA), e a S la sorgente composita ITCS044, appartenente all'arco Emiliano. A nord, la sorgente ITCS115 (*Western S-Alps external thrust shallow-west*, definita recentemente grazie al progetto Europeo GeoMol (ISPRA, 2015) - <http://www.geomol.eu/>) rappresenta il livello di scollamento (detachment) più superficiale entro la successione stratigrafica delle Alpi Meridionali; esso è localizzato alla base dei depositi di avanfossa della cosiddetta Gonfolite lombarda (insieme di sedimenti di natura terrigena derivati dallo smantellamento della catena alpina, corrispondenti all'Oligocene e al Miocene Inferiore-Medio p.p.), che nell'area fra Milano e Mantova si rastremano verso oriente, seguendo la geometria del bacino che ha ospitato i sedimenti. La ITCS115 prevede il coinvolgimento di un limitato spessore crostale (2-6 km di profondità), con un potenziale sismogenico stimato da una magnitudo massima di  $M_w=6.0$ , e slip rate di 0.1-0.5 mm/anno, derivati indirettamente da considerazioni sismologiche e geodinamiche regionali. L'evento più forte dell'area (12/5/1802, Valle dell'Oglio,  $M_w=5.6$ ) viene rappresentato dalla sorgente individuale ITIS104 (Figure 17 e 18), nella fascia di sovrapposizione fra le sorgenti ITCS115 e ITCS002.

A sud, la sorgente ITCS044 (*Portalbera-Cremona*), fra le valli del Ticino e dell'Adda, appartiene al fronte esterno dell'Appennino Settentrionale. Il terremoto massimo potenziale per questa struttura composita è stimato pari a  $M_w=5.5$ , i tassi di deformazione derivati da informazioni geologiche (Maesano et al., 2015) sono inferiori rispetto al fronte alpino (circa 0.5 mm/anno).



**Figura 17** - Sezione e mappa strutturale semplificata della Pianura Padana. A) profilo geologico crostale (vedasi Caciagli et al., 2015, tratta da Cassano et al., 1986): in nero spesso sono evidenziate le strutture principali, riprese nei quadri successivi. B) Mappa modificata da Vannoli et al., 2014; le linee nere indicano i principali elementi tettonici, le bianche sistemi faglie ereditate; le ombreggiature grigie orizzontali il dominio paleogeografico noto come Piattaforma di Trento. Le sigle indicano: SAMF: fronte montuoso delle Alpi Meridionali; SAOA: arco esterno delle Alpi Meridionali; GS: Sistema delle Giudicarie; SVL: Schio-Vicenza; NAOA: arco esterno dell'Appennino Settentrionale; PTF: fronte pedeappenninico; MA: arco del Monferrato; EA: arco Emiliano; FRA: arco Ferrarese-Romagnolo. C) Sorgenti Sismogenetiche Individuali (ISS) e Sorgenti Sismogenetiche Composite (CSS) della Pianura Padana (rappresentate rispettivamente con rettangoli neri e fasce rosse; per le definizioni si vedano Basili et al., 2008; DISS v. 3.2.1). Il rettangolo giallo indica l'area di interesse per il presente progetto. Sigle come in B).

I terremoti che storicamente hanno causato alcuni forti risentimenti nel Lodigiano, (pari circa al V-VI grado della scala macrosismica MCS, corrispondenti alla soglia del primo danneggiamento), come gli eventi del 1786 e 1951, non sono però rappresentati da specifiche sorgenti sismogeniche, in DISS. La zonazione utilizzata nell'elaborato di pericolosità sismica dell'attuale normativa involuppa le ITCS015 e IT044 rispettivamente nelle zone sorgenti 907 e 911 (vedasi MPS04, Stucchi et al., 2011), mentre gli eventi presumibilmente profondi il cui epicentro cade nei pressi di Lodi vengono assegnati alla sismicità di fondo, con tassi di sismicità molto bassi.



**Figura 18** – Mappa delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali del DISS v. 3.2.1 ad una scala di maggiore dettaglio per l'area che circonda il sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense (ovale rosso). Per ulteriori dettagli si faccia riferimento alla documentazione riportata nel Database.

## 1.5.2 Analisi critica della sismicità storica e strumentale

L'area è caratterizzata da sismicità da debole a moderata. Per ottenere un'immagine completa della sismicità dell'area sono stati utilizzati i seguenti cataloghi di rilievo nazionale:

- Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani – CPTI15 (Rovida et al., 2016), che fornisce dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima osservata  $\geq V$  (scala MCS, Mercalli-Cancani-Sieberg) o magnitudo  $\geq 4.0$  d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2014. Il catalogo parametrico è collegato al Database Macrosismico



Italiano - DBMI15 (Locati et al., 2016), archivio che raccoglie i dati di intensità macrosismica provenienti da diverse fonti, relativi a gran parte dei terremoti riportati in catalogo.

- Catalogo della Sismicità Italiana – CSI1.1 (Castello et al., 2006), che contiene i parametri dei terremoti strumentali dal 1981 al 2002. Il catalogo raccoglie i dati strumentali della Rete Sismica Nazionale e di altre reti locali e regionali gestite da altri enti, processati con criteri omogenei. E' stata successivamente rilasciata una nuova versione, che estende il periodo analizzato al 2009, con risultati per ammissione degli autori non ancora soddisfacenti.
- Bollettino Sismico Italiano - BSI (<http://cnt.rm.ingv.it/bsi>) che raccoglie i parametri dei terremoti registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV, dal 1985 fino ad oggi.

Per la sismicità strumentale sono stati inoltre considerati anche i bollettini sismici della Rete Sismica regionale dell'Italia Nord-Occidentale (RSNI), gestita dall'Università di Genova - DISTAV (<http://www.distav.unige.it/rsni/ITA/> e com. pers. Davide Scafidi), in quanto ritenuti – come descritto in seguito - la fonte più attendibile di informazioni microsismiche a partire dagli anni '80.

La Figura 19 mostra gli eventi di interesse estratti dai cataloghi sopracitati, listati in Appendice D. I terremoti sono stati selezionati in base ai seguenti criteri temporali: catalogo CPT15 fino al 1980 (simboli gialli in Figura 19), Catalogo della Sismicità Italiana dal 1981 al 1984 e Bollettino Sismico Italiano dal 1985 al 2018 (simboli neri), e bollettini RSNI dal 1980 al 2018 (simboli rosa).

Per quanto concerne l'Area Esterna, intesa come l'area di interesse di maggior estensione per questo progetto delimitata dal cerchio tratteggiato nero di 30 km di raggio di Figura 19, il catalogo dei terremoti riporta eventi nella pianura lombarda già a partire dal 1473. La magnitudo più elevata ( $M_w=5.6$ , stimata sulla base dei dati macrosismici) si riferisce al terremoto già citato della Valle dell'Oglio del 1802. La magnitudo massima osservata strumentalmente è riferita all'evento del 1951, ed è pari a 5.2 ( $M_w$  stimata mediante relazioni di conversione  $M_s-M_w$ ). La Tabella 6 riassume alcuni parametri dei principali terremoti, come desunti da DBMI15 e CPTI15. Eccetto che per i terremoti del 1786 e del 1951 nel Lodigiano, di cui si tratterà più avanti, tutti i terremoti più forti sono avvenuti a più di 15-20 km di distanza dall'impianto di stoccaggio.

È necessario considerare peraltro che sia la localizzazione che la stima della magnitudo sono affette da grosse incertezze, non solo per gli eventi documentati grazie alle sole fonti storiche, ma anche per eventi strumentali. Un caso esemplare è il terremoto di maggior interesse per l'area del lodigiano, cioè quello del 15/5/1951, noto anche come "terremoto di Caviaga". Fino a pochissimi anni fa, si riteneva che questo evento fosse stato provocato dalle attività di estrazione del gas praticate nell'area (Caloi et al., 1956). Tuttavia, studi più recenti ne ricollocano l'ipocentro a

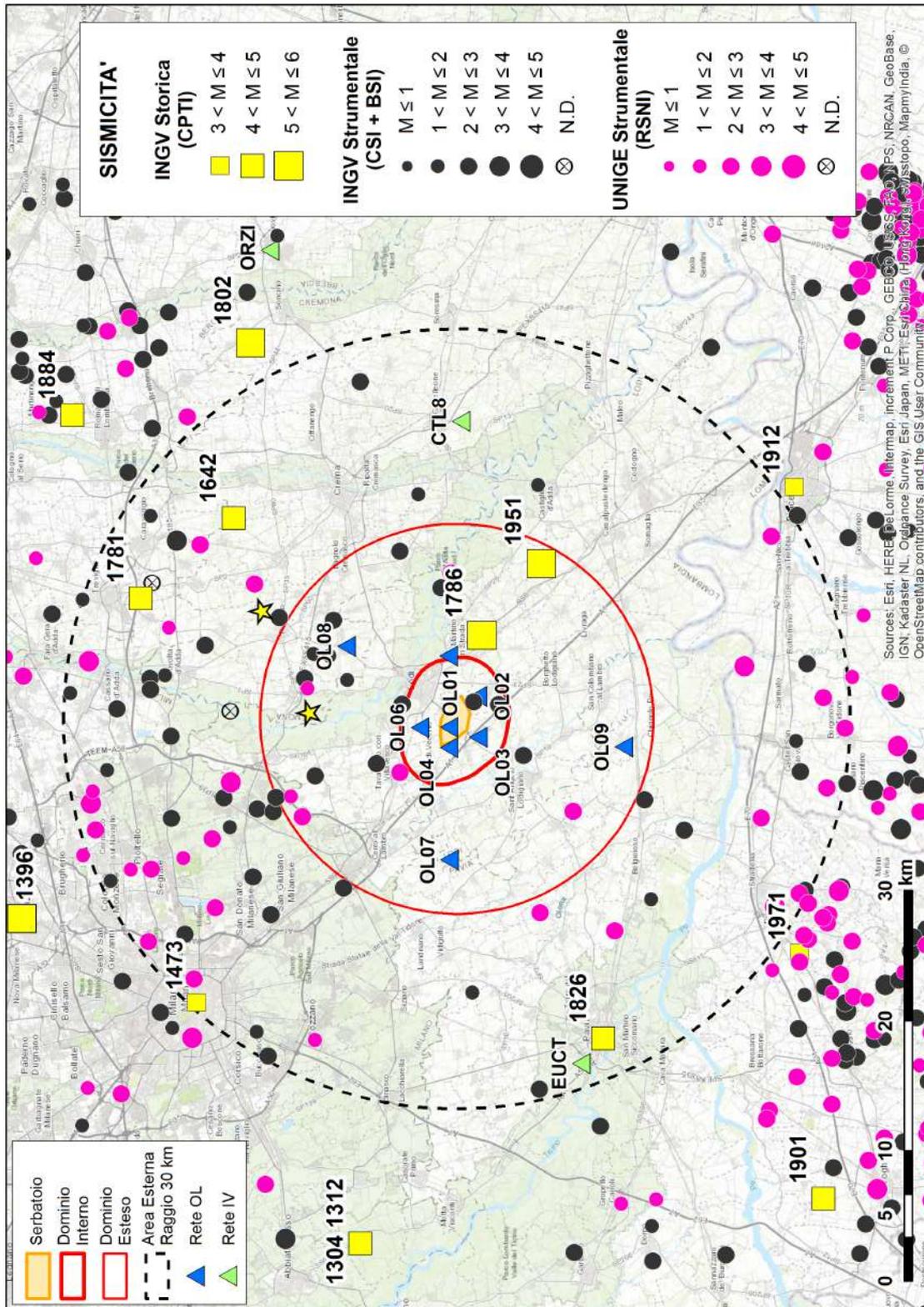
profondità di circa 32 km (Caciagli et al., 2015), in una posizione compatibile con quella di una faglia ereditata nel basamento (Vannoli et al., 2014), attribuendo quindi all'evento una origine tettonica, e non antropica. L'ampia estensione del risentimento macrosismico osservato supporta tali considerazioni (Appendice A in Priolo et al., 2017). Si noti in Figura 19 la distanza fra la localizzazione del terremoto del 1951 come ricavata dalla distribuzione degli effetti (quadrato giallo pieno, ubicato nei pressi di Castiglione d'Adda), rispetto a quelle ottenute dall'analisi dei dati strumentali (stelle gialle, circa a 15 km a N di Lodi, tratto da Caciagli et al., 2015).

Per quanto riguarda la sismicità strumentale più recente (simboli neri e fucsia in Figura 19), entro un raggio di 30 km dalla rete RMCL si contano circa 50 eventi di magnitudo inferiore a 3.3 riportati nei cataloghi nazionali, 35 nei bollettini della rete regionale gestita dall'Università di Genova (UniGE). Entrambi possono essere ritenuti dataset di massima affidabilità per l'area, a seguito di considerazioni che verranno presentate nel capitolo successivo.

La profondità degli eventi riportati nei cataloghi nazionali e nei bollettini regionali raggiunge valori elevati (relativi alla crosta inferiore, fino a circa 50 km), valori anch'essi affetti presumibilmente da errori elevati. In Appendice D, oltre alle selezioni degli eventi regionali provenienti dai database INGV e UniGE, la tabella confronta i parametri degli eventi identificati dalla rete nazionale e regionale all'interno dell'Area Estesa, a partire dal 1983. Per i 30 eventi identificati in comune dalle due reti, l'incertezza nella localizzazione è molto elevata —la distanza media tra gli epicentri infatti è di oltre 8 km. Gli eventi non in comune tra i due dataset richiederanno ulteriori approfondimenti.

Data e ora	Località	Np	Imax	Mw
7/5/1473*	Milanese	5	V	3.7
13/6/1642	Pianura lombarda	8	VI-VII	4.9
10/9/1781 11:30	Pianura lombarda	11	VI-VII	4.9
7/4/1786 00:15	Pianura lombarda	10	VII-VIII	5.2
12/5/1802 09:30	<i>Valle dell'Oglio</i>	94	<i>VIII-IX</i>	5.6
1826/11/11*	Pavia	1	V	4.2
1/10/1912	<i>Piacenza</i>	23	V	3.7
15/5/1951 22:54	Lodigiano	179	Vi-VII	5.2
6/1/1971	<i>Oltrepò Pavese</i>	23	V-VI	3.9
9/11/1983 16:29	Parmense	850	VII	5.0

**Tabella 6** – Parametri semplificati degli eventi avvenuti nell'area di maggiore interesse in questo studio (fonte dati: database macrosismico DBMI15, Locati et al., 2016; catalogo CPT15, Rovida et al., 2016). Le ultime tre colonne rappresentano rispettivamente: Np il numero di punti del campo macrosismico utilizzato per parametrizzare l'evento; Imax l'intensità macrosismica massima osservata; Mw la magnitudo momento stimata. In corsivo sono indicati gli eventi al limite dell'Area Estesa di Figura 19: gli eventi asteriscati sono entrati in catalogo per la riduzione della soglia energetica considerata in CPTI15.



**Figura 19** – Mappa della sismicità storica e strumentale desunta dai cataloghi nazionali e regionali, per l'area del sito di stoccaggio di Cornigliano Laudense. Ulteriori dettagli nel testo.



### **1.5.3 Eventi rilevati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018**

Nel periodo 1/1/2017-31/10/2018 la RMCL ha rilevato complessivamente 11 eventi nell'Area Esterna di rilevazione, corrispondente all'area contenuta entro un raggio di 30 km dal sito di stoccaggio. I parametri degli eventi sono riassunti in Tabella 7, mentre la Figura 20 li mostra in mappa.

Si può notare che:

- 4 eventi sono profondi (30-40 km di profondità) e di natura sicuramente tettonica (cfr. Capitolo 1.5.1). Il primo di questi eventi (23/5/2017 ore 04:16:32) si trova ai bordi dell'Area Esterna AE, vicino a Milano; si tratta di un evento profondo circa 38 km e con magnitudo debole (ML1.9). Come vedremo nel capitolo successivo, questo evento è stato rilevato anche dalla RSNC. Gli altri tre eventi profondi hanno ipocentri approssimativamente sotto il perimetro del DE, in direzioni diverse rispetto alla Centrale di Stoccaggio, e magnitudo deboli (tra 1.3 e 2.0).
- 1 evento (ML 0.7 del 27/5/2018 ore 20:01:35) ha profondità di 5.7 km anche se a distanza epicentrale ridotta, pari a circa 2-3 km, rispetto alla Centrale di stoccaggio. L'ipocentro si trova nel DE ma relativamente vicino al bordo del DI. L'ipocentro può collocarsi nelle porzioni superficiali di strutture tettoniche potenzialmente attive.
- i restanti 6 eventi sono tutti superficiali, con profondità comprese tra 1.2 e 3.6 km. 4 di questi eventi ricadono nel Domino Interno a distanza inferiore a 3 km dal serbatoio, mentre 1 ricade nel Domino Esteso, a circa 7 km dal perimetro esterno del serbatoio, verso SE. Si noti anche che 2 degli eventi superficiali hanno qualità di localizzazione non ottimale (rispettivamente B per l'evento del 11/7/2017 delle 22:25:03, e C per l'evento del 20/10/2017 delle 21:37:06).

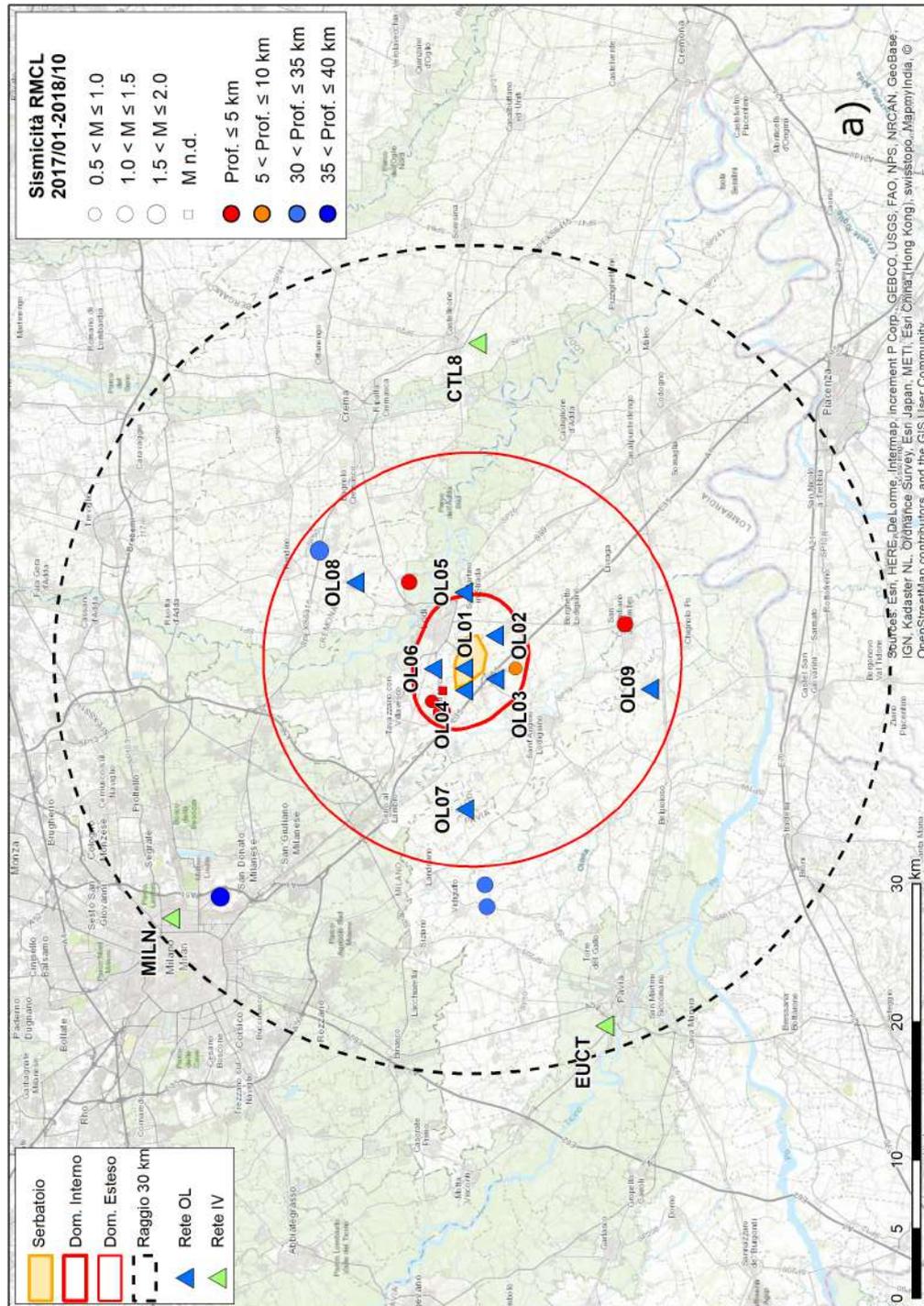
Va anche sottolineato che l'attendibilità delle localizzazioni dipende, oltre che dalle osservazioni disponibili, dalla geometria della rete rispetto alla posizione degli eventi e dall'attendibilità del modello di velocità utilizzato. Dato il numero esiguo di eventi avvenuti non è possibile effettuare al momento nessuna analisi atta a migliorare il modello in funzione delle osservazioni. Dunque, le localizzazioni fornite in Tabella 7 e raffigurate in Figura 20, per quanto sicuramente indicative, non possono ancora essere considerate definitive.

Area	Data	Ora (UTC)	LAT	LON	DEPTH (km)	M	Q	N. Fasi	NS	ErrH1 (km)	ErrH2 (km)	ErrZ (km)
AE	2017-05-23	04:16:32.54	45,448	9,245	37,98	1,9	A	16	9	0,44	1,05	0,65
DI	2017-07-11	22:25:03.54	45,306	9,422	1,43	0,9	B	8	3	0,12	0,17	2,31
DI	2017-07-12	00:17:53.87	45,304	9,419	2,22	1,1	A	15	6	0,14	0,20	0,14
DI	2017-07-12	00:18:30.96	45,304	9,435	1,24	---	A	8	3	0,05	0,23	0,05
DE	2017-10-20	21:37:06.65	45,325	9,544	3,22	1,2	C	6	2	0,12	0,71	4,83
DI	2018-01-27	04:01:44.43	45,311	9,434	1,51	0,8	A	11	5	0,06	0,09	1,25
DE	2018-05-27	20:01:35.35	45,257	9,455	5,68	0,7	A	13	6	0,14	0,19	0,19
AE	2018-06-18	21:45:20.86	45,277	9,255	33,46	1,3	A	17	8	0,40	0,66	0,46
AE	2018-06-20	00:49:07.48	45,276	9,238	34,02	1,3	A	15	7	0,59	0,72	0,37
DE	2018-10-14	05:26:52.29	45,186	9,501	3,56	1,5	A	24	12	0,06	0,32	0,47
AE	2018-10-30	05:03:37.61	45,383	9,572	34,03	2,0	A	22	11	0,39	0,79	0,71

**Tabella 7** – Lista degli eventi localizzati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018 a distanza minore-uguale di 30 km dal comune di Cornegliano Laudense. Le colonne contengono, nell'ordine: [Area] l'area in cui si trova l'evento; [YYYY-MM-DD] anno-mese-giorno; [HH:MM:SS.SS] ora:minuto:secondo.decimale; [LAT] e [LON] latitudine e longitudine in gradi decimali; [DEPTH] (km) profondità; [M] magnitudo ML; [Q] qualità della localizzazione (decrescente da A a D); [N. Fasi] numero totali di fasi usate; [NS] numero di fasi S usate; [ErrH1], [ErrH2] ed [ErrZ] l'errore statistico nella localizzazione in km, espresso come prima deviazione standard della stima. I colori con cui sono rappresentati i parametri degli eventi rappresentano diverse classi di profondità, analogamente a quanto rappresentato in Figura 20, e cioè: rosso 0-5 km, arancio 5-10 km, azzurro 30-35 km, blu 35-40 km.

Gli eventi avvenuti nei Domini di Rilevazione della RMCL hanno tutti magnitudo locale debole, compresa tra 0.8 e 1.1 per quelli localizzati nel DI, e tra 0.7 e 1.5 per quelli localizzati nel DE.

Una nota aggiuntiva è opportuna per l'evento del 12/7/2017 delle 00:18:30 (il secondo dei due visibili in Figura 21), per il quale non è stato possibile calcolare la magnitudo con le procedure adottate in quanto per alcune stazioni il rapporto segnale/disturbo delle registrazioni è troppo basso: esso ha comunque una magnitudo decisamente inferiore a quello precedente, come si vede chiaramente dall'ampiezza molto più ridotta delle forme d'onda.



**Figura 20** – Mappa degli eventi localizzati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, a distanza  $\leq 30$  km dal sito di stoccaggio (pannello a) e a una scala di maggiore dettaglio (b). Gli epicentri sono rappresentati con i cerchi rossi pieni con dimensione proporzionale alla magnitudo o con cerchio vuoto se privi di valore di magnitudo; i triangoli colorati rappresentano le stazioni appartenenti alle diverse reti sismiche esistenti nell'area; il cerchio nero tratteggiato, centrato sul sito di stoccaggio e con raggio 30 km, rappresenta l'Area Esterna di rilevazione. Altri dettagli nelle legende. Continua alla pagina seguente.

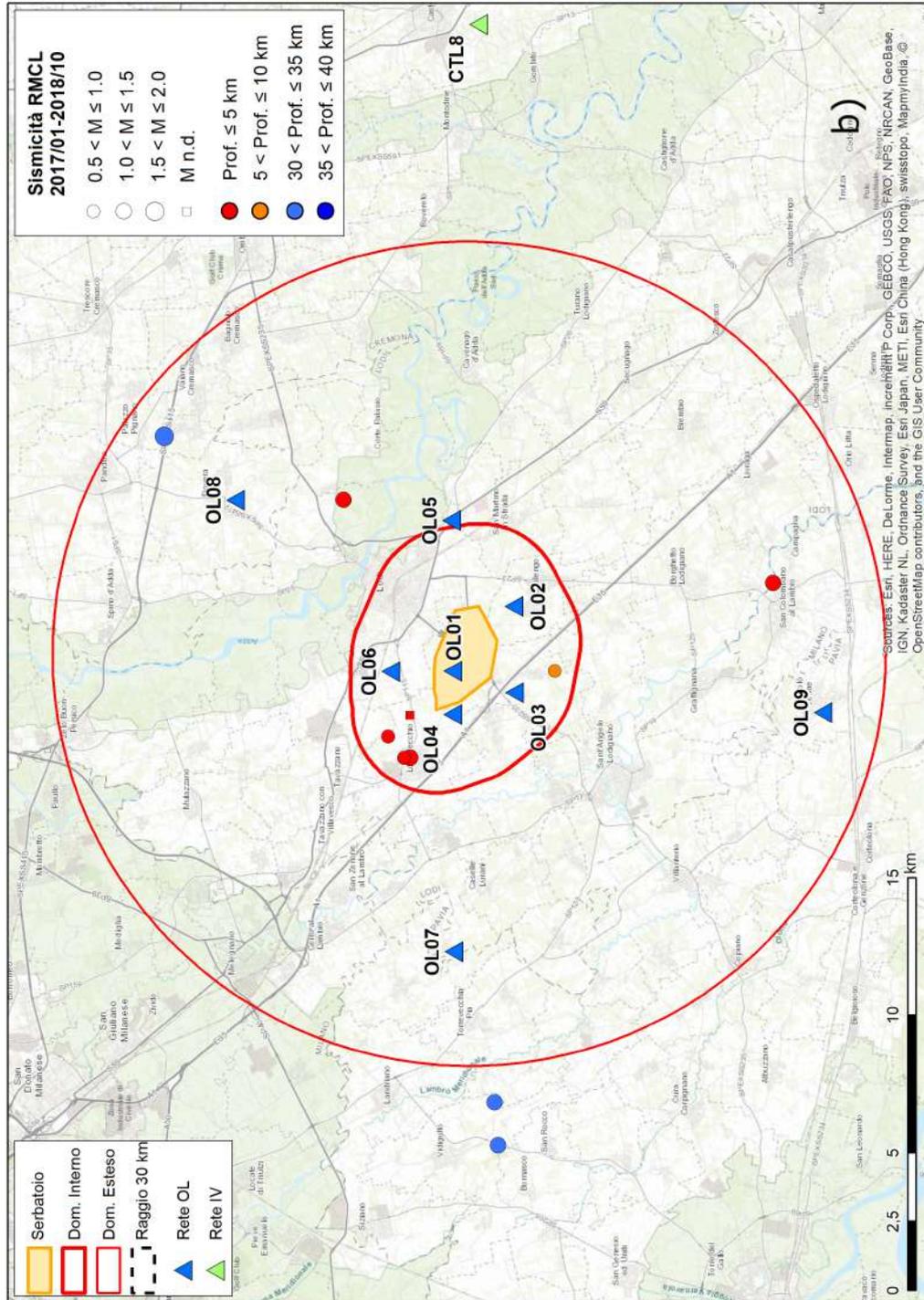
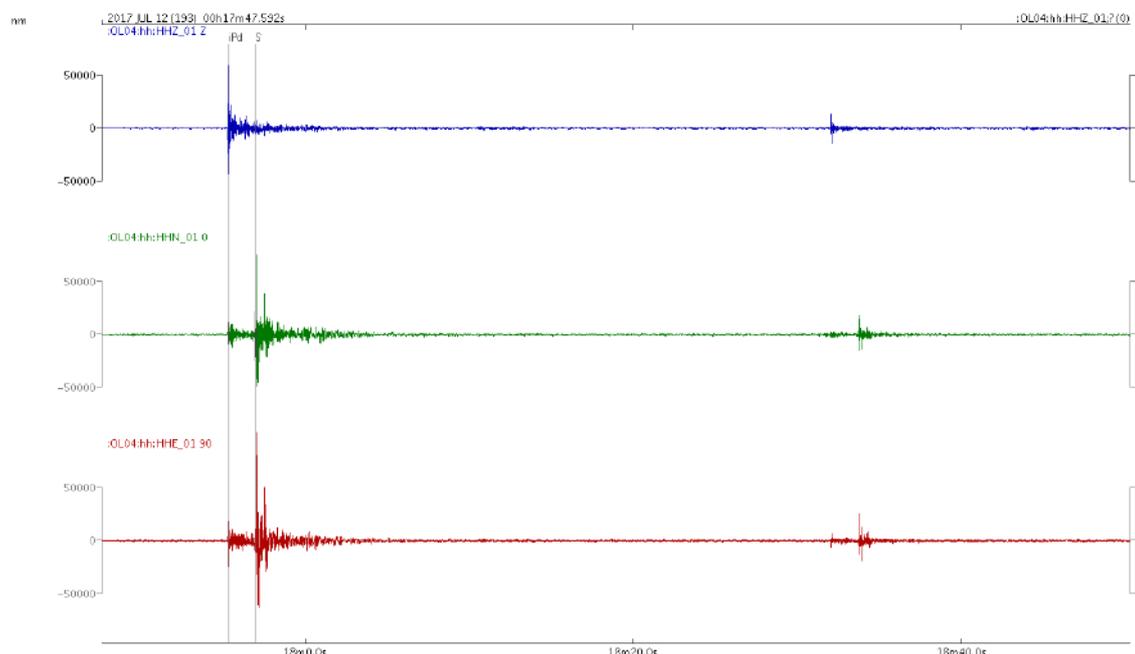


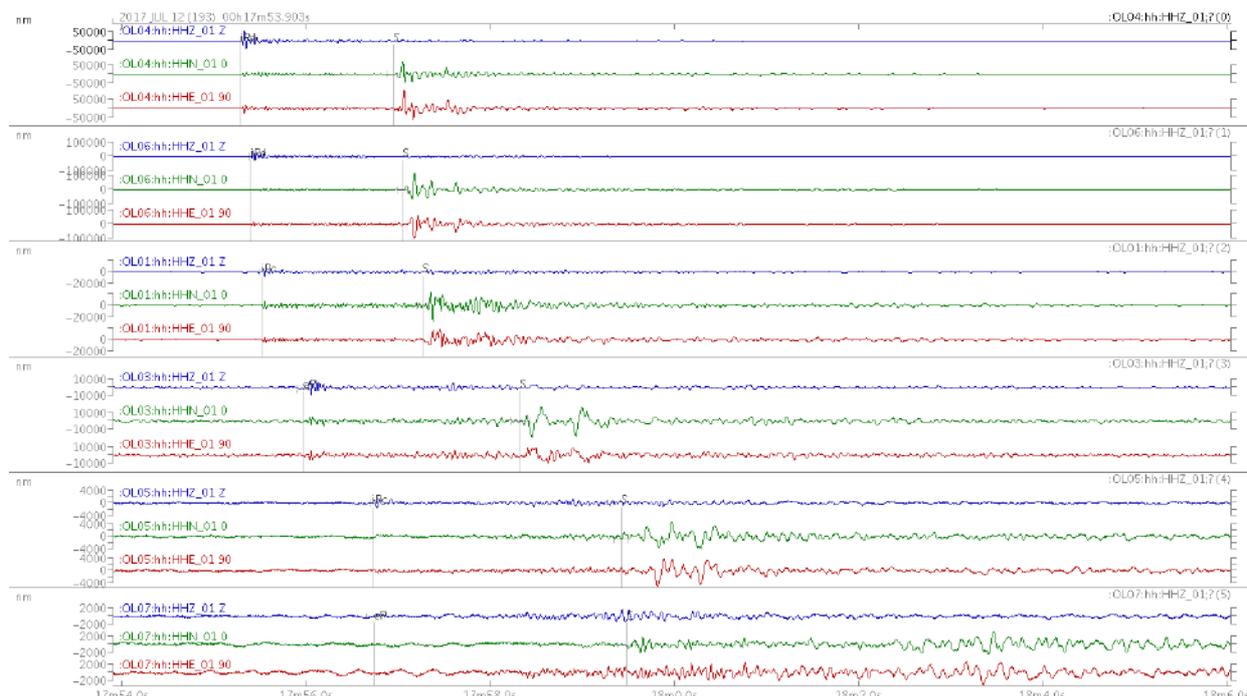
Figura 20, continua dalla pagina precedente.



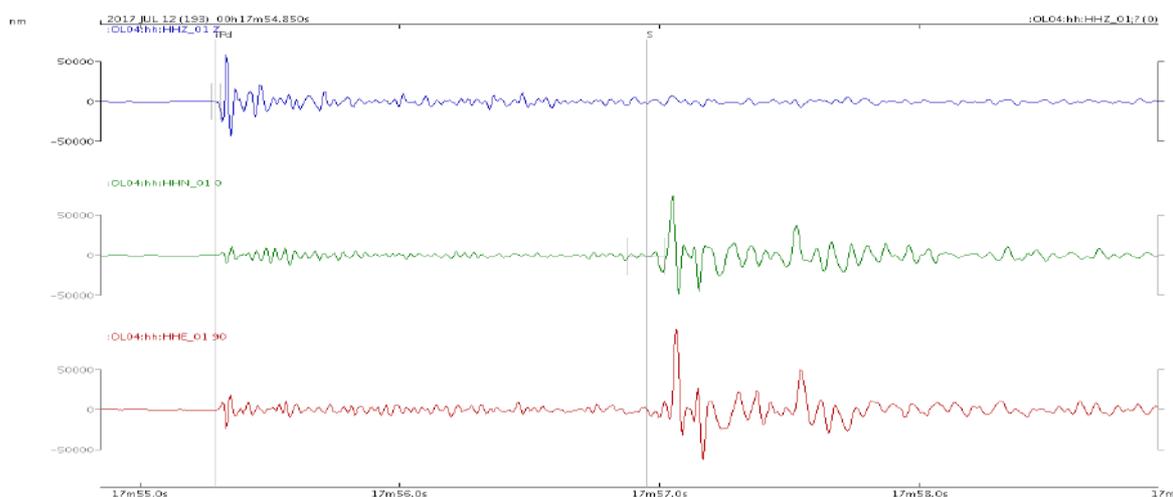
**Figura 21** – Forme d’onda registrate dalla stazione OL04 per i due eventi del 12/7/2017 avvenuto nel DI. Sono raffigurate le tre componenti (blu componente verticale, verde e rosso componenti orizzontali). Si nota bene l’evento ML1.0 delle ore 00:17:53, seguito dall’evento più piccolo delle ore 00:18:30 con magnitudo non stimata (cfr. Tabella 7).

Gli eventi avvenuti nel DI mostrano delle forme d’onda molto chiare ed estremamente semplici (Figure 22 e 23) —ad esempio: la componente verticale delle fasi P delle stazioni vicine è molto pronunciata; si riconoscono molto chiaramente le fasi P ed S— caratteristiche queste tipiche di eventi superficiali e caratterizzati da un primo arrivo impulsivo. Inoltre, a causa della profondità molto ridotta, che è ben vincolata data la prossimità delle stazioni e il basso errore statistico di localizzazione, è possibile ipotizzare che si tratti di eventi di origine non naturale.

In fatti, pur essendo all’interno del periodo utilizzato per definire il bianco alcuni test sono stati effettuati nei pozzi. Nel caso descritto gli eventi del 12/7, delle ore 00:17:53 e 00:18:30 potrebbero essere ricondotti all’attività di prova di tenuta idraulica del tappo di cemento realizzato all’interno di un pozzo (condotto comunque con pressioni inferiori a quella naturale di giacimento - com. pers. Ital Gas Storage). Si sottolinea comunque che si tratta di eventi estremamente deboli e che è noto in letteratura che dei test di pompaggio in pozzo (anche se questo non sembra essere il caso essendosi qui solo effettuate prova di tenuta idraulica) inducano eventi deboli (Talwani et al., 2007; National Research Council, 2013).



**Figura 22** – Forme d’onda registrate per l’evento ML1.0 del 12/7/2017 ore 00:17:53 avvenuto nel DI. Sono raffigurate tre componenti per ogni stazione (la componente verticale è in colore blu). Le stazioni, dall’alto verso il basso in ordine di distanza dall’evento, sono: OL04, OL06, OL01, OL03, OL05 e OL07. Le linee verticali indicano i tempi di arrivo delle fasi P ed S, rilevati manualmente. Si noti l’aumento del ritardo dell’arrivo della fase S rispetto alla P all’aumentare della distanza della stazione dalla sorgente.



**Figura 23** – Dettaglio delle forme d’onda registrate dalla stazione OL04 per l’evento ML1.0 del 12/7/2017 ore 00:17:53. La stazione OL04, insieme alla OL06, è la più vicina all’evento. Si noti l’elevata ampiezza della componente verticale (colore blu), caratteristica di un evento che avviene molto vicino e sotto la stazione. Nelle componenti orizzontali si riconosce bene il raddoppio della forma impulsiva dovuto al fatto che il sismometro installato in profondità registra prima il fronte d’onda principale e, successivamente, il medesimo fronte d’onda riflesso dalla superficie che si propaga verso il basso.

## 1.5.4 Confronto con gli eventi rilevati RSNC e la RSNI nel periodo 1/1/2017-31/10/2018

### Eventi rilevati dalla RSNC (Rete Sismica Nazionale Centralizzata)

Nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, oggetto di questa relazione, la RSNC ha localizzato 4 eventi nel raggio di 30 km dal sito di stoccaggio (Tabella 8). Gli eventi hanno magnitudo locale (ML) compresa tra 1.2 e 1.9, e quindi inferiore alla magnitudo di completezza (MC) compresa in 2.2-2.5 stimata da Schorlemmer et al. (2010) per la RSNC in quest'area. Per due eventi la profondità è stata fissata a 6 e 10 km, mentre per gli altri è stata stimata a 32 e 45 km.

Dei 4 eventi rilevati dalla RSNC solo uno è stato rilevato dalla RMCL, e cioè l'evento ML1.9 del 23/5/2017 delle 04:16:31. Spiegheremo qui di seguito i motivi di questa discrepanza.

Fuso Orario: UTC    Dal 01-01-2017 al 01-11-2018    Magnitudo: tutte    Punto: (45.29, 9.47) - Raggio: 32 km    Personalizza Ricerca    Map

Visualizzati 4 terremoti (Ordinamento Tempo Crescente)    Esporta lista (UTC)

Data e Ora (UTC)	Magnitudo	Zona	Profondità	Latitudine	Longitudine
2017-05-23 04:16:31	ML 1.9	1 km E Cologno Monzese (MI)	49	45.53	9.29
2017-09-12 23:10:21	ML 1.6	2 km SW Pagazzano (BG)	35	45.52	9.66
2018-01-20 07:50:27	ML 1.2	1 km NE Inzago (MI)	10	45.55	9.50
2018-02-10 17:43:38	ML 1.7	1 km N Castiglione d'Adda (LO)	6	45.23	9.70

**Tabella 8** – Lista degli eventi localizzati dalla RSNC nel periodo 1/1/2017-31/10/2018 a distanza  $\leq 32$  km da Cornegliano Laudense (fonte: <http://cnt.rm.ingv.it/>; data di ultimo accesso: 12/11/2018).

Come segnalato sul sito del Centro Nazionale Terremoti, parametri di localizzazione e la magnitudo degli eventi in questione sono il frutto di un processo di revisione manuale delle stime ottenute automaticamente dal sistema dell'INGV, sulla base delle forme d'onda disponibili. Tuttavia, al momento della scrittura di questa relazione, gli unici dati scaricabili dal sito dell'INGV che riporta i dati dei terremoti rilevati dalla RSNC (<http://cnt.rm.ingv.it/>) sono input e output delle localizzazioni e delle stime di magnitudo, ma non le forme d'onda. Pertanto è bene sottolineare che le considerazioni seguenti sono basate sui metadati elaborati e pubblicati dall'INGV, e non sui dati originali. Ulteriori analisi saranno svolte nei mesi successivi.

Per i quattro eventi in questione, alla localizzazione sono associati errori di localizzazione in latitudine e longitudine variabili tra 0.01 e 0.02 gradi decimali (corrispondenti a poco più di 1 e 2 km), ed errori in profondità tra 1 e 3 km. È noto



però che numerosi fattori influenzano la qualità della localizzazione (es.: numero di stazioni utilizzate per la lettura delle fasi, distribuzione azimutale delle stazioni rispetto all'epicentro e loro distanza) e che l'errore statistico di localizzazione può sottostimare l'effettiva incertezza della posizione dell'ipocentro.

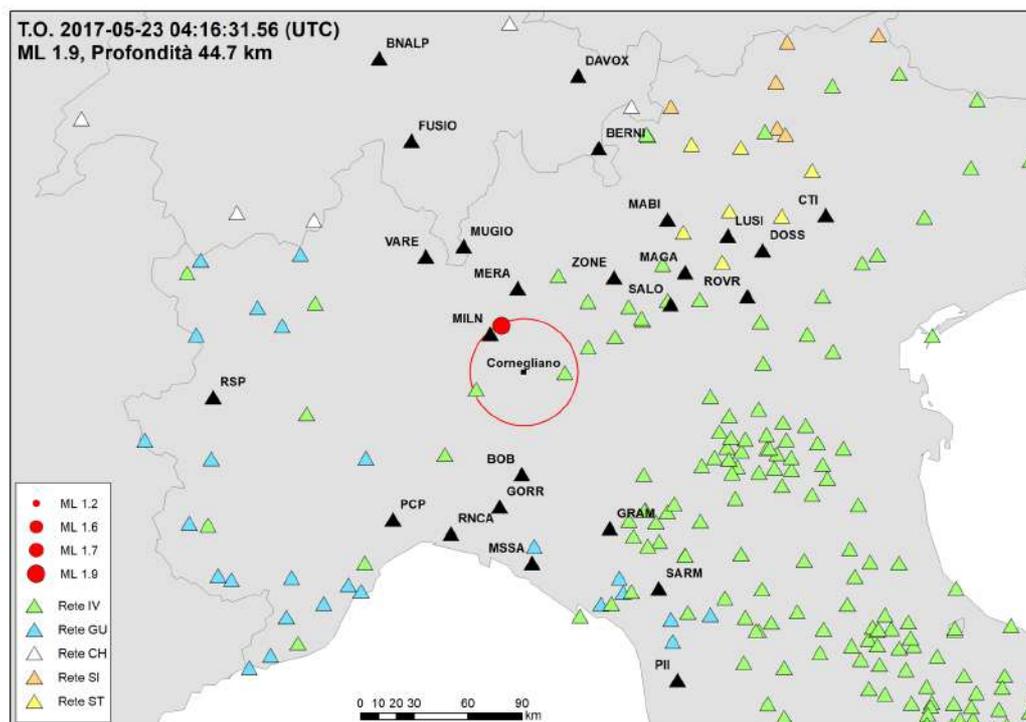
Per ciascun evento, in Figura 24 sono mostrati l'epicentro (cerchio rosso pieno di dimensione proporzionale alla magnitudo) e le stazioni utilizzate per la stima della localizzazione (triangoli neri etichettati con il codice di stazione), oltre ad un cerchio rosso vuoto di raggio pari a 30 km centrato sul comune di Cornegliano Laudense. L'evento del 23/5/2017 con ML 1.9 è stato localizzato utilizzando gli arrivi P e S letti rispettivamente su 25 e 9 stazioni, aventi una buona distribuzione azimutale rispetto all'epicentro (gap 66°). Tuttavia dalla Figura 24a appare evidente come molte stazioni utilizzate siano inaspettatamente lontane (anche oltre 100 km), mentre non sono utilizzate tutte quelle più vicine (entro 30 km), che potrebbero essere molto utili per vincolare meglio la profondità dell'ipocentro. Questo conferisce un certo grado di incertezza alla localizzazione.

L'evento del 12/9/2017 con ML 1.6 è stato localizzato con i tempi di arrivo P e S letti rispettivamente su 10 e 8 stazioni. Sebbene il numero di fasi sia sufficiente, anche se ridotto, per la localizzazione dell'evento, la distribuzione azimutale delle stazioni (gap 190°) e la loro distanza dall'epicentro fanno sì che la posizione di questo ipocentro non possa essere vincolata in modo robusto (Figura 24b).

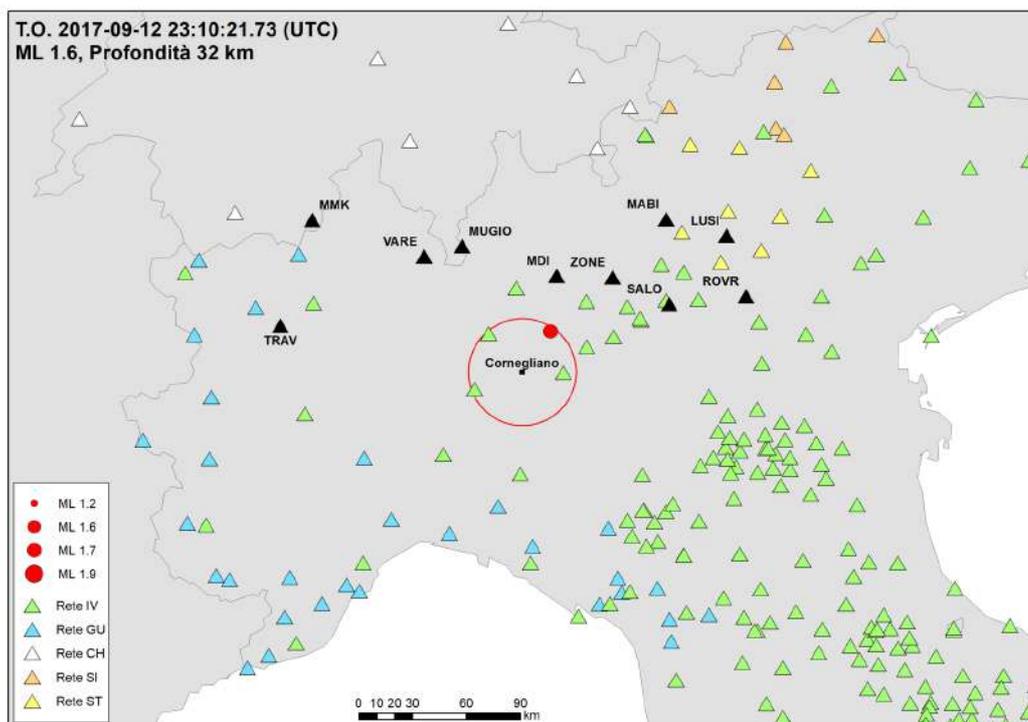
La localizzazione dell'evento del 20/1/2018 con ML 1.2 è quella che appare essere di peggiore qualità. Infatti, il numero di fasi utilizzate (3 P e 3 S) è insufficiente, la distribuzione spaziale delle stazioni è inadeguata (gap 266°) e non ci sono dati disponibili provenienti dalle stazioni più vicine (Figura 24c).

La localizzazione dell'evento del 10/2/2018 con ML 1.7 potrebbe essere affetta da grosse incertezze, essendo basata su dati acquisiti da poche stazioni (5 P e 2 S) distanti tra loro (Figura 24d).

Un'ultima osservazione riguardante le localizzazioni appena descritte è che, diversamente da quanto atteso, per i due eventi di magnitudo simile (ML 1.6 e 1.7, Figura 24b e d), anche se distanti circa 30 km l'uno dall'altro, il numero e la distribuzione delle stazioni utilizzate nella stima dei parametri ipocentrali risulta essere molto diverso. Appare quindi indispensabile un ulteriore approfondimento per stabilire l'attendibilità delle rilevazioni pubblicate.

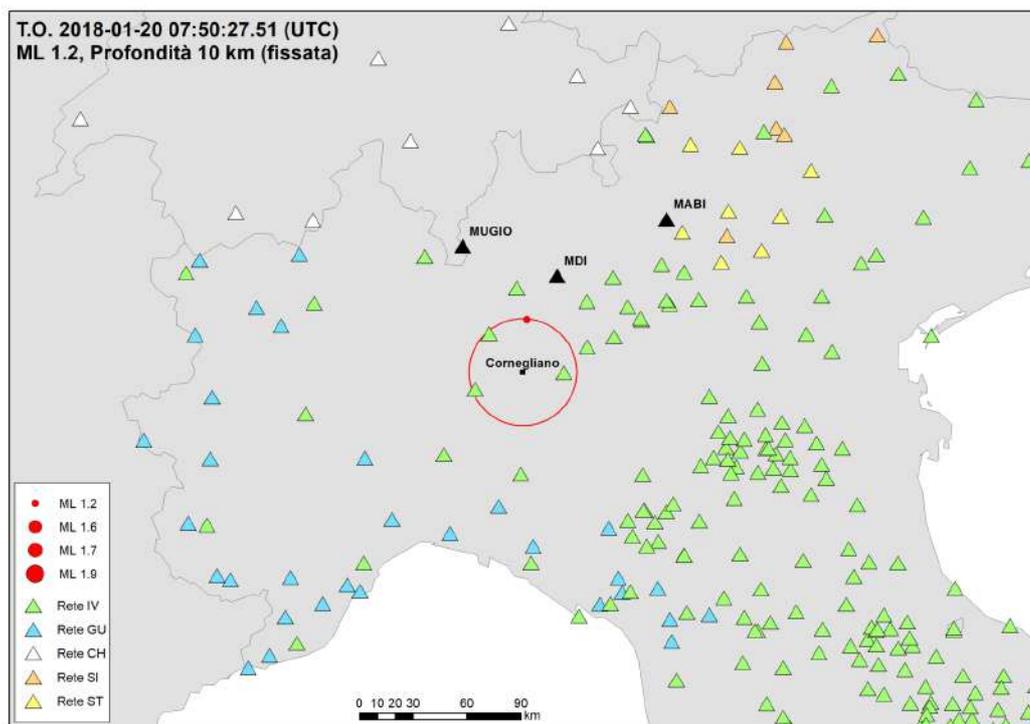


a)

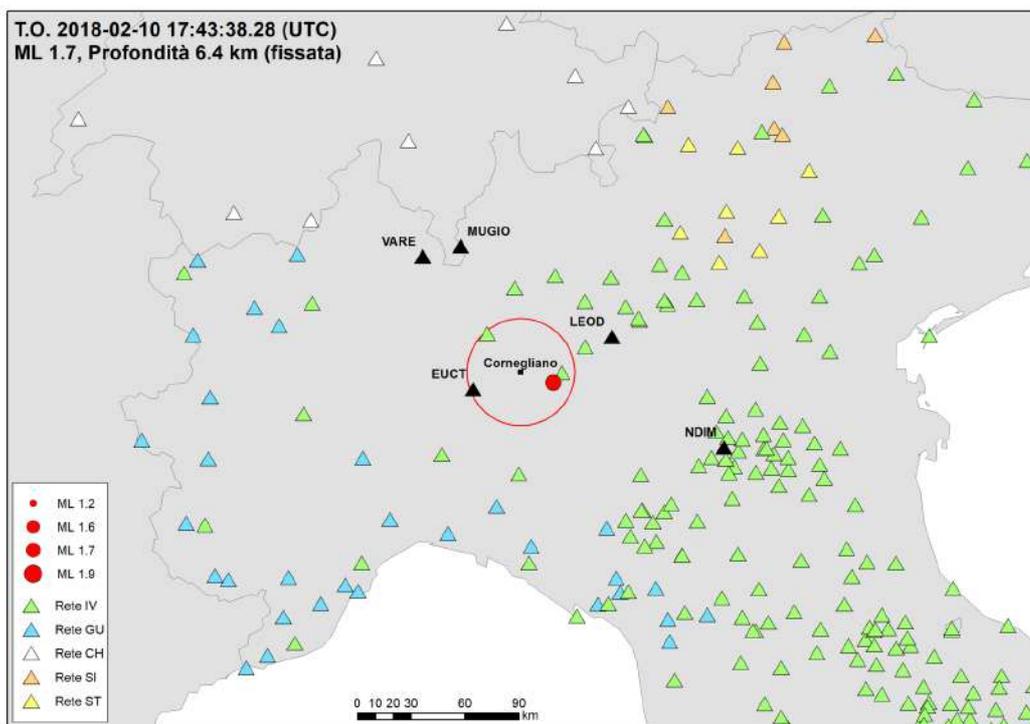


b)

**Figura 24** – Mappe degli eventi localizzati dalla RSNL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, a distanza  $\leq 30$  km dal comune di Cornegliano Laudense (LO) (cfr. anche Tabella 8). I cerchi rossi pieni rappresentano gli epicentri con dimensione proporzionale alla magnitudo, il cerchio rosso vuoto è centrato su Cornegliano e ha il raggio di 30 km, i triangoli colorati rappresentano le stazioni appartenenti alle diverse reti sismiche esistenti nell'area, i triangoli neri rappresentano le stazioni utilizzate per la localizzazione. Continua alla pagina successiva.



c)



d)

**Figura 24** – continua dalla pagina precedente

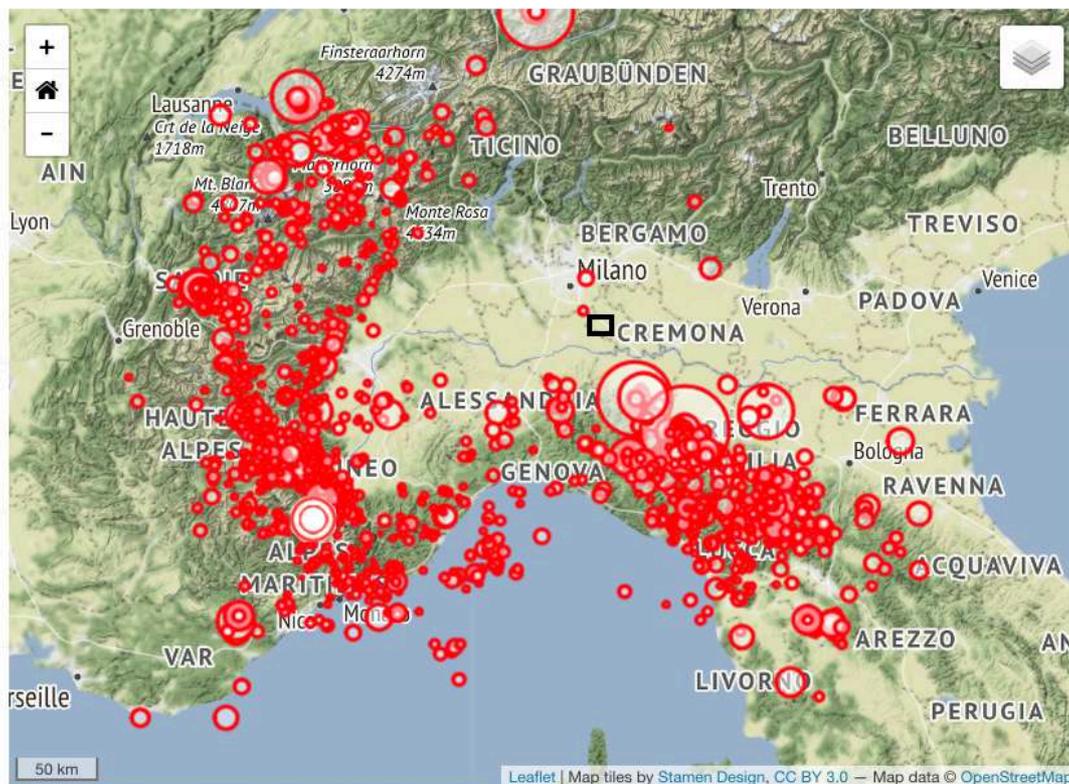


## Eventi rilevati dalla RSNI (Regional Seismic network of Northwest Italy)

L'area di rilevazione della RMCL è inclusa anche all'area di monitoraggio sismico della rete sismica regionale dell'Italia nord-occidentale RSNI (Regional Seismic network of Northwest Italy) gestita dal DISTAV (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita) dell'Università di Genova. Trattandosi di una rete regionale, caratterizzata da una maggiore densità di stazioni nell'area oggetto del monitoraggio, rispetto alla rete nazionale ci si aspetta una migliore capacità di *detection* e localizzazione dei terremoti. Pertanto abbiamo ritenuto opportuno prendere in considerazione anche il catalogo sismico di questa rete sia per confrontare la localizzazione dei 4 eventi riconosciuti dall'INGV, sia per riscontrare la presenza di altri eventuali terremoti non riconosciuti dalla rete nazionale, che ha una più sparsa distribuzione di stazioni nell'area. La Figura 25 mostra gli eventi localizzati dalla RSNI nel periodo 1/1/2017-31/10/2018.

Entro una distanza di 30 km dal comune di Cornegliano Laudense, la RSNI ha localizzato solo due eventi, i cui parametri sono indicati nelle due righe di testo riportate nella medesima figura sotto la mappa. L'evento del 23/5/2017 corrisponde all'unico evento in comune tra RMCL e RSNC. La RSNI lo localizza a profondità 36.7 km (invece dei 45 km stimati dalla RSNC e dai 38 stimati dalla RMCL) e ne stima una magnitudo ML pari a 2.0 (anziché ML 1.9). Le limitate differenze di localizzazione, e conseguentemente di magnitudo, sono dovute alle diverse caratteristiche di rete (tipologia delle stazioni) e procedure utilizzate (modelli di velocità, codici di localizzazione, leggi di attenuazione) da INGV e dal DISTAV, e quindi sono accettabili.

L'evento del 18/6/2018 viene localizzato dalla RSNI a profondità 12 km e viene stimata una magnitudo pari a ML 1.4. Il sistema automatico della RMCL non ha rilevato questo evento. Tramite un controllo manuale delle forme d'onda si riconosce un chiaro segnale corrispondente alla fase P sulla registrazione della stazione OL07, uno debole sulla stazione vicina OL04, mentre non risulta visibile alcun segnale nelle altre stazioni a causa dell'elevato rumore di fondo. Da quanto si evince dalla separazione della fasi P e S del segnale della stazione OL07, e in base al modello di velocità della RMCL, il terremoto dovrebbe essere più profondo dei 12 km stimati dalla RSNI. Data la debole magnitudo e l'elevata profondità, l'evento è piuttosto marginale per gli interessi del monitoraggio di Cornegliano Laudense.



CURRENT SELECTION: FROM: 2017 January 01 - TO: 2018 November 01 ; LAT: 41.50 - 47.00 ; LON: 5.75 - 12.25 ; DEPTH: -5.0 - 200.0 ; MAG: -1.0 - 10.0

Pianura_padana_lombarda	2017-05-23 04:16:31	Lat: 45.509	Lon: 9.322	Depth: 36.7 (km)	Ml : 2.0	170523041521	SHAKEMAPS
Oltrepo_pavese-Lomellina	2018-06-18 21:45:19	Lat: 45.326	Lon: 9.296	Depth: 12.1 (km)	Ml : 1.4	180618214503	SHAKEMAPS

**Figura 25** – Mappa della sismicità localizzata dalla RSNI nel periodo 1/1/2017-31/10/2018 in Italia nord-occidentale. I criteri di selezione (periodo, area, profondità e magnitudo) degli eventi dal catalogo sono indicati nella riga in basso. Il rettangolo nero indica la posizione approssimativa del sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense. Le due righe sotto la figura riportano i parametri dei due eventi rilevati dalla RSNI nel periodo rilevato.

La RSNI, in modo del tutto simile alla rete RMCL, non ha rilevato nessuno dei tre ulteriori eventi riportati nel Bollettino della RSNC per il periodo di tempo e l'area considerata. Ciò supporta le considerazioni fatte nel paragrafo precedente circa la minore capacità di detezione della Rete Sismica Nazionale (RSNC) nell'area di interesse della RMCL.



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



 Consiglio Nazionale delle Ricerche

istituto per il rilevamento  
elettromagnetico  
dell'ambiente



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



## **2. Monitoraggio delle deformazioni superficiali**



## 2.1 Elaborazione dei dati della stazione GNSS OL01

La stazione OL01, ubicata vicino al 'Cluster A' dell'impianto di Cornegliano Laudense, ospita sia la stazione sismometrica sia la stazione GNSS (Global Navigation Satellite System). La stazione GNSS è operativa da fine ottobre 2016 ed è in grado di ricevere i segnali dei seguenti sistemi satellitari di navigazione: GPS, GLONASS, GALILEO, QZSS, SBAS e BeiDou.

I dati (file RINEX, Receiver Independent Exchange Format) della stazione GNSS OL01, sono stati elaborati al fine di ottenere delle stime giornaliere delle coordinate e conseguire le serie temporali secondo due sistemi di riferimento: il sistema internazionale ITRF08 (International Terrestrial Reference Frame 2008, [http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF\\_solutions/2008/](http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2008/)) e quello europeo EURA (Altamimi et al., 2012). Il calcolo, che include la stima delle posizioni relative in 3D della stazione GNSS e delle orbite satellitari, è stato effettuato con il pacchetto software GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2015) versione 10.60 sviluppato dal Massachusetts Institute of Technology ([web.mit.edu](http://web.mit.edu)), dall'Harvard University ([www.harvard.edu](http://www.harvard.edu)) e dallo Scripps Institution of Oceanography ([scripps.ucsd.edu](http://scripps.ucsd.edu)).

Le stazione OL01 è stata inquadrata rispetto:

- al sistema di riferimento globale ITRF08 riferito al centro di massa della Terra con asse Z passante per l'asse terrestre e assi X e Y giacenti sul piano equatoriale. L'epoca di riferimento per le soluzioni dell'ITRF08 è il 2008. I file di configurazione utilizzati per tale sistema di riferimento sono *itr08.apr* (coordinate a priori) e *stab\_site.global* (stabilizzazione) (Herring et al., 2015);
- al sistema di riferimento europeo EURA che evidenzia i movimenti della crosta terrestre rispetto alla placca euroasiatica, considerata come un blocco fisso; in questo modo la rappresentazione dello spostamento non risente del movimento delle grandi placche a livello globale, ma si riferisce alla sola placca europea, permettendo un'analisi dei movimenti tettonici a scala regionale e locale, di maggiore interesse anche in relazione all'attività di iniezione del gas. I files di configurazione utilizzati per il sistema di riferimento fisso di Eurasia sono *itr08\_eura.apr* e *stab\_sites.igscore* (Herring et al., 2015).

Ai segnali della stazione OL01 è stata applicata l'elaborazione standard del software GAMIT/GLOBK; di seguito sono riportate le configurazioni principali di GAMIT/GLOBK utilizzate per la stima delle serie temporali.



## 2.1.1 Configurazione del sistema di elaborazione

**Modulo GAMIT** - Il modulo GAMIT permette il calcolo delle baseline (distanze tra ciascun nodo) di una rete di stazioni GNSS; le baseline sono precise ma debolmente vincolate (*loosely constrained*). Per determinare i movimenti di OL01, è stata identificata la Rete SPIN (Rete del Servizio di Posizionamento Interregionale GNSS Piemonte-Lombardia), che comprende le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI (Rete GNSS LODI), utilizzate nell'inquadrimento di OL01. Il reticolo di baseline così costituito si chiama *frame* e può essere combinato (attraverso delle rototraslazioni), dal modulo successivo GLOBK, con quello di altre reti al fine di ottenere delle stime fortemente vincolate e coerenti con i *frame* utilizzati. Nel presente documento sono utilizzati: un *frame* locale calcolato con GAMIT (che include la Rete SPIN), e uno o più *frame* esterni, di solito appartenenti a reti europee o globali e precalcolati da enti o agenzie esterne (ad esempio Scripps Orbit and Permanent Array Center SOPAC all'indirizzo <http://sopac.ucsd.edu/> o MIT - Massachusetts Institute of Technology all'indirizzo <ftp://everest.mit.edu/>). Si ricorda che la combinazione con GLOBK può essere effettuata solo se esistono dei siti in comune tra i vari *frame* utilizzati.

I principali files di configurazione sono stati compilati come segue:

- **sites.defaults:** contiene le stazioni locali e le stazioni in comune con gli altri *frames* circostanti e con i siti IGS utilizzati per la stabilizzazione delle soluzioni. Le stazioni GPS considerate sono:
  - stazioni Rete SPIN: ALSN, BIEL, BORM, BREA, BREU, BUSL, CANL, CHIA, COMO, CREA, CREM, CRSN, CUOR, CURN, DARF, DEMN, DOMS, GOZZ, LECO, MANT, MILA, MONV, NOVR, OSTA, PAVI, SAVI, SERR, SOND, SONP, TORI, VARZ, VIGE;
  - stazioni IGS: PLND, MEDI, FFMJ, PENC, DUBR, GRAS, MOSE, GOPE, ZIMM, PADO, GRAZ, HFLK, CAGL, GENO, MATE, PADO, WTZR, GRAZ, POTS.
- **station.info:** contiene tutte le caratteristiche dei siti GPS analizzati (ricevitore, antenna, offset antenna e le variazioni di esse suddivise per intervalli temporali). Il file è costruito con le informazioni estratte dall'intestazione del file RINEX tramite il comando `sh_upd_stnfo`. Tali informazioni sono state verificate tramite il confronto con i file `site.log` ufficiali della Rete SPIN disponibili in rete all'indirizzo <http://www.spingnss.it>.
- **sestbl.:** contiene i parametri di controllo dell'elaborazione del modulo GAMIT.
  - Per il calcolo delle baseline, vista la dimensione regionale della rete analizzata, si è scelto di utilizzare la strategia `LC_AUTCLN`. Tale opzione permette di stimare le ambiguità di fase *wide-lane ambiguity* (cioè il numero di lunghezze d'onda intere che separano il ricevitore GNSS dal satellite che emette il segnale) utilizzando gli *pseudoranges* (o distanza

grezza satellite ricevitore) come una combinazione lineare libera dal ritardo ionosferico. Questa procedura si differenzia da quella LC\_HELP in cui le *wide-lane ambiguities* sono risolte applicando dei vincoli al ritardo ionosferico. La procedura è descritta in dettaglio in Herring et al., 2015.

- Una parte importante della configurazione definisce come viene stimato il disturbo troposferico (porzione dell'atmosfera costituita da particelle non cariche), che può essere estrapolato da modelli numerici atmosferici come quelli calcolati da TU Vienna (VMF1) (Boehm et al., 2006). I valori del ritardo atmosferico utilizzati in questo lavoro sono calcolati ogni due ore ('Zenith Delay Estimation = YES' e 'Interval Zen = 2'), con un vincolo a priori di 0.5 m (questo significa che il ritardo troposferico non deve superare i 0.5 m) come consigliato all'interno del manuale del software per reti regionali (Herring et al., 2015).
- Tutte le osservabili sono state utilizzate: angolo di *cut-off* nullo.
- Modelli atmosferici utilizzati: per i parametri di pressione e temperatura il modello è "Global Pressure and Temperature" (Lagler et al., 2013); per la mappatura dell'atmosfera (variazione del ritardo atmosferico in funzione dell'angolo di elevazione dei satelliti) il modello è VMF1 ("DMap = VMF1" e "VMap = VMF1", Boehm et al. 2006).
- Il modello del centro di fase dell'antenna è stato impostato su ELEV: ciò significa che per determinare il centro di fase effettivo dell'antenna si è considerata l'elevazione del segnale. Questi modelli sono sviluppati dal NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e distribuiti da IGS.
- Il carico oceanico (*Ocean Loading*, opzione OTL all'interno di sestbl.) induce movimenti sui siti vicini alle coste e non è stato incluso ('Use otl.list = N') nel calcolo delle baseline dell'attuale lavoro. Il fenomeno, in effetti, non influisce sui siti della Rete GNSS LODI, e può essere controproducente nelle tempistiche di calcolo e introdurre altri errori (Zerbini et al., 2004).
- Nel calcolo è stato incluso l'apporto della deformazione della superficie terrestre dovuta al peso dell'atmosfera ('Apply Atm loading=Y' in sestbl.TPOS, con modelli atmosferici scaricati dal sito ftp everest.mit.edu) che consente una riduzione dell'errore sulla componente verticale (Tregoning and Van Dam, 2005).
- **process.defaults:** in questo file di configurazione si trovano:
  - le orbite satellitari impostate su finali ('set orbit = IGSF');
  - il nome del file delle coordinate a priori di un set di stazioni IGS appartenente alla placca europea e derivate dal calcolo nel sistema di



riferimento ITRF08 ('set aprf = itr08\_eura.apr', Altamimi et al., 2011).

**Modulo GLOBK** - GLOBK è in grado di combinare le soluzioni debolmente vincolate incluse negli *h-files* (file prodotti dall'elaborazione del modulo GAMIT) utilizzando il CHI2 (King et al., 1998). Tale procedura vincola rigidamente la soluzione nella rete a terra e sulle costellazioni satellitari. All'interno del presente lavoro GLOBK è stato utilizzato per combinare la soluzione della Rete GNSS LODI calcolata con sh\_gamit e le soluzioni appartenenti alle reti globali IGS (igs1, igs2, igs3, igs4, igs5, igs6, igs7, igs8, eu00, eu01) disponibili su SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center, [sopac.ucsd.edu](http://sopac.ucsd.edu)).

Di seguito vengono riportati i parametri di controllo più importanti utilizzati nell'elaborazione:

- *aprf\_file*: contiene i valori di coordinate e velocità a priori delle coordinate delle stazioni. È stato utilizzato il file itr08\_eura.apr distribuito da IGS che contiene le coordinate delle stazioni europee calcolate da IGS nel sistema di riferimento ITRF08.
- MAX\_CHI: tale opzione definisce le tolleranze sull'incremento del CHI2 quando viene combinato un nuovo *h-file* nella soluzione, sulla variazione dei parametri a priori e su un'eventuale rotazione delle coordinate delle stazioni prima di combinare gli *h-files*.

**Modulo GLORG** - GLORG è il modulo del pacchetto Gamit/Globk che stima la rotazione e la traslazione delle soluzioni di posizione e velocità per la stabilizzazione su un sistema di riferimento finale. Il file che gestisce il comportamento di glorg (*glorg.cmd*) è impostato nel presente lavoro per stabilizzare la soluzione nei due sistemi di riferimento ITRF08 (globale) ed EURA (europeo).

## 2.1.2 Elaborazione dei dati

Il *dataset* della stazione OL01, registrato in file di formato RINEX, è disponibile in sessioni giornaliere e con campionamento a 30 secondi (2880 osservazioni quotidiane). I file RINEX registrati fino al 30/09/2018 sono 515, così come le giornate elaborate. Dalle serie temporali si nota la mancanza di dati all'inizio dell'anno 2017 dovuto a problemi riconducibili all'alimentazione del ricevitore GNSS, ma successivamente risolti. L'elaborazione dei dati ha prodotto 467 soluzioni pari al 90,7% dei dati iniziali. Ciò indica la disponibilità di un *dataset* formalmente corretto e adatto all'elaborazione con il pacchetto GAMIT/GLOBK. Il 9,3% di soluzioni non prodotte è da attribuirsi principalmente a:

- registrazioni di sessioni giornaliere non complete (con meno di 864 osservazioni quotidiane pari al 30% di 2880 osservazioni registrabili al giorno);

- errori dovuti alla stabilizzazione con reti IGS (combinazione scaricate da SOPAC (*h-files*)) che a loro volta contengono matrici di rototraslazione non corrette.

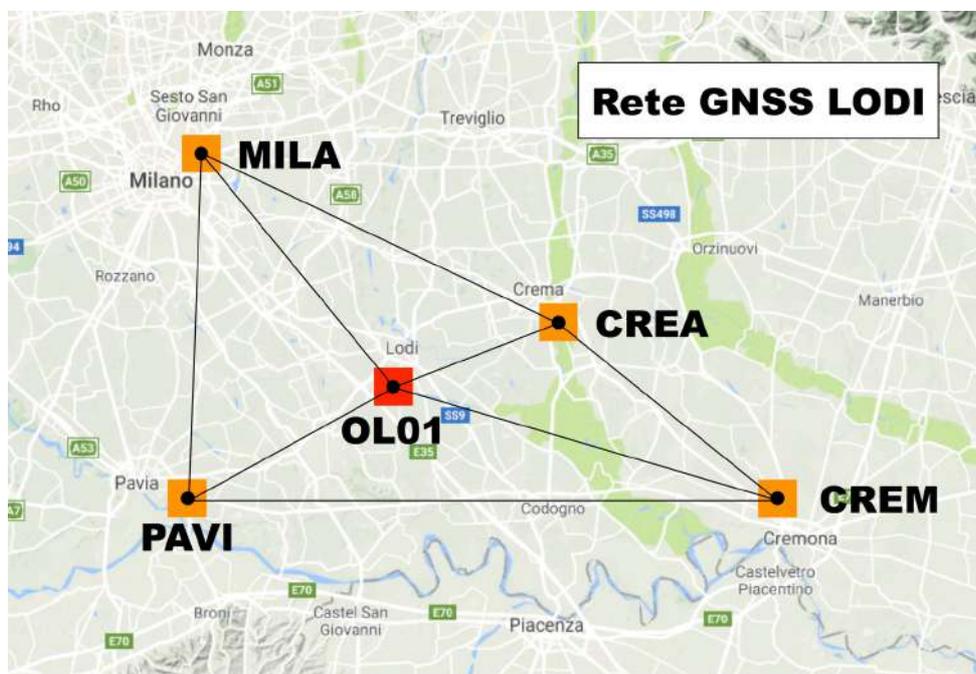
La stazione GNSS OL01 è stata inquadrata all'interno di una rete di stazioni permanenti denominata Rete GNSS LODI (Figura 26) utilizzando le seguenti 4 stazioni appartenenti alla Rete SPIN:

- CREA (Crema), *baseline* pari a 18.6km;
- CREM (Cremona), *baseline* pari a 45.1km;
- MILA (Milano), *baseline* pari a 27.9km;
- PAVI (Pavia), *baseline* pari a 27.6km.

Queste stazioni sono a loro volta inquadrate nel sistema ETRF2000(2008.0) con le coordinate fornite da SPIN GNSS secondo l'inquadramento della Rete Dinamica Nazionale gestita dall'Istituto Geografico Militare.

Il risultato dell'inquadramento della stazione OL01 è mostrato in Tabella 9.

Per il calcolo delle serie temporali, oltre alle stazioni IGS sono state utilizzate le stazioni GNSS appartenenti alla Rete SPIN.



**Figura 26** – La rete utilizzata per l'inquadramento della stazione GNSS OL01. Essa comprende le stazioni GNSS MILA (Milano), PAVI (Pavia), CREM (Cremona) e CREA (Crema).

SITE CODE	LOCALITA'	RICEVITORE	ANTENNA	LAT LON	QUOTA [m]
PAVI	Pavia	TPS NET-G5 (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°12'10,73212"N 9°08'10,10393"E	143,636
MILA	Milano	TPS NET-G3 (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°28'47,94818"N 9°13'45,62699"E	187,275
CREM	Cremona	TPS ODYSSEY_E (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°08'47,92729"N 10°00'07,02572"E	102,736
CREA	Crema	TPS ODYSSEY_E (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°21'15,59235"N 9°41'07,09675"E	129,818
<b>OL01</b>	<b>Cornegliano Laudense</b>	<b>TPS NET-G5 (GPS+GLO)</b>	<b>CR-G5 (TPSH)</b>	<b>45°17'28,17435"N 9°27'53,47318"E</b>	<b>121,254</b>

**Tabella 9** - Coordinate ETRF2000(2008.0) delle stazioni PAVI, MILA, CREM e CREA utilizzate per la georeferenziazione del sito OL01.

### 2.1.3 Risultati ottenuti

Riportiamo qui di seguito le serie temporali stimate per ciascun sito della Rete GNSS LODI. Le serie sono disponibili in due sistemi di riferimento diversi: quello internazionale (ITRF08, le cui serie sono mostrate in Appendice E) e quello europeo (EURA, le cui serie sono mostrate nelle Figure 27-31). Nel sistema internazionale gli spostamenti e le velocità sono stimati rispetto a un sistema inerziale geocentrico che rende evidente i moti legati alla deriva dei continenti; i tassi sono abbastanza importanti e, ad esempio per la componente orizzontale, si attestano su alcune decine di mm/anno per tutti i siti GPS. Nel sistema EURA (Altamimi et al., 2012) gli spostamenti sono stimati rispetto al blocco europeo (o Eurasia), in cui a ciascun sito della rete è sottratto il moto medio della placca europea. Nel sistema EURA quindi gli spostamenti sono nettamente ridotti rispetto a quello ITRF e, ad esempio, per la parte orizzontale le velocità si riducono ad alcuni mm/anno. I grafici delle serie temporali consentono un'analisi più dettagliata del comportamento di ciascuna stazione GPS; in questa maniera si ha un riscontro del movimento naturale della stazione prima dell'attività di stoccaggio.

Per facilitare il confronto fra la stazione OL01 e gli altri siti elaborati, sono state costruite delle serie temporali contenenti solo i giorni che presentano dati della stazione OL01. Confrontando le serie delle stazioni della Rete GNSS LODI, si nota come l'andamento, sia nel sistema ITRF che in quello EURA, è congruente. In particolare la stazione OL01 si comporta, in special modo sulla coordinata UP, come le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI; questo fattore evidenzia come i dati e le relative misure dalla stazione OL01 siano rappresentative, al pari delle altre, del territorio su

cui sono installate.

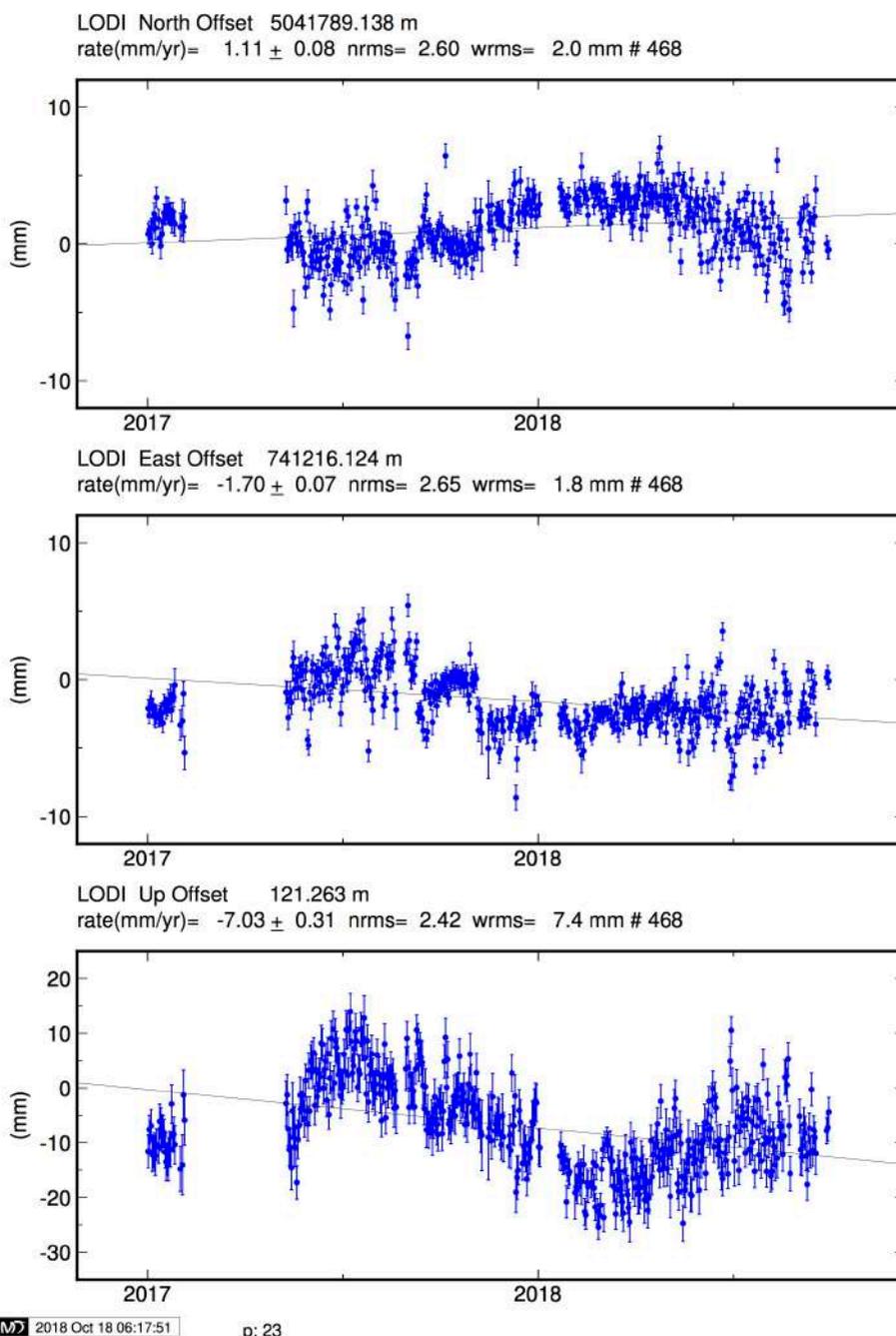
La Tabella 10 mostra le prime stime di velocità della deformazione per le 5 stazioni del frame di riferimento. Nel sistema di riferimento ITRF, dove ci attendiamo spostamenti molto più marcati, i valori sono paragonabili fra tutte le stazioni GNSS (dai 15.91 mm/anno ai 16.80 mm/anno sulla coordinata Nord e dai 18.76 mm/anno ai 20.94 mm/anno sulla coordinata Est).

Per il riferimento Euroasiatico (EURA) le stime di velocità della stazione OL01 devono essere considerate ancora preliminari per due principali motivi. Il primo è che la quantità di dati disponibili è esigua rispetto ai piccoli valori di velocità di deformazione stimati, e quindi è necessario disporre di un periodo di osservazione più lungo; la seconda è che il sito è di nuova fattura e questo comporta un periodo di stabilizzazione della monumentazione di uno/due anni. Si può notare che non esistono variazioni consistenti della coordinata UP tra i due sistemi di riferimento ITRF ed EURA; si ricorda inoltre che per una valutazione più robusta dei tassi di variazione sulla quota, è comunque necessario avere a disposizione serie temporali che coprano un periodo di almeno due anni e mezzo (Lavallée et al., 2002). Si ritiene che i valori qui riportati, anche se puramente indicativi (compresi fra -2.68 mm/anno per MILA e -7.03 mm/anno per OL01), risultano in linea con le misure di subsidenza presenti in letteratura per quest'area (Bonì et al., 2015).

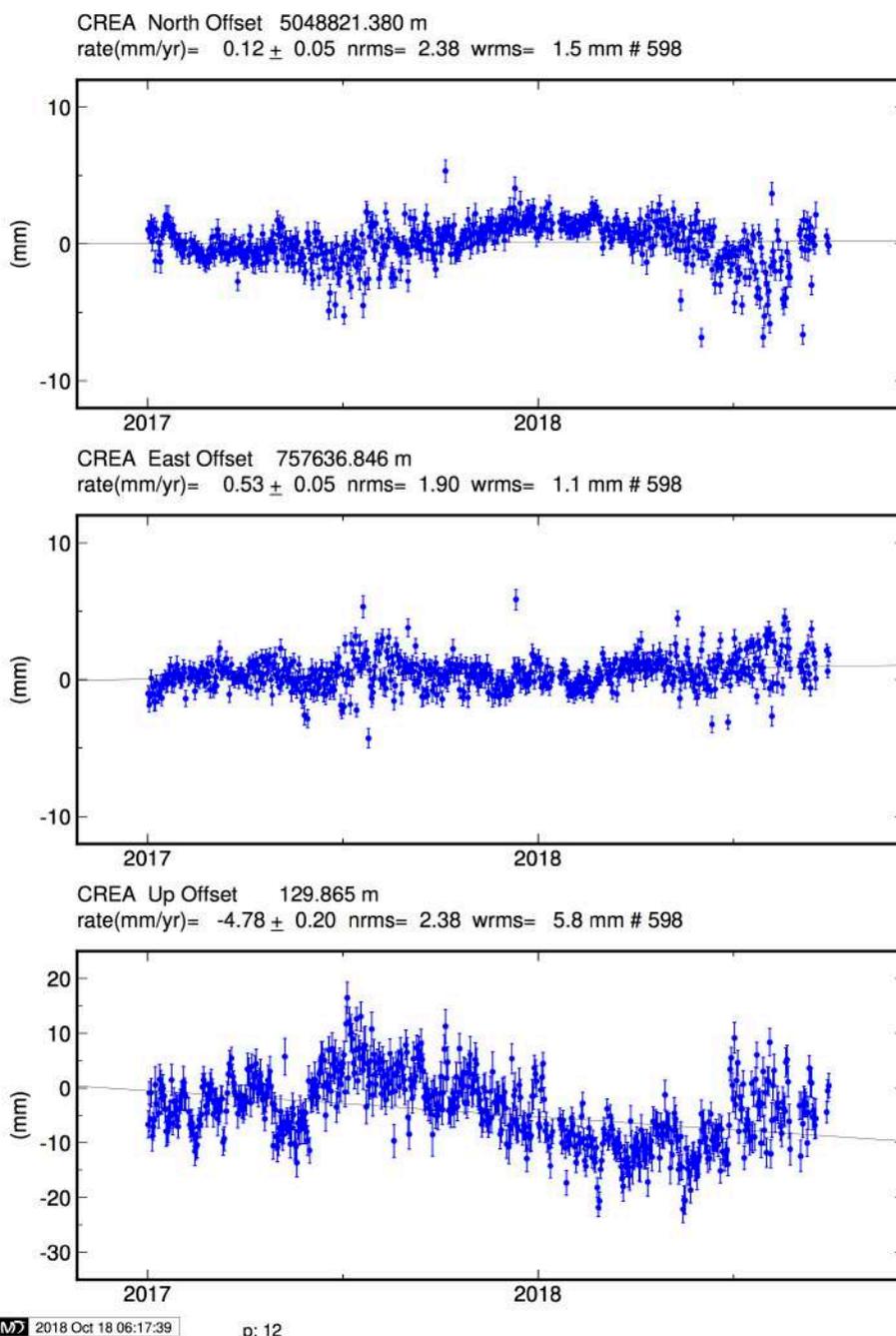
I risultati ottenuti fino a qui, che indicano le stazioni analizzate (Rete GNSS LODI) rappresentative dei movimenti della crosta terrestre della regione che le contiene, permetteranno, al momento delle iniezioni, tramite il confronto con le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI, di verificare la presenza di anomalie di carattere strettamente locale nei movimenti della stazione OL01.

	ITRF08			EURA		
	Vel. Nord [mm/anno]	Vel. Est [mm/anno]	Vel. Up [mm/anno]	Vel. Nord [mm/anno]	Vel. Est [mm/anno]	Vel. Up [mm/anno]
<b>OL01</b>	<b>16.80</b>	<b>18.76</b>	<b>-6.77</b>	<b>1.11</b>	<b>-1.70</b>	<b>-7.03</b>
CREA	15.91	20.94	-4.36	0.12	0.53	-4.78
CREM	16.54	20.95	-4.52	0.75	0.44	-4.95
MILA	15.96	19.81	-2.68	0.12	-0.47	-3.10
PAVI	16.52	19.80	-4.19	0.65	-0.50	-4.62

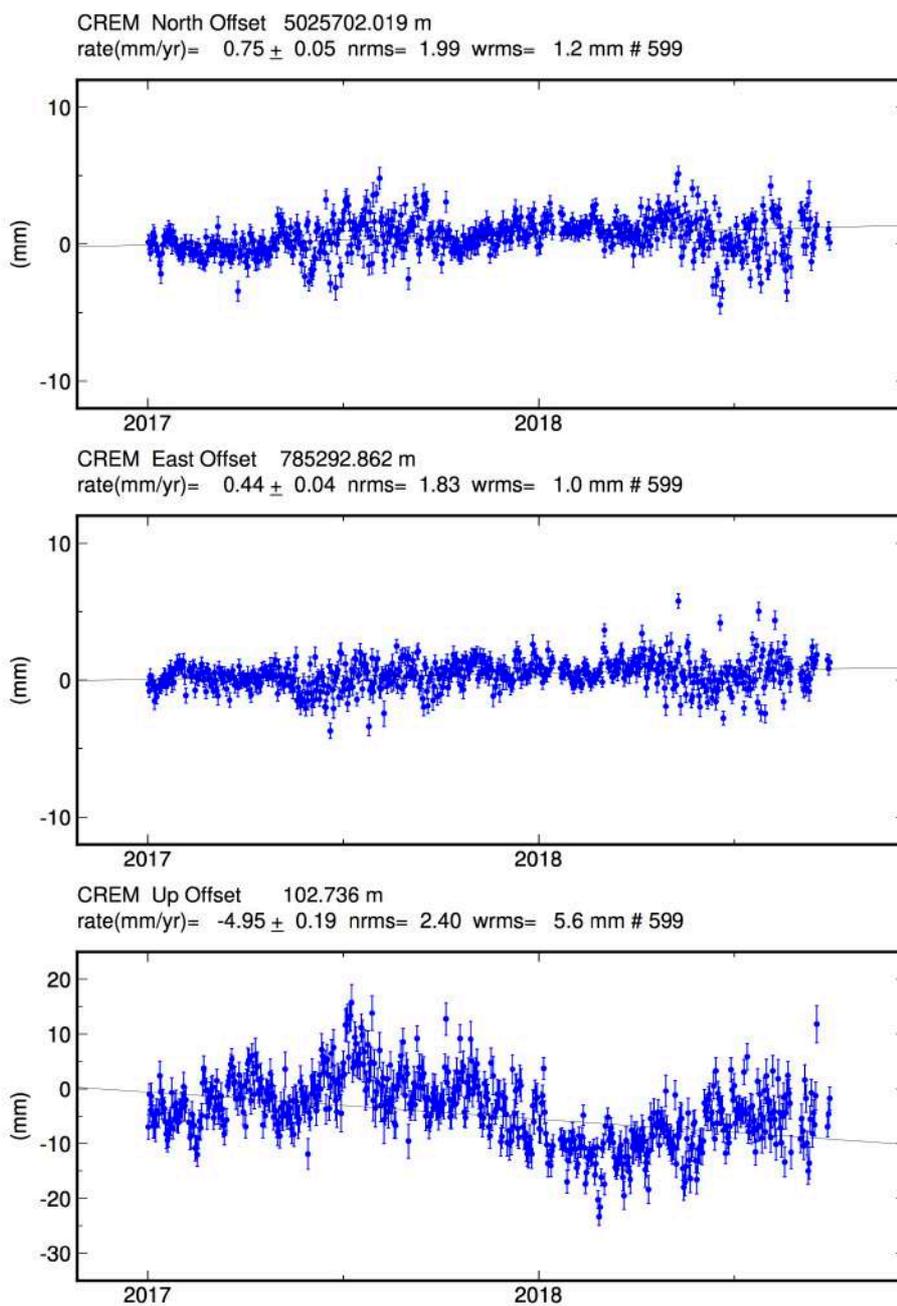
**Tabella 10** - Velocità dei siti della Rete GNSS OL01 nei sistemi di riferimento ITRF08 e EURA. In grassetto e colore rosso le stime ottenute per la stazione OL01.



**Figura 27** – Serie temporale di OL01 nel sistema di riferimento EURA. Grafico in alto: spostamento in direzione NORD. Ogni misura rappresenta lo spostamento stimato giornaliero in mm (punto) più la dispersione delle 2880 stime giornaliere (barra di errore). Sul grafico è presente la retta interpolante la cui inclinazione fornisce una stima di velocità, il cui valore è riportato in cifre sopra il grafico (rate(mm/year)). Sono presenti inoltre il NRMS (errore quadratico medio normalizzato) e il WRMS (errore quadratico medio pesato). Grafici successivi: idem per la direzione EST e verticale (UP). Le stime di velocità sono indicative in quanto stimate su un periodo ancora troppo limitato (due anni e mezzo); i tassi e le relative rette interpolanti sono riportate per uniformità con la precedente relazione.



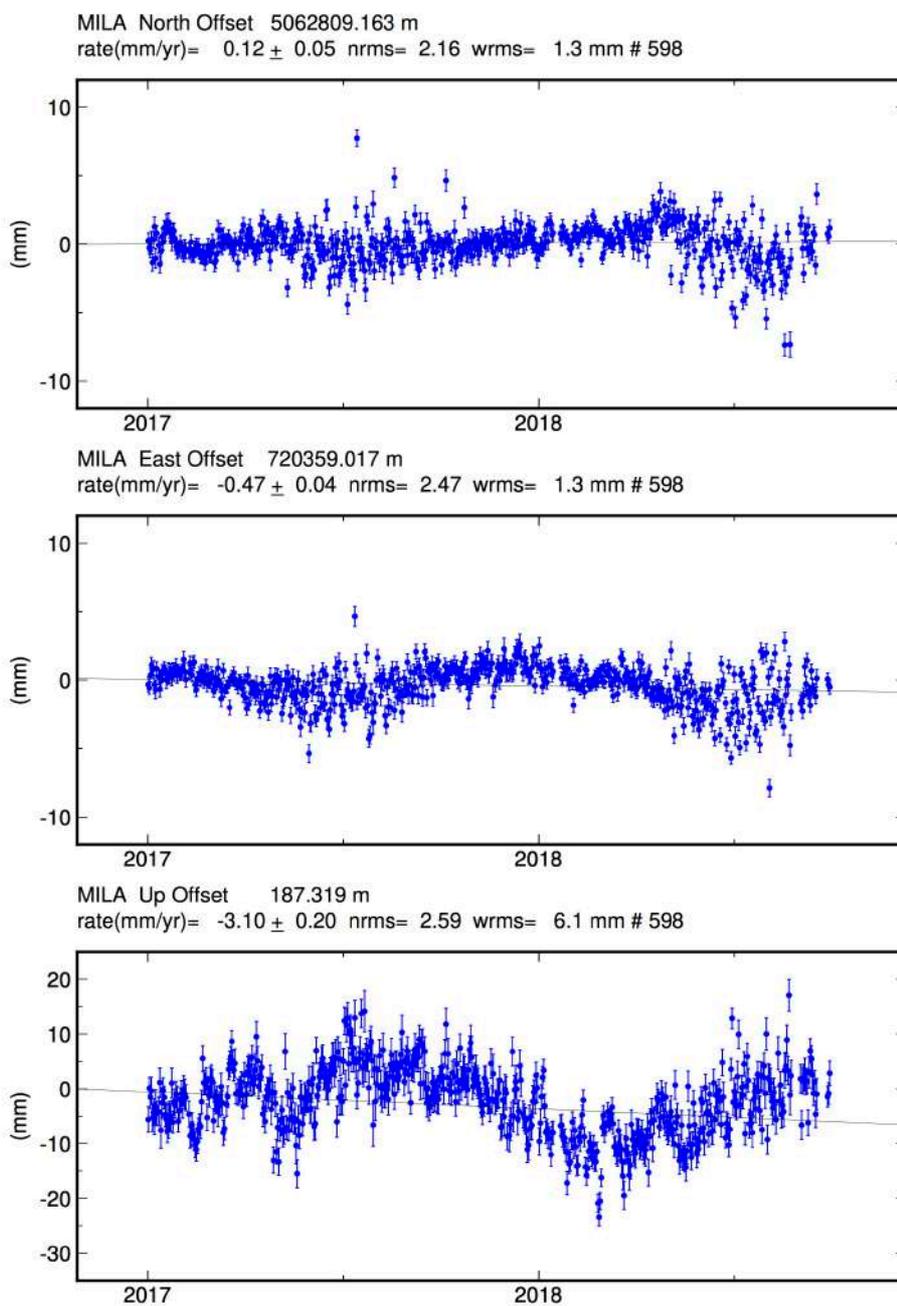
**Figura 28** – Serie temporale della stazione CREA secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.



GM 2018 Oct 18 06:17:40

p: 13

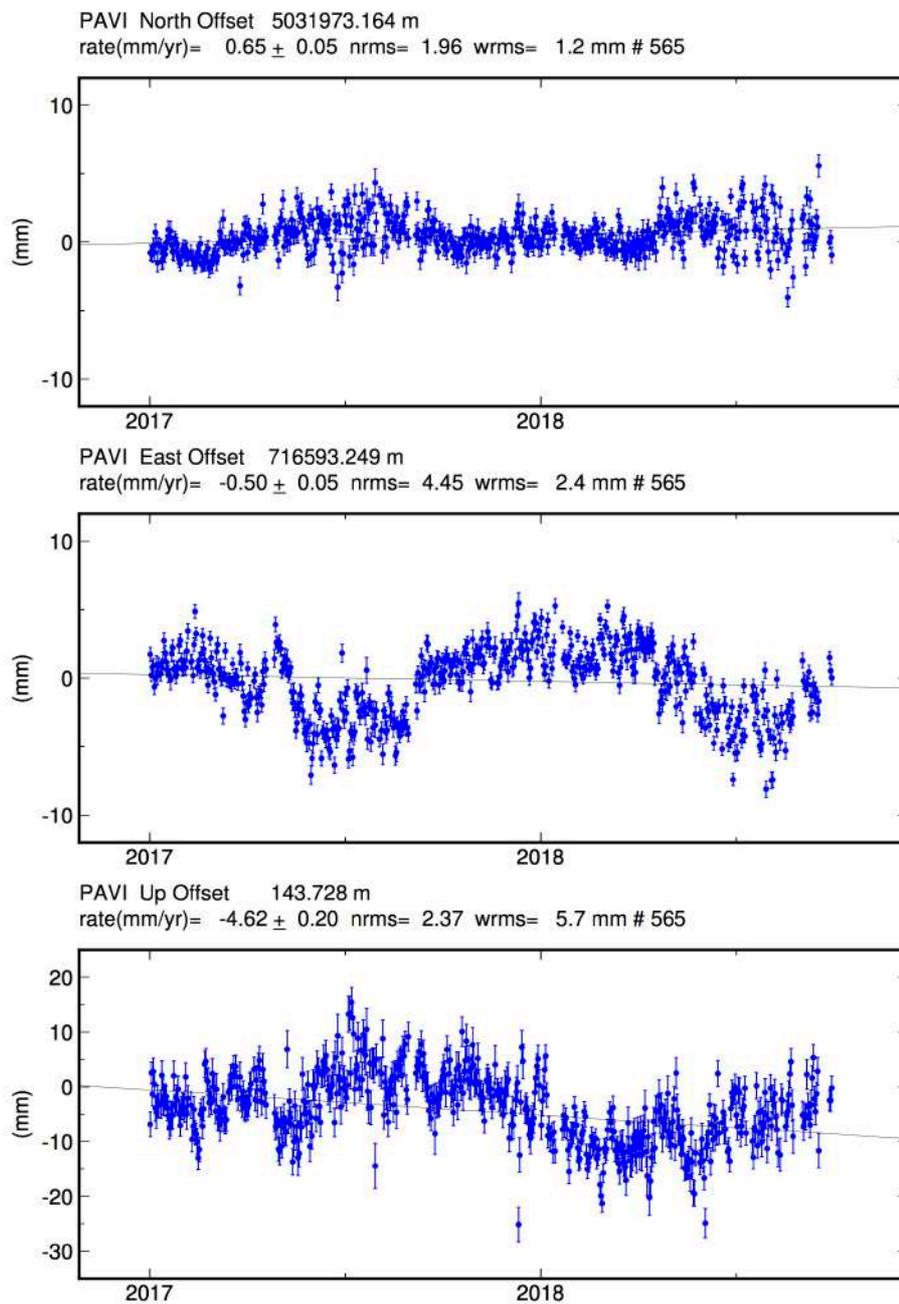
**Figura 29** – Serie temporale della stazione CREM secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.



GM 2018 Oct 18 06:17:54

p: 26

**Figura 30** – Serie temporale della stazione MILA secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.



GM 2018 Oct 18 06:18:00

p: 31

**Figura 31** – Serie temporale della stazione PAVI secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.



## **2.2 Analisi tramite dati radar satellitari per il monitoraggio delle deformazioni superficiali**

In questo capitolo vengono presentati i risultati dell'analisi relativa alla distribuzione spaziale delle deformazioni superficiali ed alla loro evoluzione temporale nell'area di interesse, effettuata mediante l'utilizzo di dati Radar ad Apertura Sintetica (SAR), sia d'archivio sia di recente acquisizione, rilevati da sistemi satellitari ed elaborati con la tecnica avanzata di Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) nota con l'acronimo SBAS (Small BAseline Subset) e sviluppata presso l'IREA-CNR. In particolare, l'approccio SBAS consente di analizzare le caratteristiche spazio-temporali dei fenomeni deformativi rilevati mediante la generazione di mappe e serie temporali della deformazione superficiale osservata, basandosi su una opportuna combinazione delle informazioni ricavate dalle immagini SAR (interferogrammi) acquisite da orbite sufficientemente vicine (piccole baseline spaziali) e possibilmente con tempi di rivisitazione non elevati (piccole baseline temporali).

Per maggiori dettagli sull'Interferometria SAR Differenziale, ed, in particolare, sull'approccio SBAS si rimanda all'appendice F.

Per quanto riguarda i dati d'archivio, l'analisi interferometrica è stata condotta utilizzando congiuntamente dati SAR acquisiti dai sensori ERS-1/2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) lungo orbite discendenti ed ascendenti, relativi al periodo maggio 1993 – ottobre 2010 (paragrafo 2.2.1), su un'area di circa 95 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Per quanto riguarda invece il periodo marzo 2015–settembre 2018, l'analisi interferometrica è stata effettuata utilizzando i dati acquisiti dalla costellazione Sentinel-1 (S-1) del Programma Europeo Copernicus lungo orbite discendenti ed ascendenti (paragrafo 2.2.2), su un'area di circa 190 km x 70 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

### **2.2.1 Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 1993-2010 (dati ERS-1/2 ed ENVISAT)**

L'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo è stata condotta considerando l'intero archivio disponibile di dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti sull'area di interesse sia da orbite discendenti sia da orbite ascendenti, che sono relative al periodo 1993-2010.

In particolare, sono stati elaborati congiuntamente 141 dati ERS-1/2 ed ENVISAT per l'orbita discendente e 76 dati ERS-1/2 ed ENVISAT per l'orbita ascendente. Con tali dati sono stati generati, rispettivamente, 412 e 213 interferogrammi differenziali ERS-1/2 ed ENVISAT, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m. A



partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali dello spostamento nella linea di vista del sensore (LOS) radar (paragrafi 2.2.1.1 e 2.2.1.2, rispettivamente).

Inoltre, combinando opportunamente le mappe di velocità di deformazione relative alle orbite discendenti e ascendenti, sono state generate le mappe di velocità media di deformazione delle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento (paragrafo 2.2.1.3).

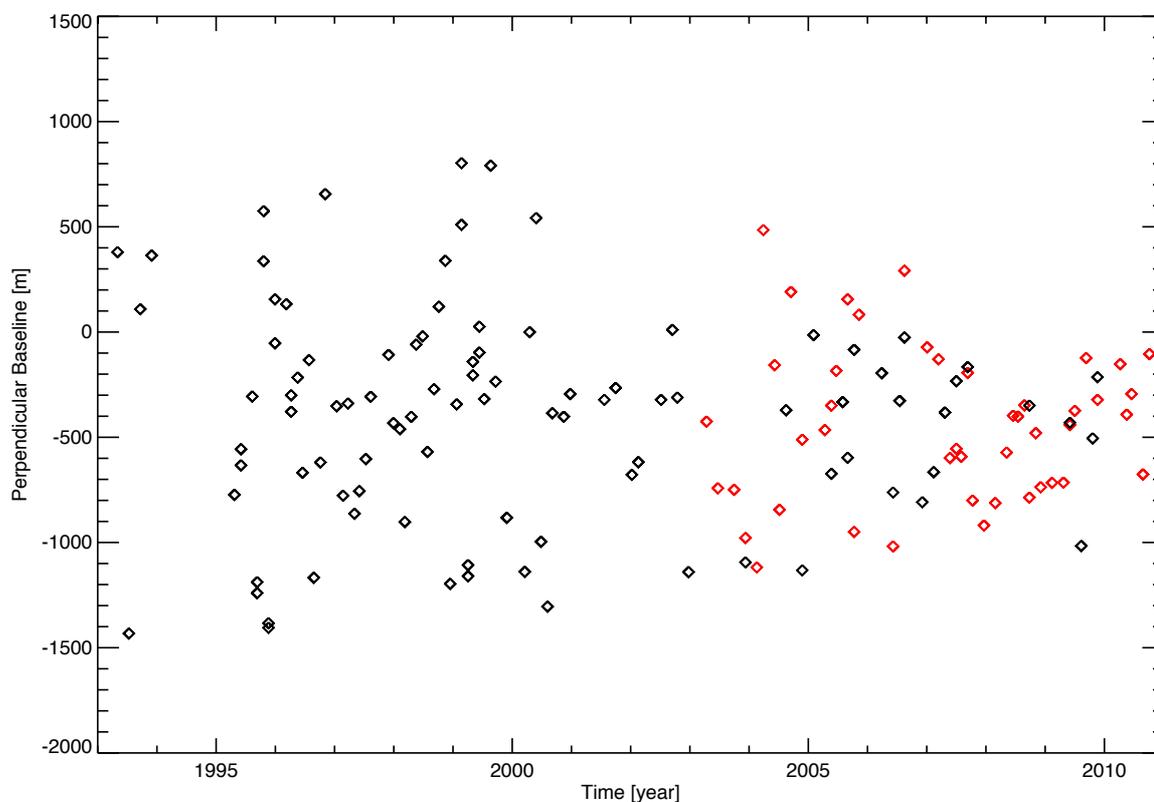
Per la generazione degli interferogrammi è stato utilizzato il DEM SRTM dell'area avente uno *spacing* di circa 30 m (1 arcsec). Si noti che sia gli interferogrammi differenziali, sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state ottenute con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m ma, a valle dell'elaborazione, esse sono state ricampionate allo *spacing* del DEM utilizzato; ciò rende i risultati ottenuti direttamente confrontabili con quelli relativi alle successive analisi Sentinel-1.

Nei paragrafi seguenti si descrivono nel dettaglio le analisi interferometriche effettuate utilizzando i dati discendenti e ascendenti, rispettivamente, ed i risultati ottenuti attraverso la loro combinazione. Si sottolinea che tutti i risultati mostrati fanno riferimento all'area comune alle analisi effettuate sui dati acquisiti dalle orbite discendenti ed ascendenti.

### **2.2.1.1 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: orbite discendenti (periodo 1993-2010)**

Per l'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo sono stati utilizzati 141 dati satellitari acquisiti da orbite discendenti (track 208) nel periodo maggio 1993 – settembre 2010; in Figura 32 è mostrata la distribuzione di tali dati nel piano tempo/baseline perpendicolare. In particolare, i rombi neri e rossi rappresentano, rispettivamente, i dati ERS-1/2 ed ENVISAT. Tramite tali dati sono stati generati 412 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m. Sia gli interferogrammi differenziali sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state generate con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m, ottenuta tramite un'operazione di media spaziale (multilooking) ma, come accennato precedentemente, esse sono state ricampionate con uno *spacing* di circa 30 m per essere sovrapponibili al DEM utilizzato.

In Tabella 11 sono riportate le caratteristiche principali del dataset utilizzato.

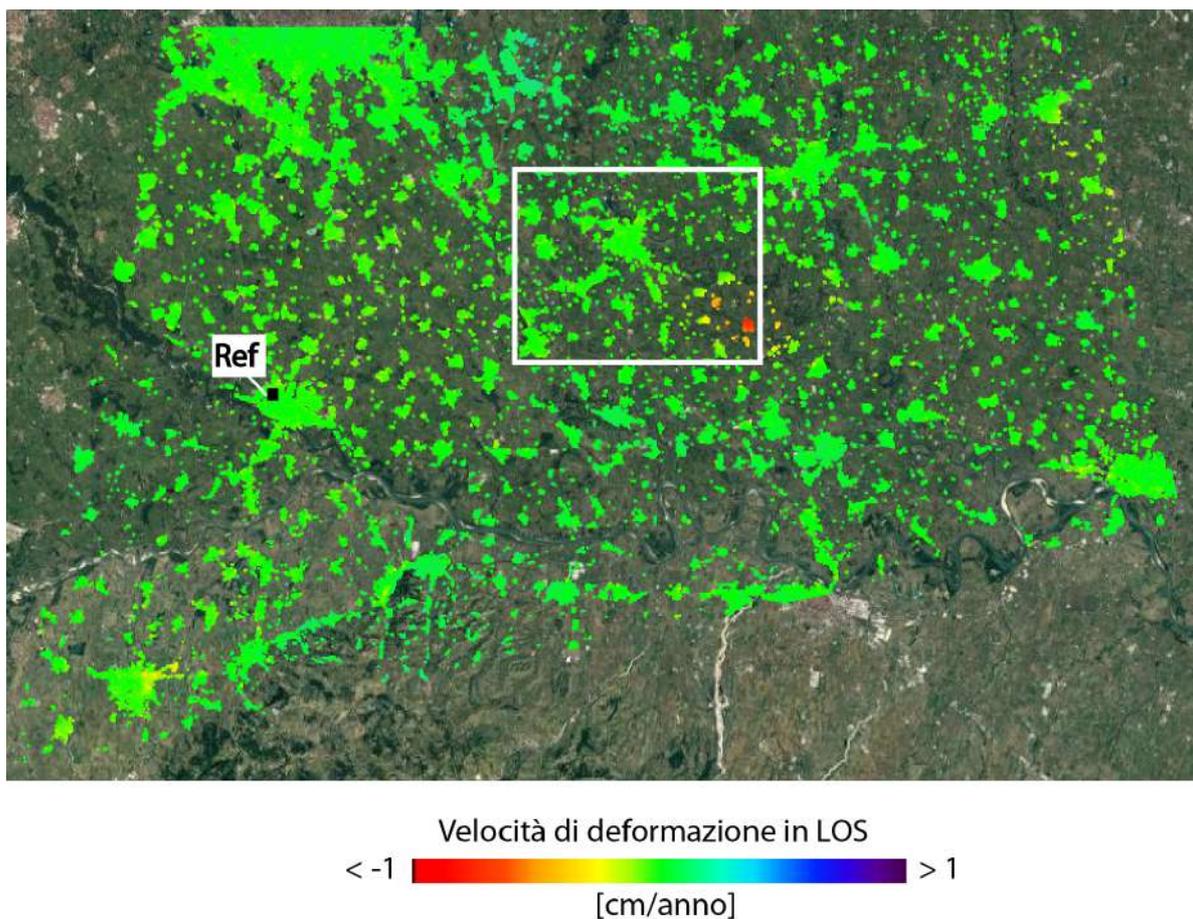


**Figura 32** - Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite discendenti e relativi all'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.

Lunghezza d'onda	5.6 cm
Orbita di acquisizione	Discendente
Risoluzione spaziale nominale	~ 4 m x 20 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 80 m x 80 m
Estensione spaziale	~95 km x 60 km
Periodo di osservazione	maggio 1993 – settembre 2010
Numero di acquisizioni utilizzate	141
Numero di interferogrammi generati	412
Angolo di vista a centro scena	~23°

**Tabella 11** - Caratteristiche principali dei dati SAR ENVISAT utilizzati da orbite discendenti e relativi all'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.

In Figura 33 è riportata la mappa della velocità media di deformazione superficiale (in linea di vista del sensore radar, LOS) sovrapposta ad una immagine ottica della zona di interesse; le aree dove la misura di deformazione è affetta da rumore (decorrelazione) sono state escluse dalla mappa; il riferimento spaziale rispetto al quale sono calcolate le misure di deformazione è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia, indicato in Figura 33 con un quadratino nero (REF).

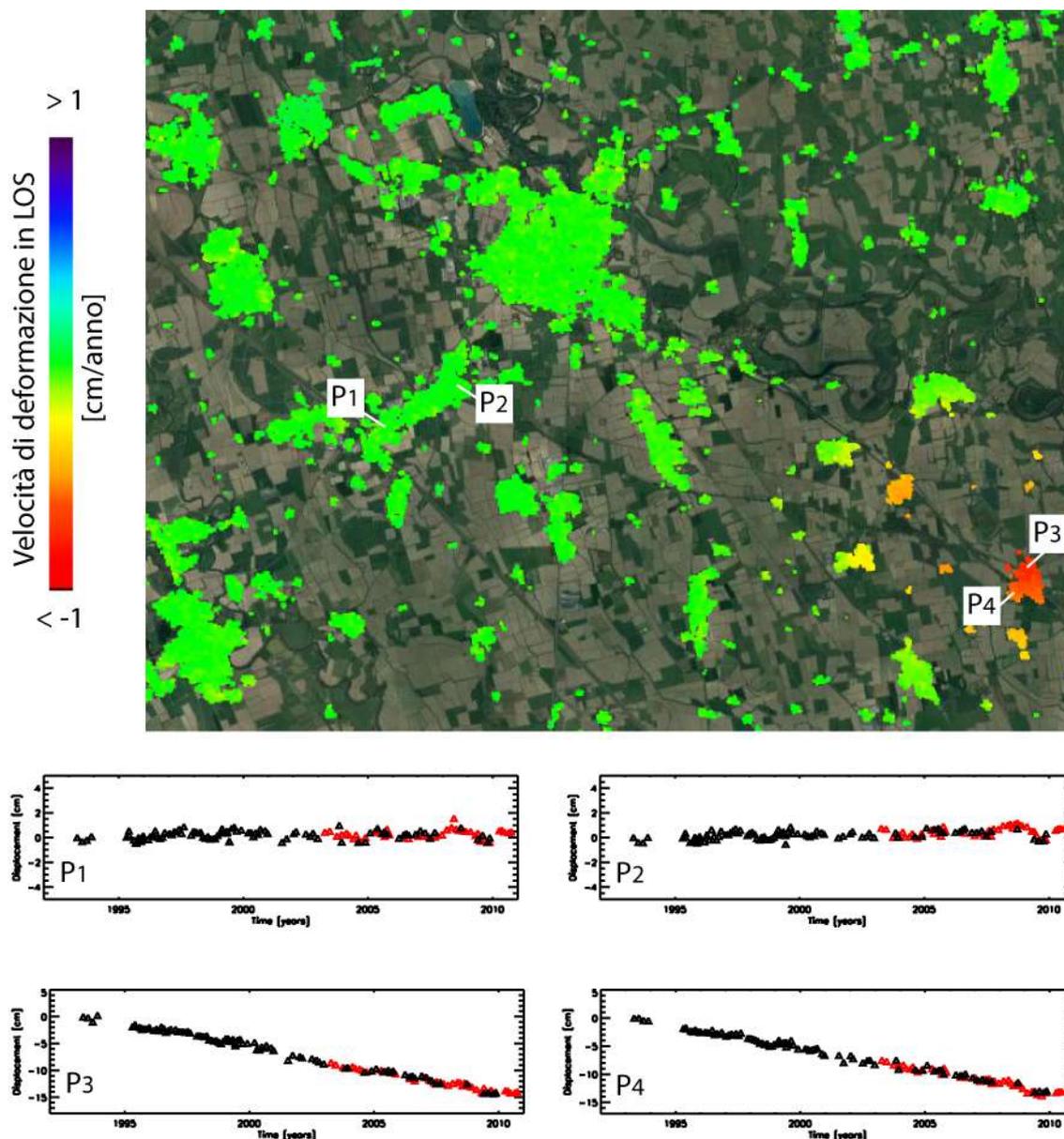


**Figura 33** - Mappa della velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata. Il quadratino nero indica il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione ed è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia. L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite discendenti nel periodo 1993-2010.

In Figura 34 viene mostrato un ingrandimento della zona rappresentata dal rettangolo bianco in Figura 33, che include l'area di interesse.

Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2 di Figura 34) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4 di Figura 34). Dall'analisi effettuata non si rilevano spostamenti significativi

(superiori a 2 – 3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno.



**Figura 34** - Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 33 in corrispondenza del riquadro bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4). L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ENVISAT acquisiti da orbite discendenti nel periodo 1993-2010. I triangoli neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.



### **2.2.1.2 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: orbita ascendente (periodo 1995-2010)**

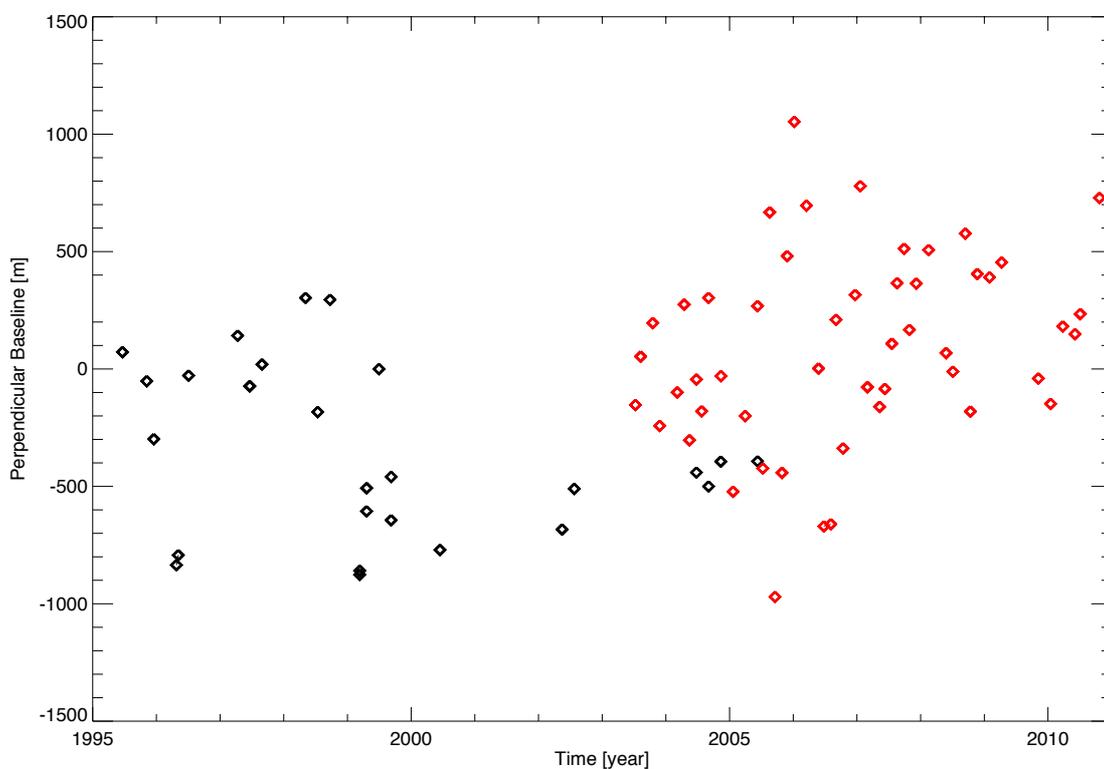
Per l'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo sono stati utilizzati 76 dati satellitari (26 ERS-1/2 e 50 ENVISAT) acquisiti da orbite ascendenti (track 487) nel periodo giugno 1995 - ottobre 2010, la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è mostrata in Figura 35 dove i rombi neri e rossi rappresentano, rispettivamente, i dati ERS-1/2 ed ENVISAT. Tramite tali dati sono stati generati 213 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m.

Sia gli interferogrammi differenziali sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state generate con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m, ottenuta tramite un'operazione di multilooking (media spaziale complessa), ma sono state ricampionate, a valle dell'elaborazione, con uno *spacing* di circa 30 m per essere sovrapponibili al DEM utilizzato.

Si segnala una notevole esiguità dei dati ERS-1/2 acquisiti da orbita ascendente rispetto a quelli acquisiti da orbita discendente; tale campionamento temporale insufficiente rende difficoltosa la combinazione delle serie temporali di deformazione in linea di vista (LOS) relative ai dati discendenti e ascendenti per ottenere serie temporali delle componenti verticali e Est-Ovest della deformazione, come meglio specificato nel prossimo paragrafo.

In Tabella 12 sono riportate le caratteristiche principali del dataset utilizzato.

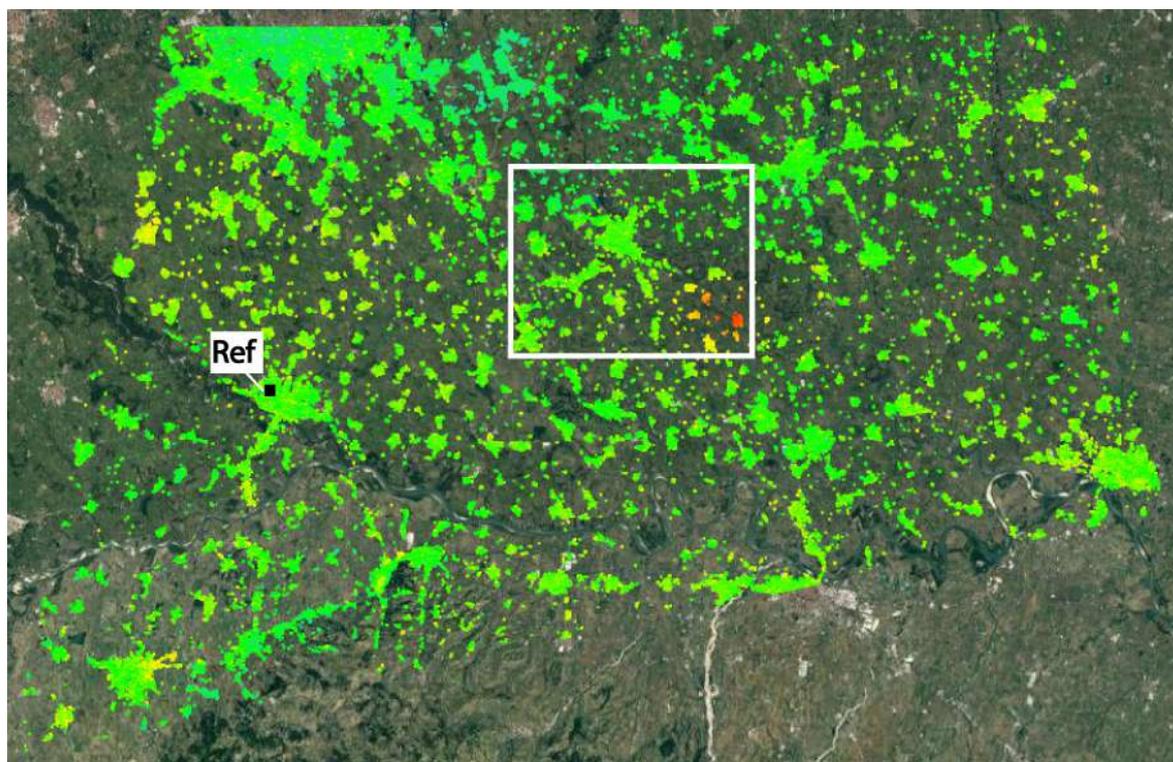
In Figura 36 è riportata la mappa di velocità media di deformazione superficiale in LOS, sovrapposta ad un'immagine ottica della zona di interesse; le zone dove la misura di deformazione è affetta da rumore di decorrelazione sono escluse dalla mappa; il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione è localizzato, anche in questo caso, in prossimità del centro abitato di Pavia, indicato in Figura 36 con un quadratino nero (REF).



**Figura 35** - Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti sull'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS-1/2 ed ENVISAT, rispettivamente.

Lunghezza d'onda	5.6 cm
Orbita di acquisizione	Ascendente
Risoluzione spaziale nominale	~ 4 m x 20 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 80 m x 80 m
Estensione spaziale	~95 km x 60 km
Periodo di osservazione	giugno 1995 – luglio 2010
Numero di acquisizioni utilizzate	76
Numero di interferogrammi generati	213
Angolo di vista a centro scena	~23°

**Tabella 12** - Caratteristiche principali dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT utilizzati

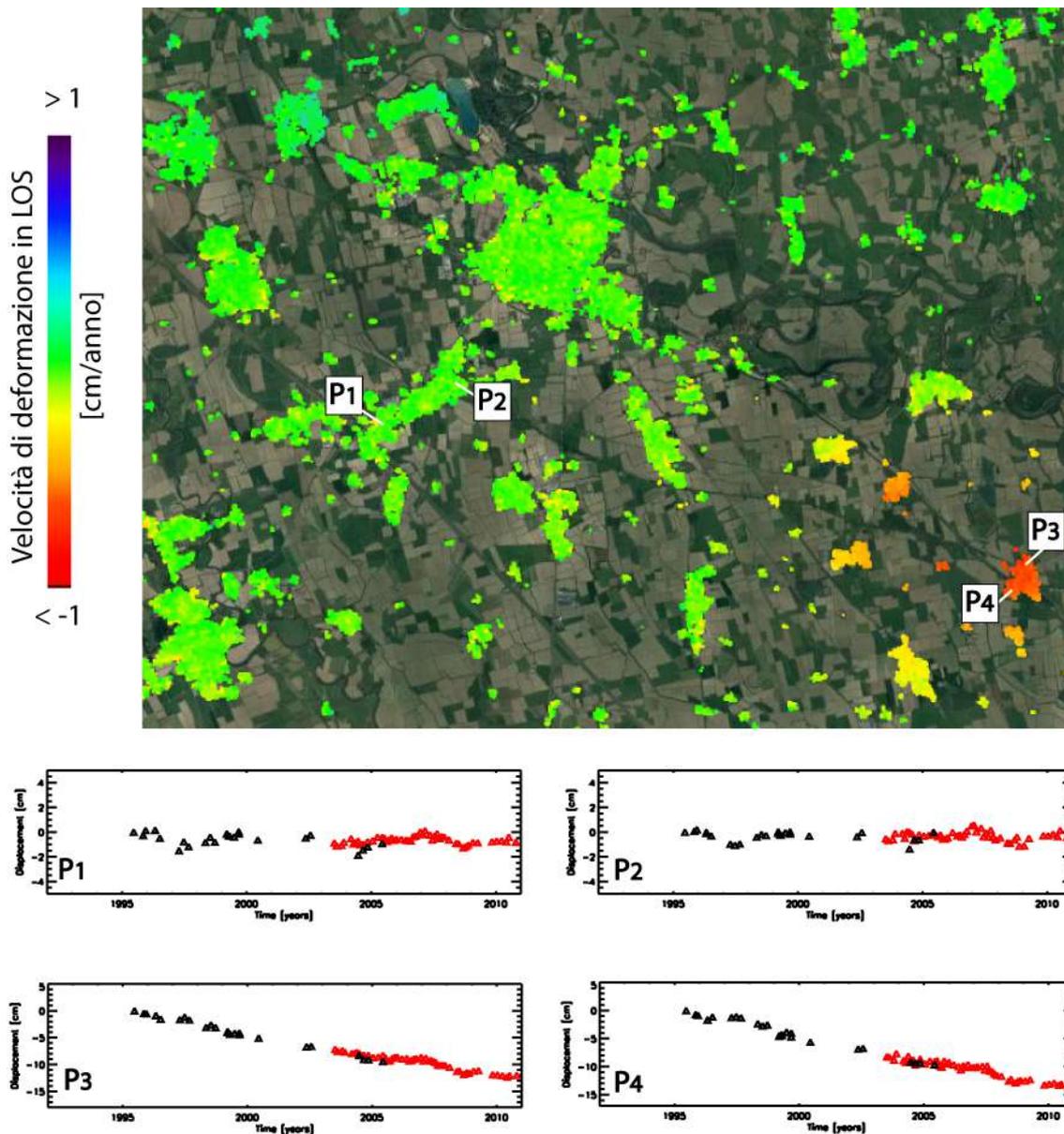


**Figura 36** - Mappa della velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata. Il quadratino nero indica il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione ed è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia. L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti nel periodo 1995-2010.

In Figura 37 è mostrato un ingrandimento della zona rappresentata dal rettangolo bianco in Figura 36, che include l'area di interesse.

Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2 di Figura 37) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4 di Figura 37).

Analogamente a quanto rilevato dall'analisi relativa ai dati acquisiti da orbite discendenti, anche in questo caso non si rilevano spostamenti significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno.



**Figura 37** - Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 36 in corrispondenza del riquadro bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4). L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti nel periodo 1995-2010. I triangoli neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.

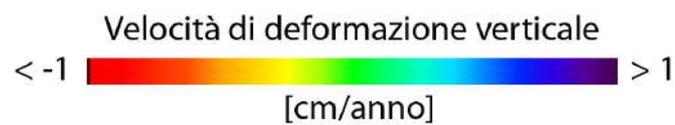
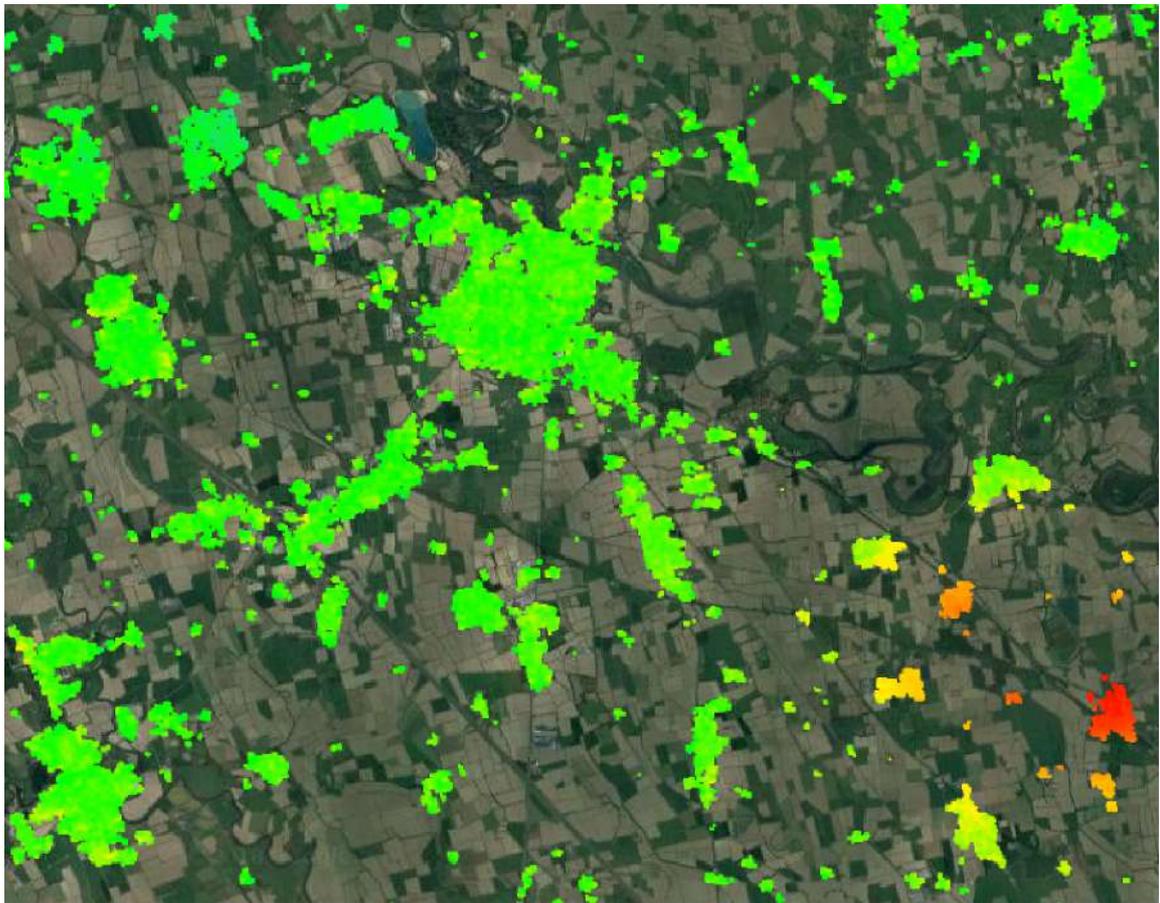


### **2.2.1.3 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: mappe di velocità media di deformazione relative alle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento superficiale**

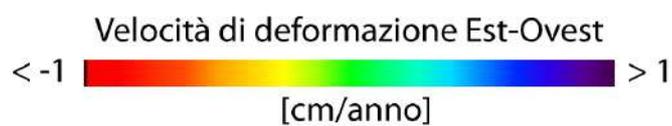
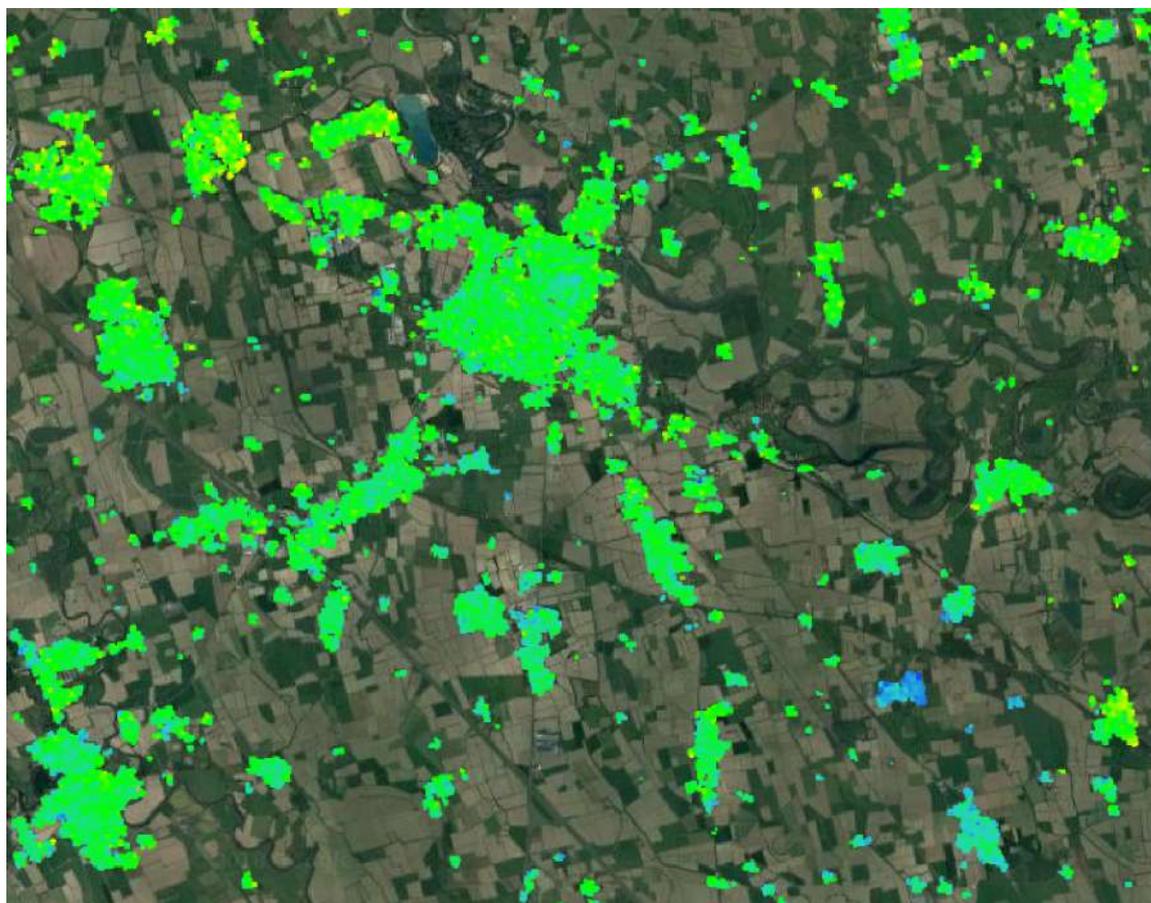
Combinando opportunamente le mappe di velocità media di deformazione del suolo ottenute dai dati SAR discendenti (Figura 34) e ascendenti (Figura 37) presentate nei precedenti paragrafi è stato possibile generare le mappe delle componenti verticale ed Est-Ovest della velocità media della deformazione superficiale relative all'area di interesse, rappresentate nelle Figure 38 e 39, rispettivamente.

Come accennato nel paragrafo precedente, l'esiguità del dataset ERS-1/2 ascendente, rispetto al relativo dataset discendente, non consente però di ottenere un'intersezione temporale tra le acquisizioni tale da generare serie temporali soddisfacenti delle componenti verticale ed Est-Ovest della deformazione, cosa che invece è stata effettuata per l'analisi condotta con i dati Sentinel-1, che viene presentata nel prossimo paragrafo.

L'analisi delle mappe delle velocità media di deformazione relative, rispettivamente, alla componente verticale ed Est-Ovest dello spostamento confermano in effetti quanto già rilevato dalle elaborazioni relative alle acquisizioni effettuate dalle singole orbite discendenti ed ascendenti. Infatti non sono stati misurati spostamenti significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano. In tale zona la componente verticale della deformazione risulta essere dominante (vedi Figura 38) e spiega i tassi di deformazione rilevati di circa 1 cm/anno, anche se si evidenzia una zona dove gli spostamenti nella direzione Est-Ovest sono di circa 0.5 cm/anno.



**Figura 38** - Mappa della velocità media di deformazione relativa alla componente verticale dello spostamento geocodificata ed espressa in cm/anno, relativa all'area di interesse, rappresentata nelle Figure 34 e 37, che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano.

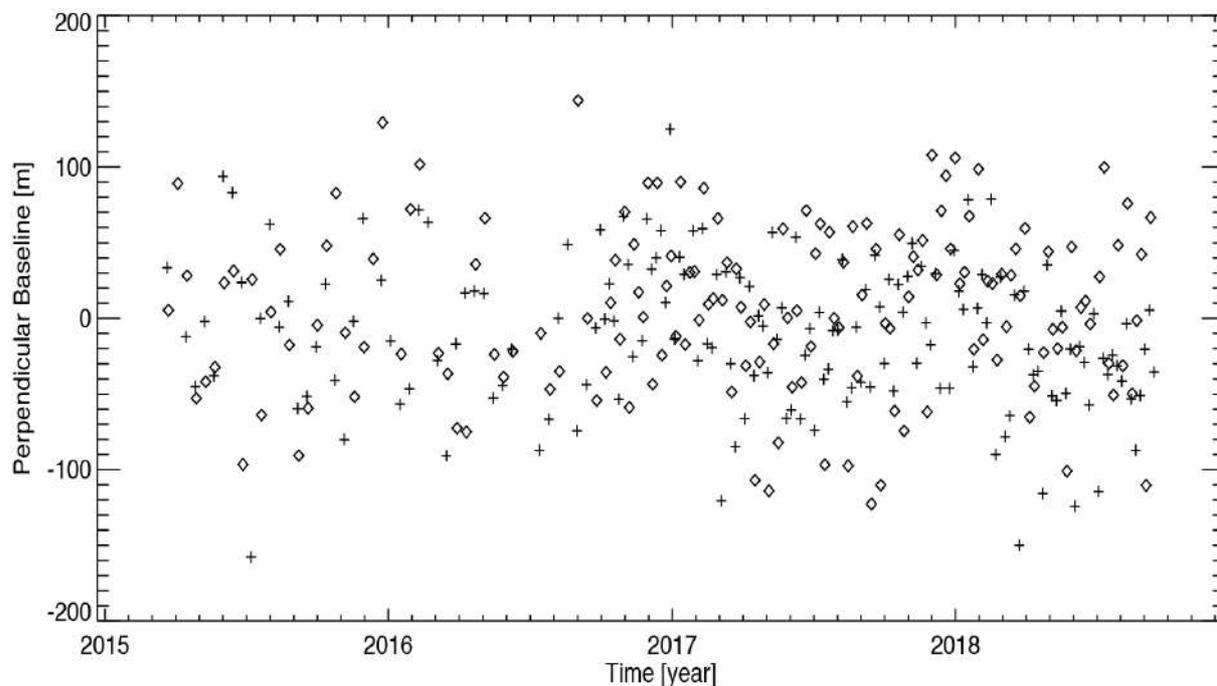


**Figura 39** - Mappa della velocità media di deformazione relativa alla componente Est-Ovest dello spostamento geocodificata ed espressa in cm/anno, relativa all'area di interesse, rappresentata nelle figure 34 e 37, che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano.

## 2.2.2 Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 2015-2017 (dati SENTINEL-1)

L'analisi interferometrica mediante la tecnica SBAS è stata successivamente effettuata utilizzando i dati Sentinel-1 relativi all'area di interesse e corrispondenti a 158 immagini acquisite lungo orbite ascendenti e 160 lungo orbite discendenti, relative al periodo marzo 2015 – settembre 2018; in Figura 40 è mostrata la distribuzione dei dati S-1 nel piano tempo/baseline perpendicolare. Con tali dati sono stati generati, rispettivamente, 435 e 445 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.

Per la generazione degli interferogrammi è stato utilizzato nuovamente il DEM SRTM dell'area con uno spacing di circa 30 m (1 arcsec). Sia gli interferogrammi differenziali, sia le successive mappe e serie temporali di deformazione hanno una risoluzione spaziale di circa 40 m x 40 m, ottenuta a valle di un'operazione di multilooking, e sono stati campionati sulla stessa griglia del DEM utilizzato per l'elaborazione. L'estensione spaziale dell'area analizzata è di circa 190 km x 70 km. Poiché, diversamente dalle mappe e serie temporali di deformazione ottenute dai dati



**Figura 40** - Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. Ogni crocetta rappresenta un'immagine SAR acquisita da orbite discendenti, ogni rombo un'immagine SAR ottenuta da orbite ascendenti.

ERS-1/2 e ENVISAT, non esiste ancora una validazione estesa dei prodotti DInSAR generati a partire dai dati Sentinel-1 (anche a causa della ridotta estensione temporale delle serie acquisite) è stata effettuata una validazione dei risultati SBAS attraverso confronti tra le misure di spostamento DInSAR e le corrispondenti misure GPS ricavate dal database MAGNET (<http://geodesy.unr.edu/magnet.php>). Si sottolinea, però, che nelle analisi dei prossimi anni si provvederà ad utilizzare i risultati GPS ottenuti da OGS, non appena le serie temporali prodotte risulteranno essere sufficientemente estese temporalmente.

Sia per l'elaborazione ascendente, sia per quella discendente è stato scelto come punto d'aggancio un punto nell'area urbana di Pavia nei pressi della corrispondente stazione GPS che, come testimoniato dalle relative misure GPS, risulta essere non in deformazione. Si segnala inoltre che, combinando opportunamente i risultati ottenuti dai dati S-1 acquisiti dalle orbite ascendenti e discendenti, sono state generate sia le mappe, sia le serie temporali di deformazione delle componenti verticale ed Est-Ovest degli spostamenti rilevati.

Nei paragrafi seguenti si descrivono nel dettaglio i risultati delle analisi interferometriche effettuate utilizzando i dati discendenti e ascendenti (paragrafi 2.2.2.1 e 2.2.2.2 rispettivamente), e quelli relativi alla loro combinazione (2.2.2.3).

Si sottolinea che tutti i risultati mostrati fanno riferimento all'area comune alle analisi effettuate sui dati acquisiti dalle orbite discendenti ed ascendenti da parte dei satelliti Sentinel-1A (S-1A) e Sentinel-1B (S-1B) che compongono la costellazione.

In Tabella 13 sono indicate le principali caratteristiche comuni ai due dataset S-1 utilizzati, mentre in Tabella 14 sono riportati i dettagli di ciascun dataset (numero di acquisizioni e interferogrammi considerati, e il corrispondente intervallo temporale).

Lunghezza d'onda	5.56 cm
Risoluzione spaziale nominale	~ 15 m x 4 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 40 m x 40 m
Estensione spaziale	~ 190 km x 70 km
Periodo di osservazione	marzo 2015 – settembre 2018

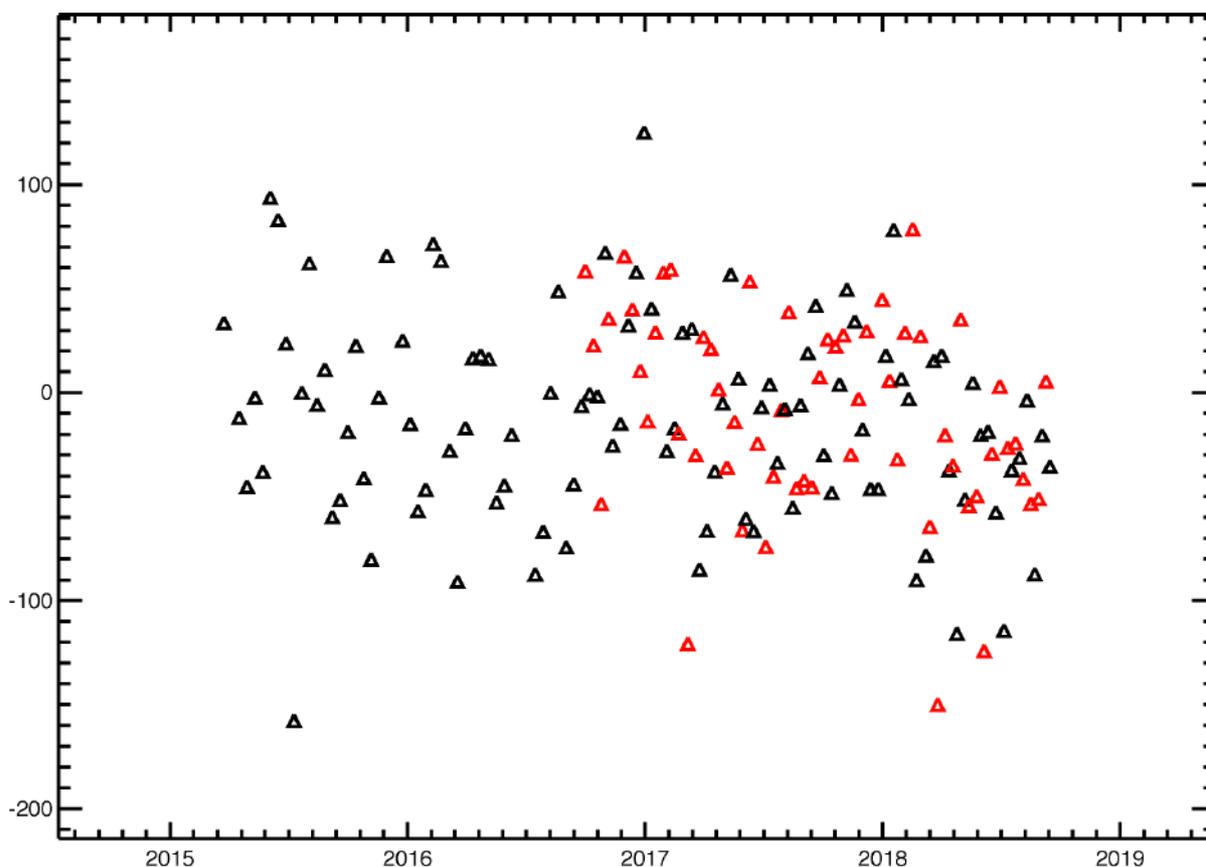
**Tabella 13** - Caratteristiche principali comuni ai due set di SAR S-1 utilizzati.

Dataset	Periodo di osservazione	Numero di acquisizioni utilizzate	Numero di interferogrammi
Discendente	22/03/2015-14/09/2018	158	435
Ascendente	23/03/2015-09/09/2018	160	445

**Tabella 14** - Caratteristiche principali relative a ciascuno dei due dataset di SAR S-1 utilizzati

### 2.2.2.1 Analisi SBAS Sentinel-1: orbite discendenti (periodo marzo 2015 - settembre 2018)

L'analisi interferometrica sull'area di interesse è stata effettuata utilizzando dati SAR acquisiti dalla costellazione S-1 lungo orbite discendenti (track 168). In particolare, sono stati utilizzati 160 dati satellitari collezionati nel periodo nel periodo marzo 2015 – settembre 2018 la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è rappresentata in Figura 41; grazie ad essi sono stati generati 445 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.



**Figura 41** - Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. I triangoli neri e rossi rappresentano rispettivamente i dati S-1A e S-1B.



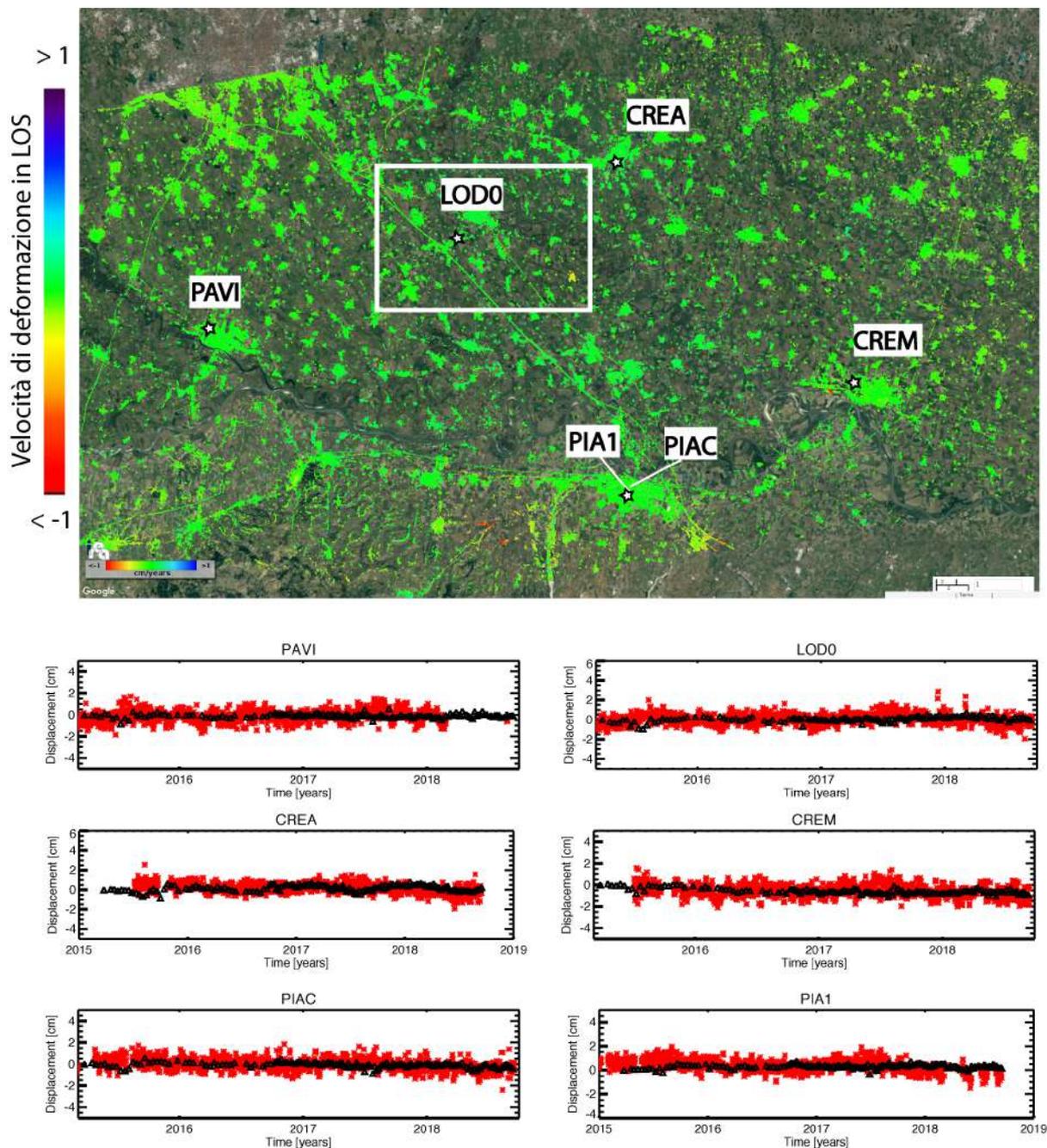
I risultati dell'analisi interferometrica effettuata sono riportati in Figura 42, dove viene mostrata la mappa geocodificata della velocità media di deformazione, proiettata lungo la linea di vista del sensore sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata; i punti affetti da rumore di decorrelazione, per i quali la misura di deformazione non può essere considerata affidabile, non sono mostrati.

Le serie temporali DInSAR generate sono state confrontate con le corrispondenti serie GPS di deformazione ottenute dal database MAGNET. In particolare, in Figura 42 sono evidenziate le posizioni delle sei stazioni GPS prese in considerazione (identificate sulla mappa di deformazione tramite stelline bianche) e, per ciascuna di esse, sono mostrati i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate rispetto alla linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).

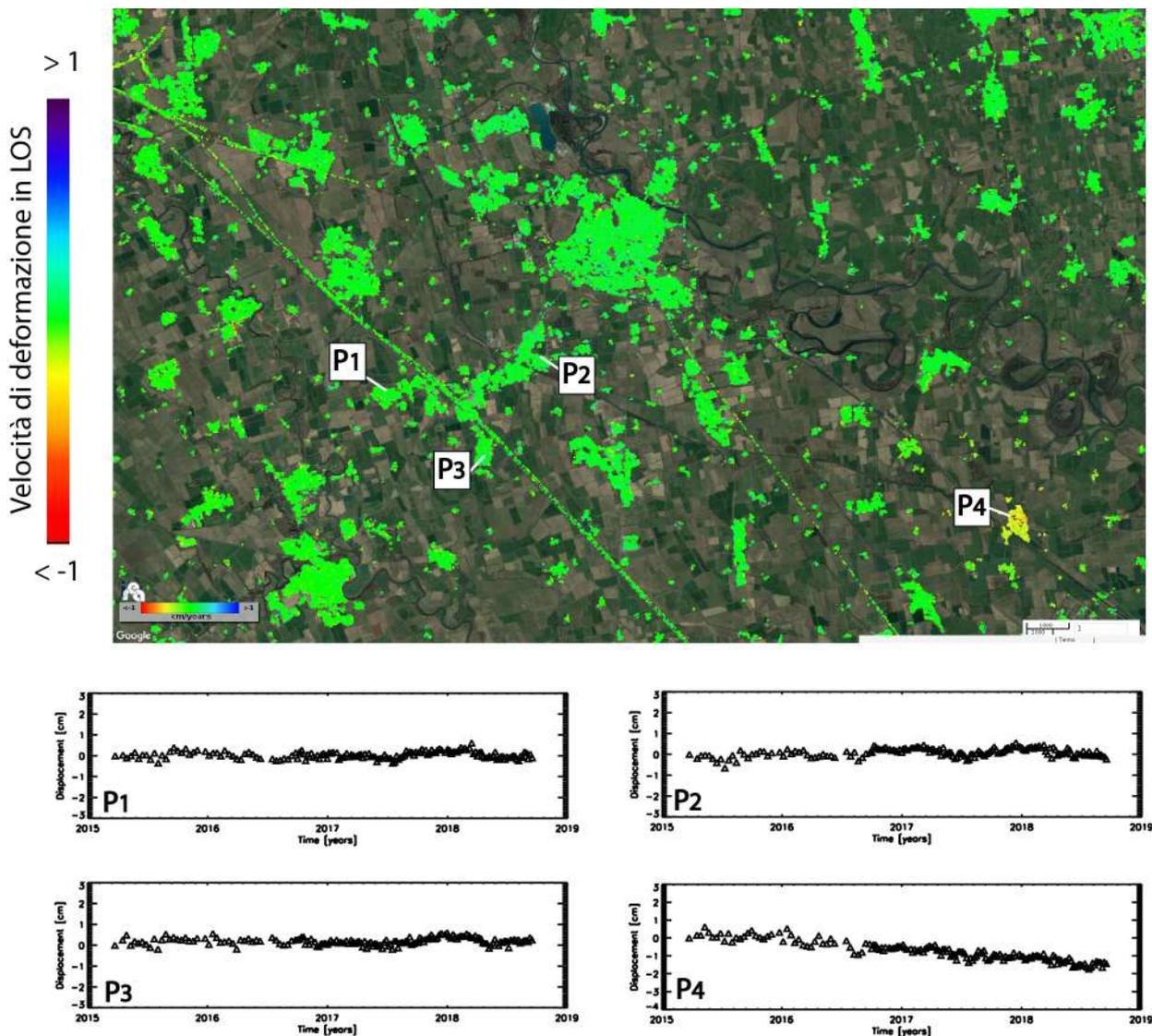
Come si evince dai grafici, i confronti tra le misure radar DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo; ciò è anche testimoniato dai valori ottenuti delle deviazioni standard delle differenze tra le due misure di deformazione, il cui valor medio è pari a circa 0.4 cm. Tale valore è consistente, se non migliore, rispetto alla stima dell'accuratezza della tecnica SBAS riportata in letteratura.

In Figura 43 viene mostrato un ingrandimento della mappa di deformazione LOS di Figura 42 sull'area di interesse. Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3 di Figura 43) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4 di Figura 43).

Dall'analisi effettuata non si rilevano deformazioni significative (superiori a 2–3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, un trend di deformazione sostanzialmente lineare con un tasso che varia da 0.5 cm/anno a 1 cm/anno.



**Figura 42** - Mappa di velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite discendenti nel periodo marzo 2015-settembre 2018. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate nella linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri). Il rettangolo bianco fa riferimento alla zona analizzata in dettaglio in Figura 43.

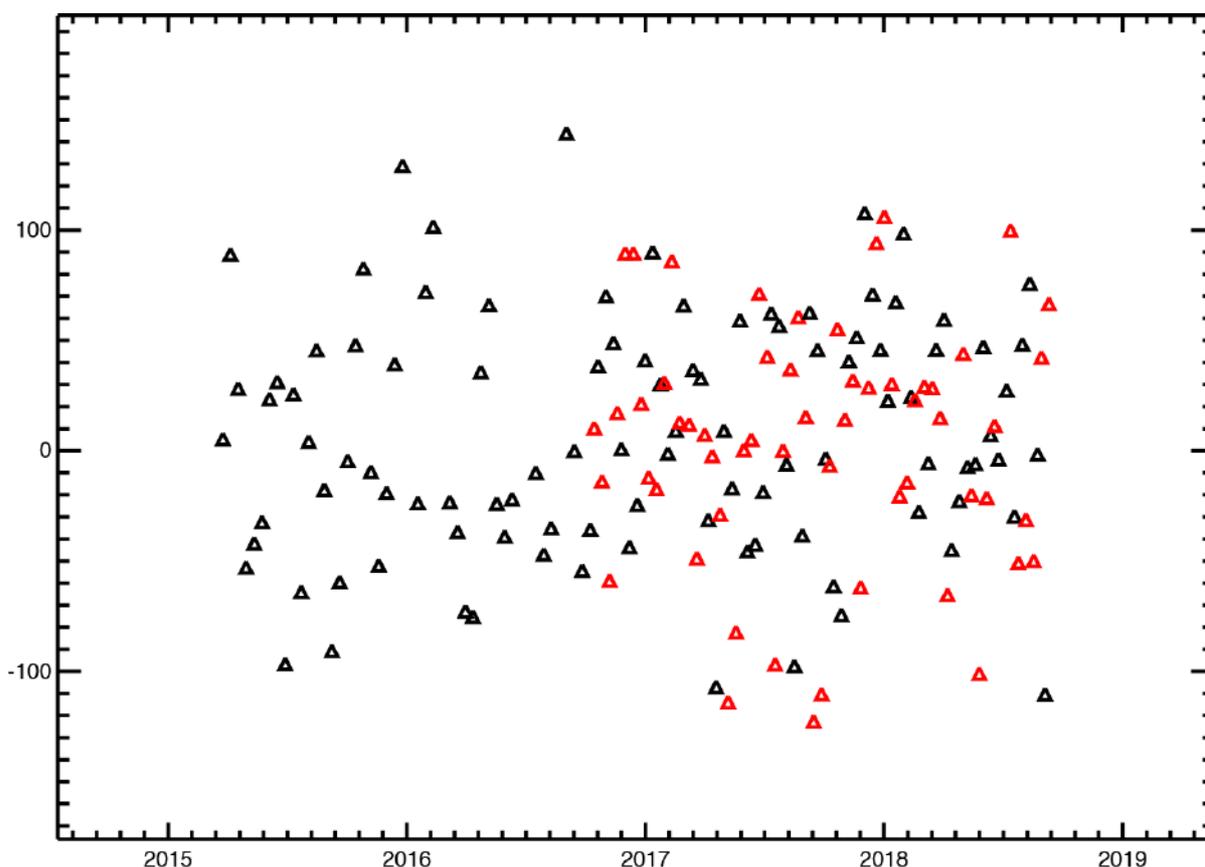


**Figura 43** - Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 42 in corrispondenza dell'area identificata dal rettangolo bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4). L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite discendenti nel periodo marzo 2015- settembre 2108.

### 2.2.2.2 Analisi SBAS Sentinel-1: orbite ascendenti (periodo marzo 2015 – settembre 2018)

Come detto, l'analisi interferometrica sull'area di interesse è stata effettuata utilizzando dati SAR acquisiti dalla costellazione S-1 nel periodo marzo 2015 – settembre 2018 lungo orbite ascendenti (track 15). In particolare, sono stati utilizzati 158 dati satellitari, la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è rappresentata in Figura 44, con i quali sono stati generati 435 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.

I risultati dell'analisi interferometrica effettuata sono riportati in Figura 45, dove viene mostrata la mappa geocodificata della velocità media di deformazione in LOS sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata; i punti affetti da rumore di decorrelazione, per i quali la misura di deformazione non può essere considerata affidabile, non sono mostrati.



**Figura 44** - Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. I triangoli neri e rossi rappresentano rispettivamente i dati S-1A e S-1B.



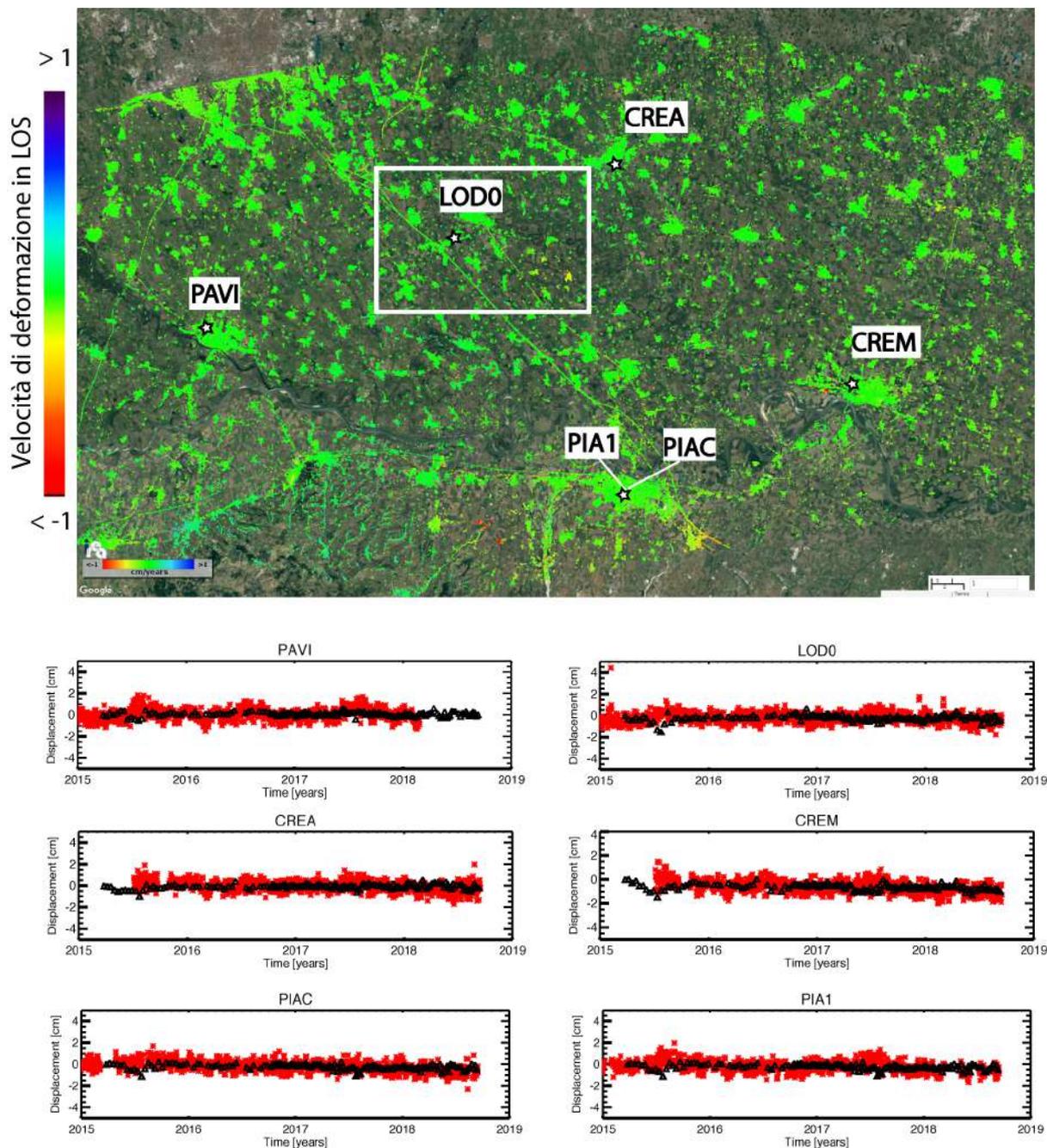
Analogamente a quanto fatto nel paragrafo precedente, anche le serie temporali DInSAR generate dal dataset relativo alle orbite ascendenti sono state confrontate con le corrispondenti serie GPS di deformazione ottenute dal database MAGNET. In particolare, in Figura 45 sono rappresentate le sei stazioni GPS prese in considerazione (identificate sulla mappa di deformazione tramite stelline bianche) e, per ciascuna di esse, sono mostrati i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate rispetto alla linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).

Come si evince dai grafici, i confronti tra le misure DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo, come anche testimoniato dai valori ottenuti delle deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento, il cui valor medio è pari a circa 0.4 cm. Tale deviazione standard è consistente con la stima dell'accuratezza della tecnica SBAS riportata in letteratura.

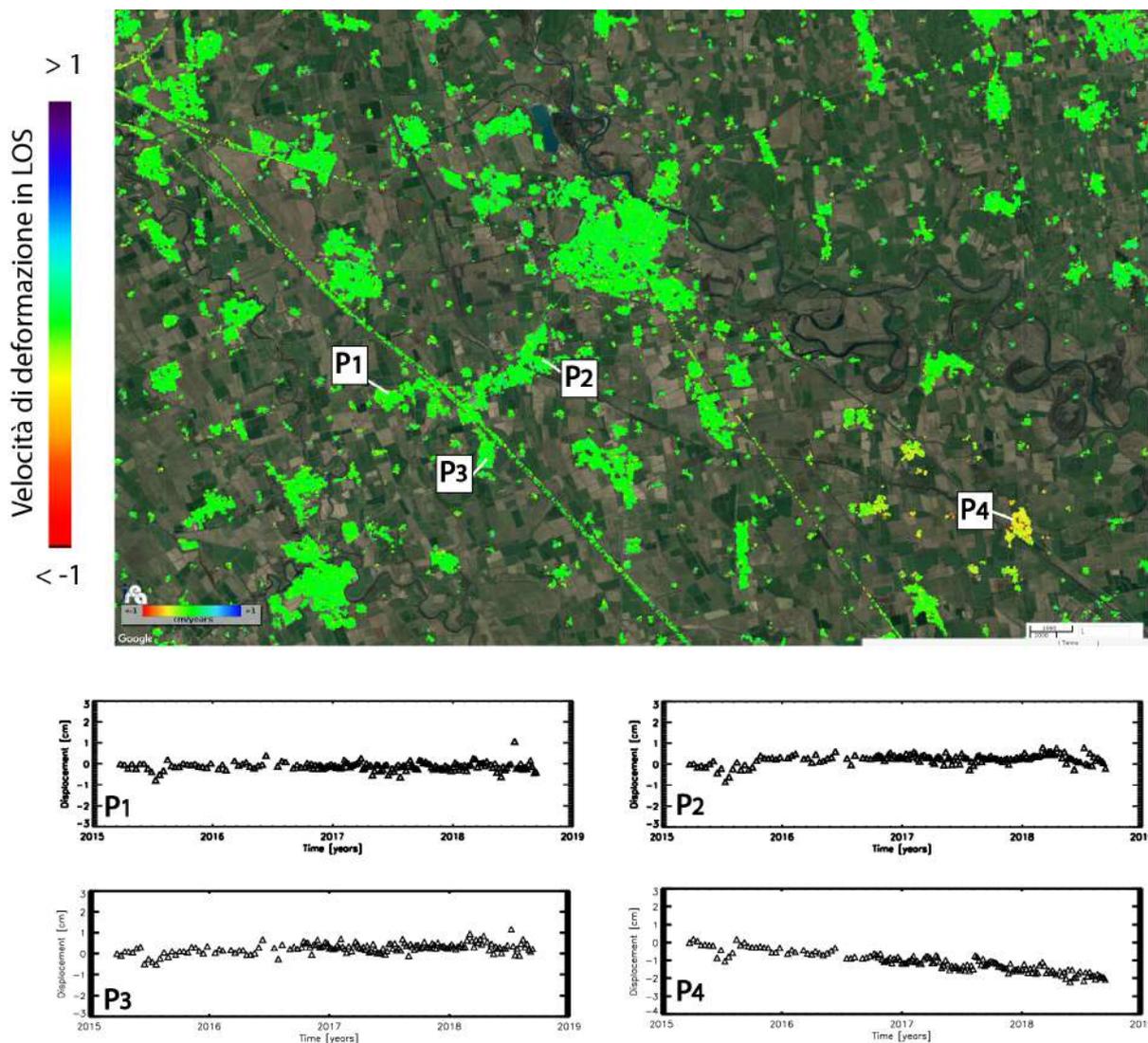
In Figura 46 viene mostrato un ingrandimento della mappa di deformazione LOS di Figura 45 sull'area di interesse.

Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3 di Figura 46) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4 di Figura 46).

Dall'analisi effettuata non si rilevano deformazioni significative (superiori a 2–3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, un trend di deformazione sostanzialmente lineare con un tasso di meno di 1 cm/anno.



**Figura 45** - Mappa di velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite ascendenti nel periodo marzo 2015-settembre 2018. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS proiettate nella linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri). Il rettangolo bianco fa riferimento alla zona analizzata in dettaglio in Figura 46.



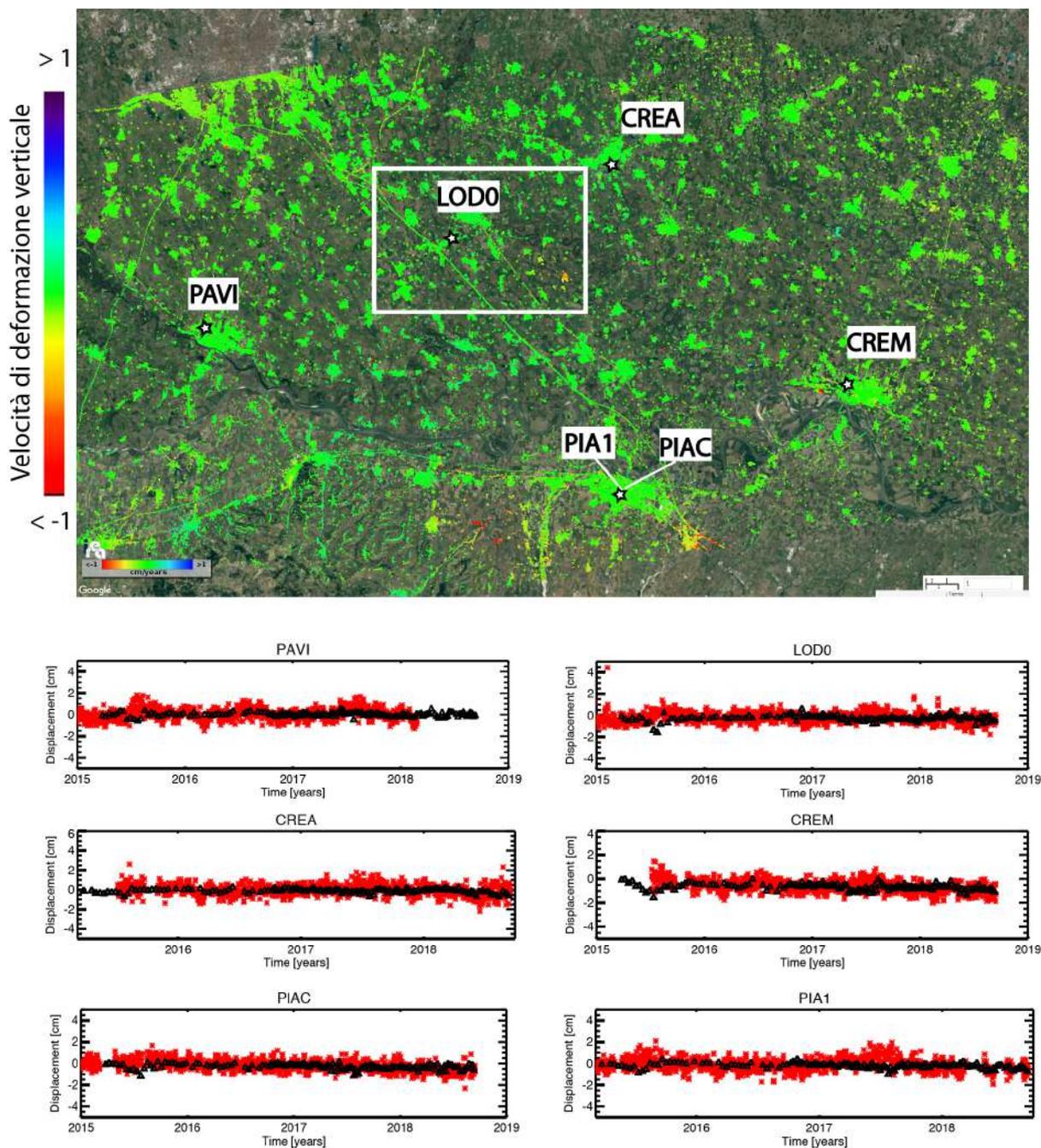
**Figura 46** - Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 45 in corrispondenza dell'area identificata dal rettangolo bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4). L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite ascendenti nel periodo marzo 2015-settembre 2018.

### **2.2.2.3 Analisi SBAS Sentinel-1: mappe delle componenti verticale ed Est-Ovest della deformazione superficiale**

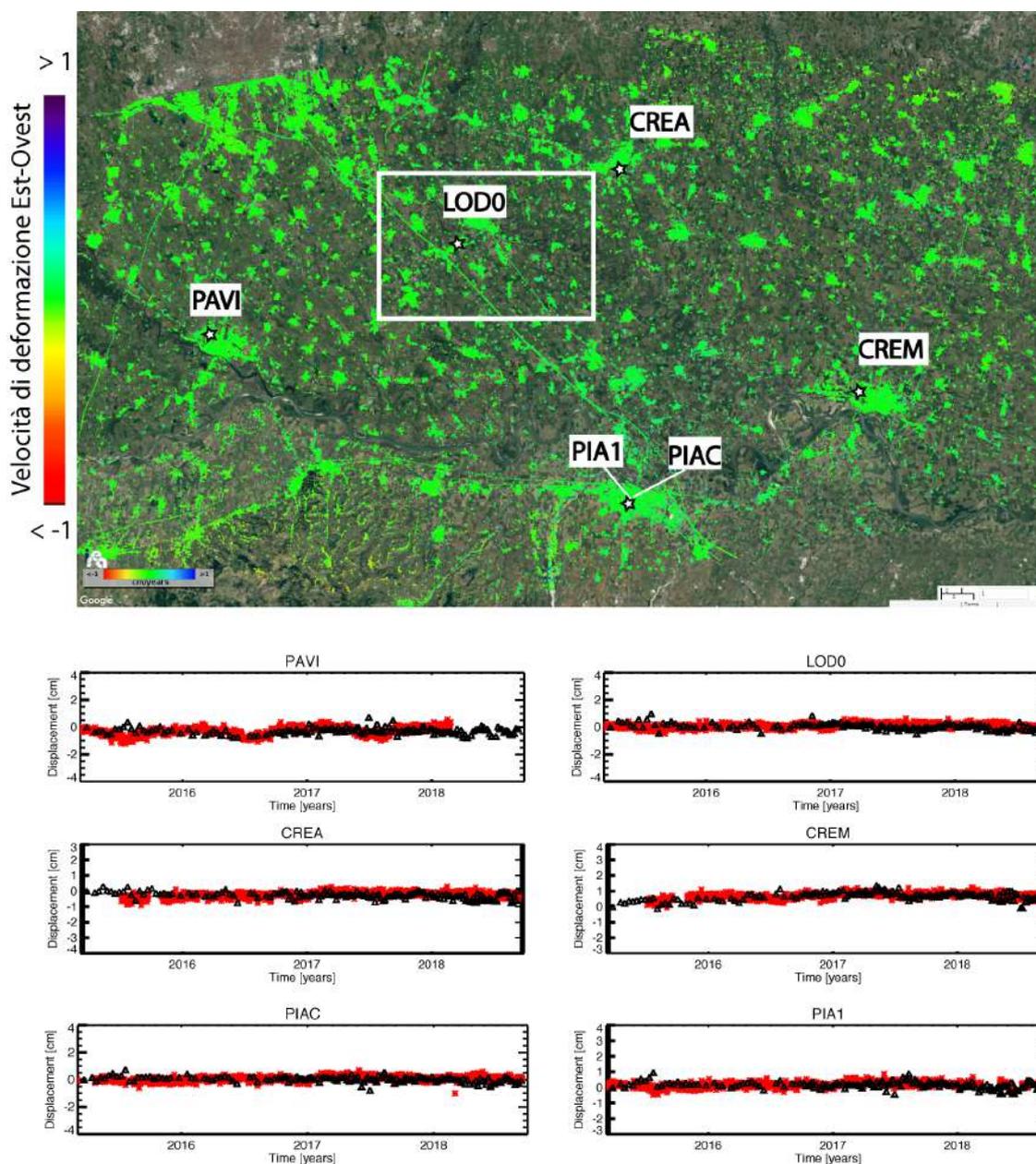
Le mappe di velocità media relative alle componenti Verticale ed Est-Ovest delle deformazioni rilevate, ottenute combinando opportunamente le informazioni ricavate dalle analisi effettuate dalle orbite ascendenti e discendenti, sono riportate nelle Figure 47 e 48, rispettivamente. Anche in questo caso, utilizzando le misure delle sei stazioni GPS del database MAGNET indicate sulle mappe, sono stati effettuati i confronti tra le serie di deformazione GPS e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (asterischi rossi e triangoli neri, rispettivamente). In particolare in Figura 47 si mostrano i grafici dei confronti effettuati per la componente verticale della deformazione; le deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento presentano un valor medio pari a circa 0.4 cm. In Figura 48, analogamente, si mostrano i grafici dei confronti effettuati per la componente Est-Ovest della deformazione; in questo caso le deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento presentano un valor medio pari a circa 0.2 cm.

Da tale analisi si evince che in entrambi i casi i confronti tra le misure DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo e i valori di deviazione standard sono consistenti con le accuratezze della tecnica SBAS riportate in letteratura.

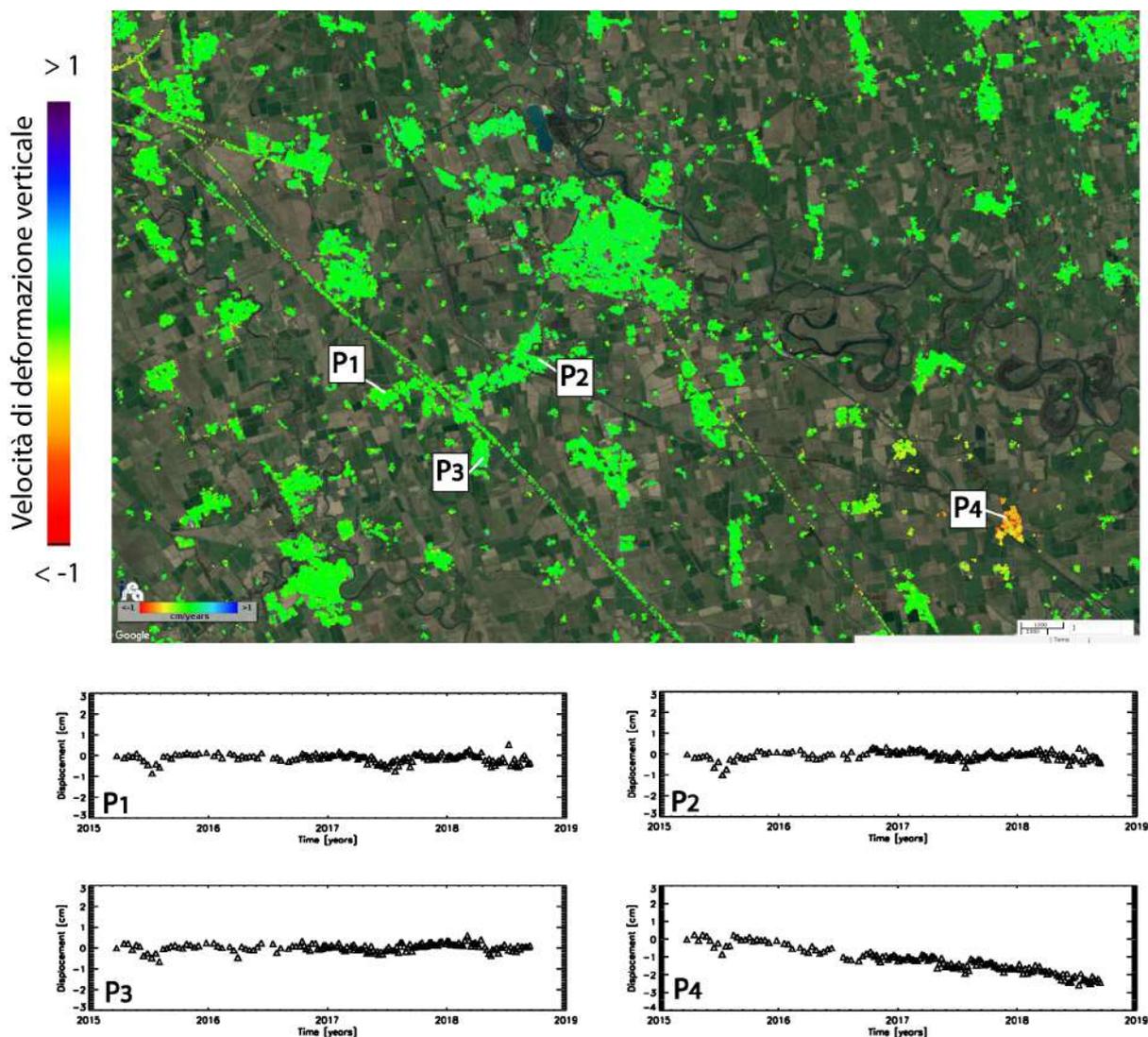
Le Figure 49 e 50 mostrano le mappe delle velocità medie di deformazione relative, rispettivamente, alla componente verticale ed Est-Ovest dello spostamento e rappresentano un ingrandimento della zona identificata dal rettangolo bianco denotato dalla lettera (a) nelle Figure 47 e 48. Sono inoltre rappresentati i grafici relativi all'andamento temporale della deformazioni di quattro punti selezionati. L'analisi dei risultati mostrati nelle Figure 49 e 50 evidenzia che anche nel periodo 2015-2018 non si rilevano deformazioni significative nell'area di interesse (vedi plot dei punti P1, P2, P3) ad eccezione di spostamenti molto localizzati e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, una significativa componente verticale (vedi plot del punto P4) con un tasso di poco meno di 1 cm/anno.



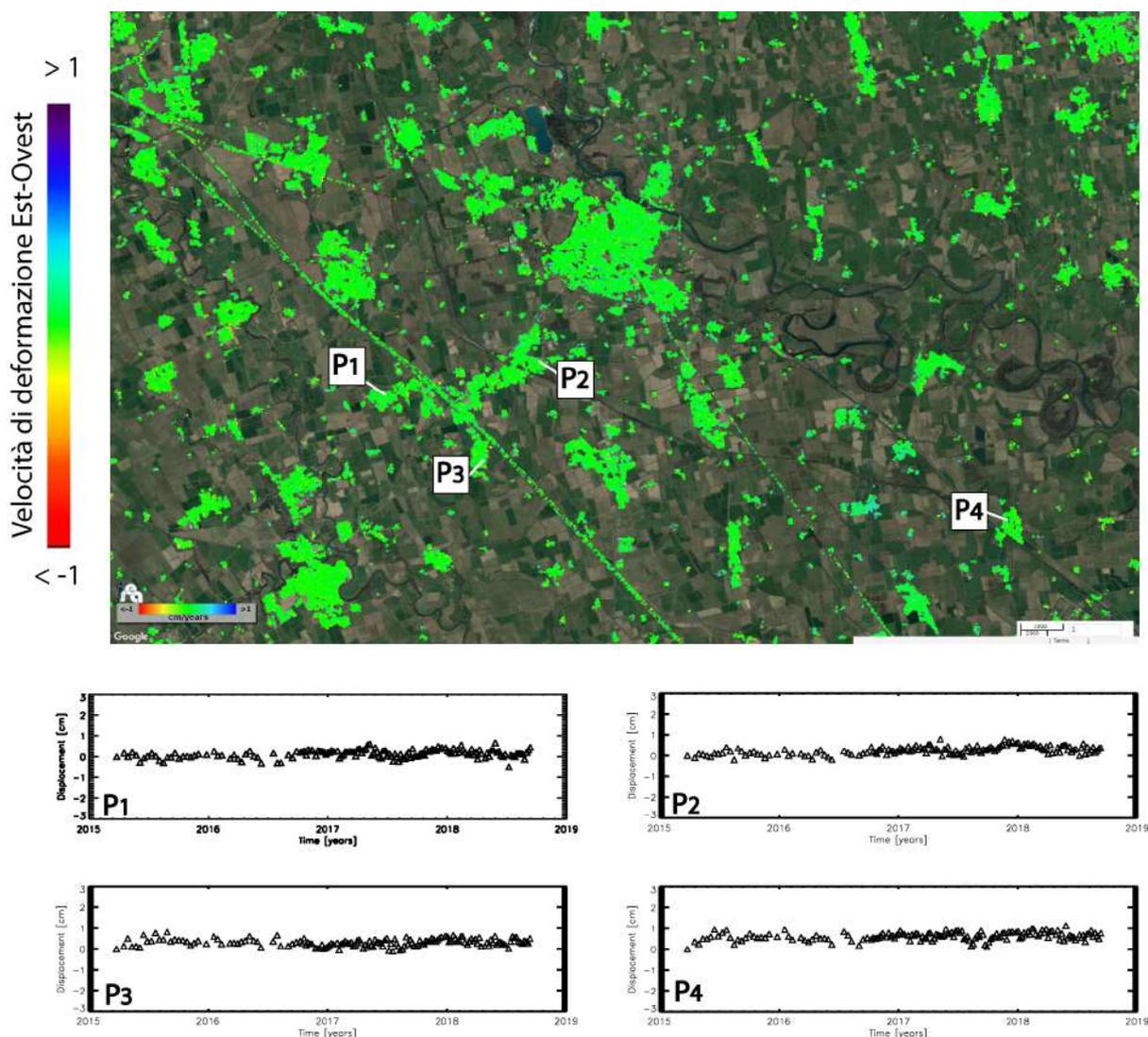
**Figura 47** - Mappa della componente verticale della velocità di deformazione, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS in direzione verticale (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).



**Figura 48** - Mappa della componente Est-Ovest della velocità di deformazione, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS in direzione Est-Ovest (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).



**Figura 49** - Zoom della mappa della componente verticale della velocità media di deformazione di Figura 47 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (a), incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale della componente verticale dello spostamento superficiale per tre punti localizzati in prossimità di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4).



**Figura 50** - Zoom della mappa della componente Est-Ovest della velocità media di deformazione Figura 48 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (a), incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale della componente Est-Ovest dello spostamento superficiale per tre punti localizzati in prossimità di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4).



## 3. Conclusioni

### Monitoraggio sismico

L'infrastruttura di monitoraggio denominata RMCL, costituita da 9 stazioni sismometriche strumentate in pozzo e superficie e da una stazione di posizionamento satellitare (Figura 1), è operativa dal 1 gennaio 2017. Nel corso del primo anno di esercizio, che nel caso dell'impianto di Ital Gas Storage corrisponde anche al periodo necessario per valutare la sismicità naturale di fondo in condizioni "non perturbate" (il cosiddetto "bianco") secondo gli Indirizzi e Linee Guida del MiSE, sono stati registrati e archiviati circa 500 Gbyte di tracce sismiche, con un livello di completezza dei dati acquisiti dalle stazioni è pari a circa il 93-94%. I problemi legati al nuovo tipo di acquisitori e sensori e alla stabilità del *firmware* degli strumenti sono stati fronteggiati con ripetuti interventi in loco presso le stazioni e frequenti interazioni con la ditta produttrice. Detti malfunzionamenti/instabilità appaiono sensibilmente migliorati e sono definitivamente in via di risoluzione nel 2018. La RMCL ha comunque garantito il monitoraggio sismico continuo dell'area di interesse per 661 giorni su 669, e l'acquisizione dati si è interrotta in modo significativo solo per due periodi di 2 e 5 giorni (rispettivamente 11-12 maggio e 25-30 ottobre 2017) durante i quali i dati sono andati perduti per problemi al sistema del centro di acquisizione del CRS presso l'OGS. Il miglioramento delle procedure di controllo giornaliero, messo in atto sulla base dell'esperienza accumulata (ad es: controlli sistematici sullo stato di funzionamento dei ringserver e sulla quantità dei dati acquisiti e archiviati; inserimento di interruttori a relè locali sulle stazioni per il reboot remoto delle apparecchiature), dovrebbe consentire di sanare con maggiore tempestività eventuali malfunzionamenti futuri.

Tutte le stazioni della RMCL evidenziano un livello di rumore di fondo di natura antropica piuttosto elevato (Figura 10), nonostante l'installazione dei sensori velocimetrici in pozzo, a profondità rispetto al piano campagna di circa 75 metri. Sebbene il rumore di fondo riduca la capacità di detezione della rete, le tecniche di elaborazione dei dati della RMCL hanno consentito di rilevare alcuni eventi molto deboli, inferiori a magnitudo ML1.0 nel Dominio Esteso (Figura 20). La rete rileva comunque anche eventi più energetici di provenienza regionale.

Per caratterizzare adeguatamente la sismicità di fondo è stato dapprima ricostruito un quadro complessivo circa l'assetto sismotettonico e la sismicità pregressa che

insistono nell'area in cui si trova lo stoccaggio. Come area di riferimento per lo studio è stata assunta un'area circolare di circa 30 km di raggio, dal sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense, chiamata Area Esterna di Rilevazione: essa corrisponde a circa 4 volte l'estensione prevista dal Dominio Esteso degli ILG del MiSE. Sono stati considerati i più recenti e affidabili cataloghi di terremoti, storici e strumentali esistenti (Figura 19). Infine, è stata analizzata la sismicità strumentale rilevata dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, per valutare la sismicità naturale di fondo in condizioni "non perturbate" (il cosiddetto "bianco").

I terremoti storici indicano che l'Area Esterna è interessata da terremoti deboli e presumibilmente profondi (oltre 30 km di profondità), non direttamente associabili a sorgenti sismogeniche note, ma comunque in grado di causare localmente effetti pari alla soglia di primo danno (Intensità Macrosismica MCS pari al VI grado). La sismicità strumentale degli ultimi decenni (desunta dalle rilevazioni della RSNC (Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV) e della RSNI (Rete Sismica dell'Italia Nord-Occidentale dell'Università di Genova) fornisce una visione di maggiore dettaglio, ma evidenzia altresì alcune criticità, in termini di completezza dell'informazione, identificazione univoca degli eventi, e accuratezza delle localizzazioni. Visto il numero esiguo di eventi registrati dagli anni '80 (rispettivamente 50 secondo il dataset INGV, e 30 secondo quello di UNIGE) non è possibile stimare statisticamente né la magnitudo di completezza, né il tasso medio annuo degli eventi attesi. L'intero dataset di eventi strumentali pre-2017 richiederebbe alcuni ulteriori approfondimenti che però esulano dallo scopo di questa analisi. A seguito della verifica puntuale effettuata per i terremoti rilevati dalla RSNC durante il periodo di operatività della RMCL (1/1/2017-31/10/2018), il catalogo strumentale della RSNC contiene probabilmente false identificazioni di terremoti, o localizzazioni estremamente inesatte, per 3 dei 4 terremoti risultanti (vedasi Figure 20, 24 e 25, e Tabelle 7 e 8). Ciò principalmente a causa della minore densità di stazioni a scala locale della RSNC rispetto alla RMCL. I dati della RSNI sono invece congruenti con quelli rilevati dalla RMCL, sia per l'utilizzo di più stazioni sia per una diversa configurazione degli algoritmi di detezione.

Per quanto riguarda le rilevazioni della RMCL nell'intervallo di tempo già citato, sono stati riconosciuti 11 eventi all'interno dell'Area Esterna (Figura 20 e Tabella 7): di questi, 4 ricadono dentro il Dominio di Rilevazione Interno (a distanza inferiore di 3 km dal serbatoio), 3 nel Dominio Esteso e 4 nell'Area Esterna, al di fuori del Dominio Esteso. Sul totale di 7 eventi localizzati all'interno dei Domini di Rilevazione DI e DE, 6 sono superficiali (profondità 2-3 km) e hanno magnitudo bassa ( $ML \leq 1.5$ ). Tra gli eventi più vicini all'area di stoccaggio, i due eventi del 12/7 potrebbero essere correlabili con le attività svolte da Ital Gas Storage per la preparazione dello stoccaggio. Gli eventi in questione non hanno superato  $ML1.0$ . Per gli altri eventi avvenuti entro il Dominio Interno, non è possibile al momento stabilirne la causa con sufficiente certezza e si suggerisce un ulteriore approfondimento di informazioni e indagini.



Riguardo a quanto suggerito dagli ILG del MiSE, possiamo dire che:

- nel periodo 1/1/2017-31/10/2018, la RMCL ha garantito il monitoraggio per circa il 99% del tempo complessivo e un livello di completezza dei dati acquisiti pari a circa il 93-95%;
- il sistema di acquisizione ed elaborazione, analizza i dati in tempo quasi-reale e localizza gli eventi nell'arco di poche decine di secondi; dal 2018 è inoltre attivato il sistema di reperibilità del personale che prevede l'intervento in poche ore in caso di necessità;
- la RMCL ha misurato la sismicità di fondo in condizioni non perturbate per 22 mesi, prima dell'avvio delle operazioni di stoccaggio, previsto per novembre 2018;
- è stata effettuata una prima calibrazione del modello di localizzazione e del calcolo della magnitudo; tuttavia, sarà necessario riverificare detti punti quando si disporrà di un dataset di eventi più numeroso;
- in 22 mesi di operatività, la RMCL ha dimostrato di riuscire a rilevare micro-eventi sismici con magnitudo locale anche inferiore a 1.0 nel Dominio Interno, con un miglioramento della capacità di detezione di oltre un grado di magnitudo rispetto alla Rete Nazionale Centralizzata o alla Rete Regionale dell'Università di Genova nel Domino Esteso di rilevazione;
- al momento non è possibile stimare il livello di completezza delle rilevazioni della RMCL su base statistica, dato il ridottissimo livello di sismicità di fondo.

È opportuno infine ricordare che l'area in cui si attuerà lo stoccaggio di gas è densamente antropizzata e industrializzata, e attraversata da importanti e trafficate vie di collegamento stradale e ferroviario, e il sottosuolo è caratterizzato da una spessa coltre di sedimenti alluvionali, condizioni queste che non sono modificabili. Di conseguenza, considerato anche il ridottissimo livello di sismicità naturale riscontrato, pare opportuno rinviare le considerazioni sulle prestazioni della rete per quanto attiene al monitoraggio sismico delle attività di stoccaggio del gas, con il presente assetto, al momento in cui si potranno fare valutazioni basate su un dataset di eventi registrati più corposo. Ricordiamo che gli Indirizzi e Linee Guida del MiSE suggeriscono che una tale valutazione sia effettuata indicativamente dopo due anni di operatività della rete.

## **Monitoraggio delle deformazioni superficiali**

La stazione permanente GNSS OL01 è stata inquadrata in un frame di riferimento costituito dalla Rete SPIN. Sono state poi calcolate le serie temporali di spostamento rispetto ai sistemi ITRF08, riferito al centro di massa della Terra, e EURA, solidale con la placca eurasiatica e quindi maggiormente significativo per l'analisi della



deformazione a scala regionale. Le prime stime di deformazione ottenute per la stazione OL01 mostrano complessivamente un andamento consistente con quello delle stazioni circostanti. Tuttavia le stime di velocità evidenziano per la stazione OL01 possibili perturbazioni, dovute con molta probabilità sia all'assestamento del sito ancora in corso sia al ridotto periodo di osservazione rispetto alle modeste deformazioni in atto.

È stata inoltre effettuata l'analisi relativa alla distribuzione spaziale delle deformazioni superficiali ed alla loro evoluzione temporale nell'area di interesse, mediante l'utilizzo di dati Radar ad Apertura Sintetica (SAR), tramite la tecnica avanzata di Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) nota con l'acronimo SBAS (Small BAseline Subset) e sviluppata presso l'IREA-CNR. In particolare sono state generate mappe e serie temporali della deformazione superficiale relative all'area di interesse utilizzando sia dati di archivio, sia di recente acquisizione.

Per quanto riguarda i dati di archivio, l'analisi interferometrica è stata condotta utilizzando congiuntamente dati SAR acquisiti dai sensori ERS-1/2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) lungo orbite discendenti ed ascendenti, relativi al periodo maggio 1993 – ottobre 2010, su una zona di circa 95 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Per quanto riguarda invece il periodo marzo 2015–settembre 2018, l'analisi interferometrica è stata effettuata utilizzando i dati acquisiti dalla costellazione Sentinel-1 (S-1) del Programma Europeo Copernicus lungo orbite discendenti ed ascendenti su una zona di circa 190 km x 70 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Tramite l'opportuna combinazione dei risultati ottenuti dai dati SAR acquisiti su orbite ascendenti e discendenti sono state analizzate anche le componenti verticale ed Est-Ovest delle deformazioni superficiali rilevate.

Dall'analisi interferometrica effettuata con i dati ERS-1/2 ed ENVISAT su orbite sia discendenti sia ascendenti non sono stati rilevati spostamenti significativi (superiori a 2–3 mm/anno) nell'area di interesse, ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno. Anche l'analisi delle mappe di velocità media di deformazione relative alle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento superficiale confermano quanto già rilevato dalle elaborazioni relative alle acquisizioni effettuate dalle singole orbite discendenti ed ascendenti. Infatti, non sono stati misurati spostamenti significativi nell'area di interesse se non in corrispondenza dell'effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano, che dista poco meno di 15 km dal sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense. In tale zona la componente verticale della deformazione risulta essere dominante e spiega i tassi di deformazione rilevati di circa 1 cm/anno, anche se si evidenzia una zona dove gli spostamenti nella direzione Est-Ovest sono di circa 0.5 cm/anno.



L'analisi interferometrica effettuata con i dati recentemente acquisiti dai sensori SENTINEL-1 è consistente con i risultati ottenuti con i dati precedenti. Anche in questo caso, infatti, le mappe e le serie temporali di deformazione relative ai dati acquisiti da orbite discendenti ed ascendenti e non mostrano spostamenti superficiali significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e del suddetto effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, una significativa componente verticale ed un trend di deformazione sostanzialmente lineare con un tasso di subsidenza di circa 1 cm/anno.

Si segnala inoltre che, non esistendo ancora una validazione estesa dei prodotti DInSAR generati a partire dai dati Sentinel-1 (anche a causa della ridotta estensione temporale delle serie acquisite) è stata effettuata una dettagliata analisi dei risultati SBAS attraverso confronti tra le misure di spostamento DInSAR e le corrispondenti misure GPS/GNSS ricavate dal database MAGNET (<http://geodesy.unr.edu/magnet.php>). Tali confronti hanno prodotto valori delle deviazioni standard delle differenze tra le misure di spostamento DInSAR e quelle geodetiche che sono non superiori a 0.4 cm, risultando quindi assolutamente in linea con l'accuratezza della tecnica SBAS riportate in letteratura. Si sottolinea altresì che nei futuri report si provvederà ad utilizzare i risultati GPS/GNSS ottenuti da OGS appena le serie temporali prodotte risulteranno essere sufficientemente estese temporalmente.



## Bibliografia

- AGIP (anno ignoto). Isobate del tetto delle formazioni Strati di Caviaga, Sabbie di Desana e Sabbie di Magnago, Tav.3 - Regione Lombardia. <http://unmig.mise.gov.it/unmig/geotermia/inventario/allegato.asp?id=186>
- Altamimi, Z., Collilieux, X., e Mé'tivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *J. Geod.*, 85(8):457–473.
- Altamimi, Z., Mé'tivier, L., e Collilieux, X. (2012). Itrf2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7):n/a–n/a. B07402.
- Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, and E. Boschi (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014
- Benedetti, L. C., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, I. Manighetti, and J. Van der Woerd (2003). Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: The Broni-Stradella fault, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2238, doi:10.1029/2001JB001546
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E., A new Algorithm for Surface Deformation Monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 40, 2002, pp. 2375-2383.
- Blewitt, G. e Lavalley'e, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B7):ETG 9–1–ETG 9–11.
- Boehm, J., Werl, B., e Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *J. Geophys. Res.*, 111(B2):9.
- Bonì, R., Meisina, C., Perotti, C., and Fenaroli, F. (2015). PSI-based methodology to land subsidence mechanism recognition. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 372,357- 360, doi:10.5194/piahs-372-357-2015.
- Bragato, P. L. e Tinto, A. (2005). Local Magnitude in Northeastern Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(2):579–591.
- Caciagli M., R. Camassi, S. Danesi, S. Pondrelli, and S. Salimbeni (2015). Can We Consider the 1951 Caviaga (Northern Italy) Earthquakes as Noninduced Events? *Seismol. Res. Let.*, 86 (5), Early Edition, doi: 10.1785/0220150001
- Caloi P., M. De Panfilis, D. Di Filippo, L. Marcelli, and M. C. Spadea (1956). Terremoti della Val Padana del 15-16 maggio 1951, *Ann. Geofis.* 9, 1, 63-105.



- Cassano, E., L. Anelli, R. Fichera, V. Cappelli (1986). Pianura Padana: Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici AGIP, in 73° Congresso Società Geologica Italiana, Società Geologica Italiana, Roma, Italy, 27 pp.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A. (2006): CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma, <http://csi.rm.ingv.it>.
- Casu, F., Elefante, S., Imperatore, P., Zinno, I., Manunta, M., De Luca, C., and Lanari, R., SBAS-DInSAR parallel processing for deformation time-series computation, *IEEE J Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, 7(8), 2014, pp. 3285–3296.
- Casu, F., Manzo, M., and Lanari, R., A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data, *Remote Sens Environ* 102 (3–4), 2006, pp. 195–210.
- Channell J.E.T., B. D' Argenio, and F. Horvath (1979). Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Sciences Reviews*, v.15, pp. 213-292.
- Colombo D., P. Farina, S. Moretti, G. Nico, C. Prati, Land subsidence in the Firenze-Prato-Pistoia basin measured by means of spaceborne SAR interferometry, *Proc. of IGARSS 2003 – International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse (France)*, pp. 2927 – 2929.
- D'Auria, L., Pepe, S., Castaldo, R., Giudicepietro, F., Macedonio, G., Ricciolino, P., Tizzani, P., Casu, F., Lanari, R., Manzo, M., Martini, M., Sansosti, E. and Zinno, I., Magma injection beneath the urban area of Naples: a new mechanism for the 2012-2013 volcanic unrest at Campi Flegrei caldera, *Scientific Reports*, 5, 13100, 2015.
- Dercourt J., L. P. Zonenshain, L. E. Ricou, and B. Vrielynck (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241–315.
- DISS Working Group (2018). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.
- Franceschina G., Augliera P., Lovati S., and Massa M. (2015). Surface seismic monitoring of a natural gas storage reservoir in the Po Plain (northern Italy). *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 56 (4), 489-504, DOI 10.4430/bgta0165
- Garbin, M., and E. Priolo (2013). Seismic event recognition in the Trentino area (Italy): Performance analysis of a new semi-automatic system, *Seismol. Res. Lett.* 84, 65–74, doi: 10.1785/0220120025.
- Goertz-Allmann, B. P., Edwards, B., Bethmann, F., Deichmann, N., Clinton, J., Fäh, D., Giardini, D. (2011). A new empirical magnitude scaling relation for Switzerland. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 101 (6): 3088-3095. DOI: <https://doi.org/10.1785/0120100291>
- Gruppo di Lavoro MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- ISPRA (2015). Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto



- GeoMol). Rapporti ISPRA, 234/2015, pp. 104 e Appendice. ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. <http://www.isprambiente.gov.it/it/pubblicazioni/rapporti/modello-geologico-3d-e-geopotenziali-della-pianura-padana-centrale-progetto-geomol>
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., e McClusky, S. C. (2015). G A M I T Reference Manual. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences MIT, 77 Massachusetts Ave, Cambridge, MA 02139, USA.
- Hutton, L. K. and Boore, D. M. (1987). The ML scale in Southern California. *Nature*, 271: 411-414, doi:10.1038/271411a0.
- King, R. W., Dong, D., Herring, T. A. (1998). Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, *Journal of Geodesy*, 72 (4), 200-214. Doi:10.1007/s001900050161
- Lahr, J. C. (1984). HYPOELLIPSE/VAX: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude and First-Motion Pattern, US Geological Survey Open-File Report, 84-519, 76 pp.
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., and Lundgren, P., Application of the SBAS-DInSAR technique to fault creep: A case study of the Hayward fault, California, *Remote Sens. Environ.* 109, (1), 2007, pp. 20-28.
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., and Pepe, A., An Overview of the Small Baseline Subset Algorithm: a DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis, *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, 164, 4, 2007, pp. 637-661.
- Lavecchia G, R. De Nardis, G. Costa, L. Tiberi, F. Ferrarini, D. Cirillo, F. Brozzetti, and P. Suhadolc (2015). Was the Mirandola thrust really involved in the Emilia 2012 seismic sequence (northern Italy)? Implications on the likelihood of triggered seismicity effects. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 56 (4), 461- 488; DOI 10.4430/bgta0162
- Lee, W. H. K. e Lahr, J. C. (1975). Hypo71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. USGS Open File Report 75-311, Menlo Park.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016). DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>
- Maesano, F. E., D'Ambrogio, C., Burrato, P., Toscani, G. (2015). Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy). *Tectonophysics*, 643, 8-25.
- Manzo, M., Ricciardi, G. P., Casu, F., Ventura, G., Zeni, G., Borgström, S., Berardino, P., Del Gaudio, C., and Lanari, R., Surface deformation analysis in the Ischia island (Italy) based on spaceborne radar interferometry, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151, 2006, pp. 399-416.
- McNamara, D.E. and R.P. Buland (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 4, 1517-1527.



- McNamara, D. E., R.I. Boaz (2005). Seismic Noise Analysis System, Power Spectral Density Probability Density Function: Stand-Alone Software Package, United States Geological Survey Open File Report, NO. 2005-1438, 30p.
- MiSE-UNMIG (2014). Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche, 38 pp.; [http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/upload/85\\_238.pdf](http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/upload/85_238.pdf)
- National Research Council (2013). Induced Seismicity Potential in Energy Technologies. Natl. Acad. Press, Washington, D. C., doi:10.17226/13355.
- Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise. U.S. Geol. Survey Open-File Report 93-322, 95 pp.
- Pieri M. & Groppi G. (1981). Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *CNR, Prog. Final. Geodinamica*, pubbl. n. 414, Napoli.
- Priolo E. (Resp. Scient.) (2013). *Relazione inerente il completamento del ciclo di monitoraggio (1° anno)*. OGS, Sgonico, 24 maggio 2013. *Rel. 2013/54 Sez. CRS 17*.
- Priolo E. (Resp. Scient.) (2017). *Progetto per la realizzazione dell'infrastruttura di monitoraggio sismico per la concessione di stoccaggio di gas naturale "Cornegliano Stoccaggio" presso Cornegliano Laudense (LO)*. Relazione conclusiva sulla realizzazione dell'infrastruttura. OGS, Sgonico, 6 febbraio 2017. *Rel. OGS 2017/13 Sez. CRS 3*.
- Priolo E., Laurenzano G., Barnaba C., Bernardi P., Moratto L. and Spinelli A. (2012). OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology. In: M. Mucciarelli (Ed.), *Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Sismica, Studi teorici ed applicazioni professionali*, Aracne Ed., 431-445.
- Priolo E., Laurenzano G., Barnaba C., Bernardi P., Moratto L. and Spinelli A. (2015a). OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology. *Seismological Research Letters*, 86, 978-984, doi: 10.1785/0220140175. Available at <http://srl.geoscienceworld.org/content/early/2015/02/18/0220140175.full.pdf>.
- Priolo E., Romanelli M., Plasencia-Linares M. P., Garbin M., Peruzza L., Romano M. A., Marotta P., Bernardi P., Moratto L., Zuliani D. and Fabris P. (2015b). Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility – The Collalto Seismic Network. *Seismological Research Letters*, 86, 1, 109-123 + Electronic Supplement.
- Richter, C. F. (1935). An Instrumental Earthquake Magnitude Scale. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 25 (1): 1-32.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds.) 2016. *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV>.
- Schorlemmer, D., F. Mele, and W. Marzocchi (2010), A completeness analysis of the National Seismic Network of Italy, *J. Geophys. Res.*, 115, B04308, doi:10.1029/2008JB006097.
- Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks, *Geophys. J. Int.* 161, 861-880.
- Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E. (2011). Seismic



- hazard assessment (2003-2009) for the Italian building code. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101, 4, 1885-1911, DOI:10.1785/0120100130.
- Talwani, P., L. Chen, and K. Gahalaut (2007). Seismogenic permeability,  $k_s$ . *J. Geophys. Res.*, 112, B07309, doi:10.1029/2006JB004665.
- Tizzani, P., et al. (2013), New insights into the 2012 Emilia (Italy) seismic sequence through advanced numerical modeling of ground deformation InSAR measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1971–1977, doi:10.1002/grl.50290.
- Trasatti, E., Casu, F., Giunchi, C., Pepe, S., Solaro, G., Tagliaventi, S., Bernardino, P., Manzo, M., Pepe, A., Ricciardi, G. P., Sansosti, E., Tizzani, P., Zeni, G., and Lanari, R., The 2004-2006 uplift episode at Campi Flegrei caldera (Italy): Constraints from SBAS-DInSAR ENVISAT data and Bayesian source inference, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L073078, 2008.
- Tregoning, P. e van Dam, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. *Geophys. Res. Lett.*, 32(22):4.
- Vannoli P., P. Burrato, and G. Valensise (2014). The seismotectonic of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain. *Pure and Applied Geophysics*, 172 (5), 1105-1142, doi: 10.1007/s00024-014-0873-0.
- Zerbini, S., Matonti, F., Raicich, F., Richter, B., e van Dam, T. (2004). Observing and assessing nontidal ocean loading using ocean, continuous GPS and gravity data in the Adriatic area. *Geophys. Res. Lett.*, 31:5.

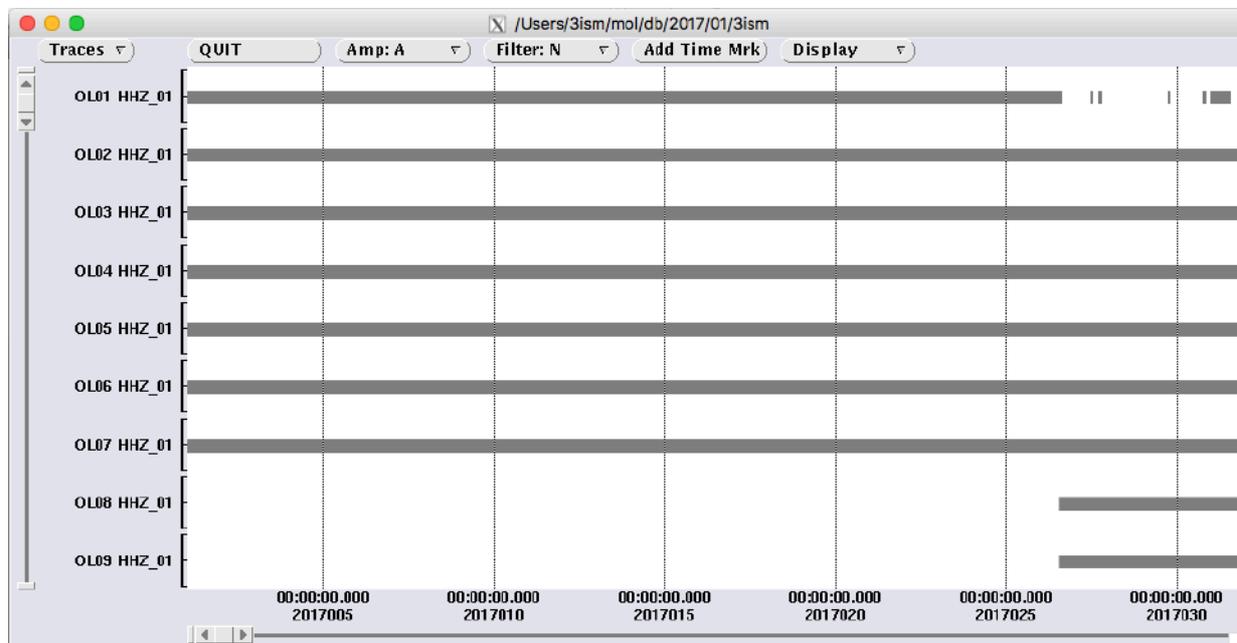


## **Appendice A** – Disponibilità dei dati registrati dalla RMCL

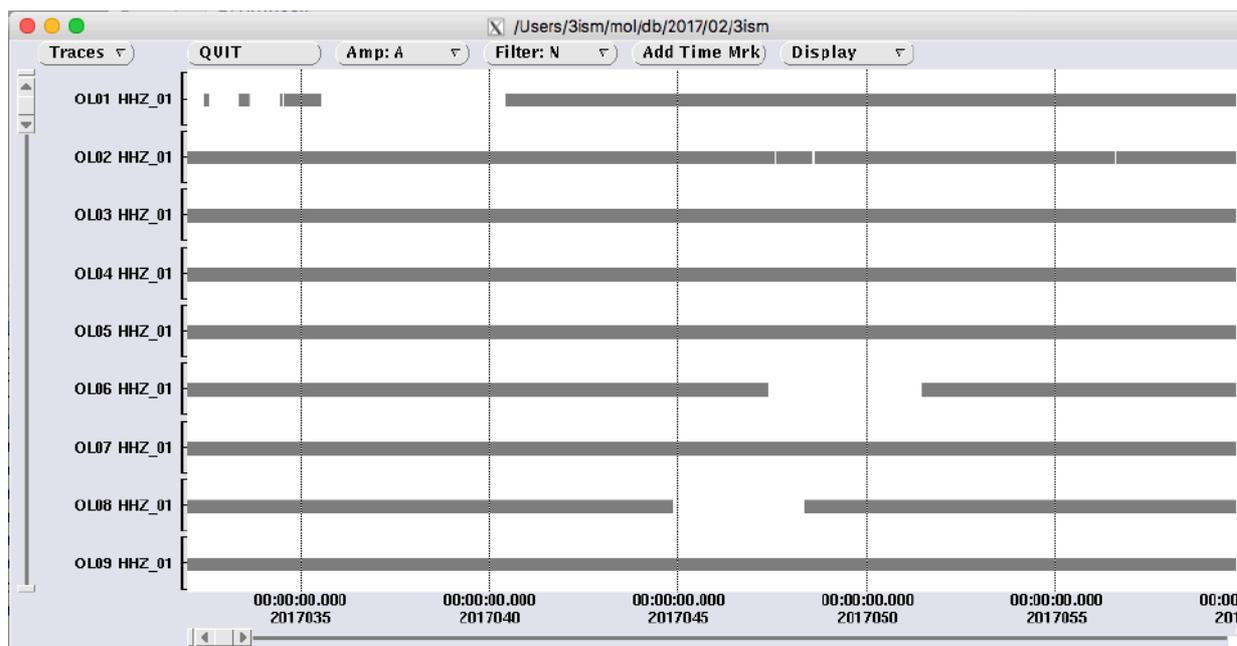
I grafici raffigurano la disponibilità dei dati registrati dalle stazioni della Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL) nel periodo 1/1/2017–31/10/2018, considerato in questa relazione. Ogni tabella si riferisce a un mese. Le barre orizzontali grigie indicano la disponibilità dei dati per le stazioni corrispondenti (codice OL##). L'ascissa indica il tempo nel formato anno-giorno (aaaaggg), dove il giorno è il giorno progressivo dell'anno (es: 2017121 corrisponde al 1° Maggio 2017). Per ogni stazione è mostrato solo il canale verticale (HHZ) del sismometro posto in pozzo.



Gennaio 2017  
giorni 2017001-2017031

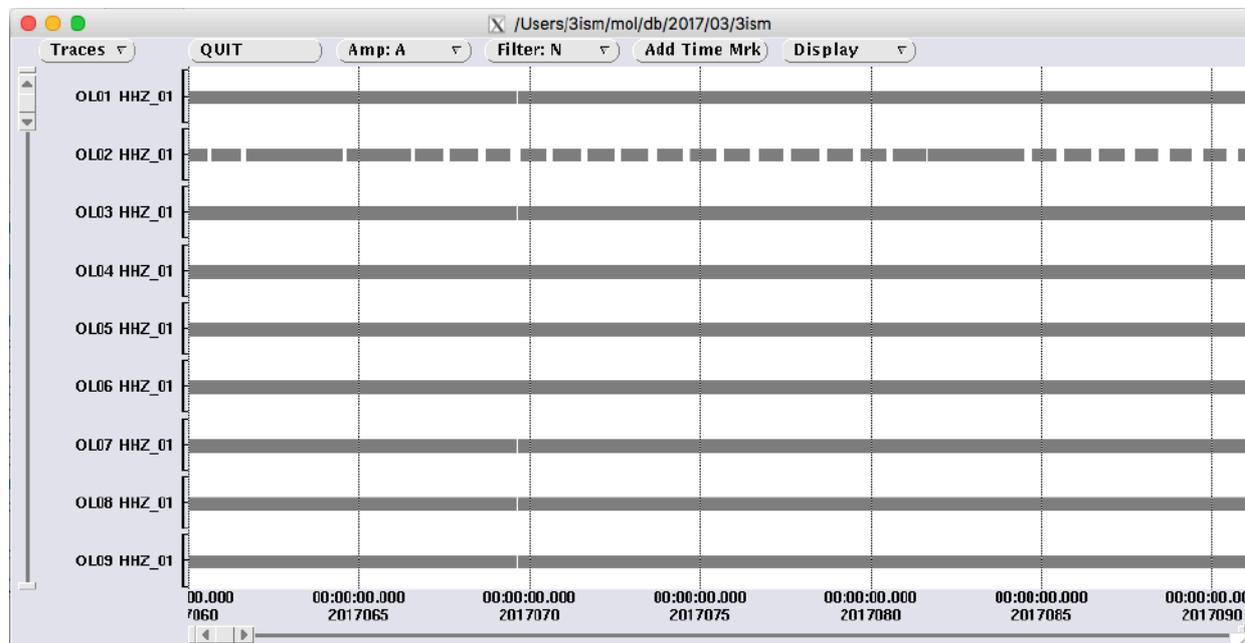


Febbraio 2017  
giorni 2017032-2017059

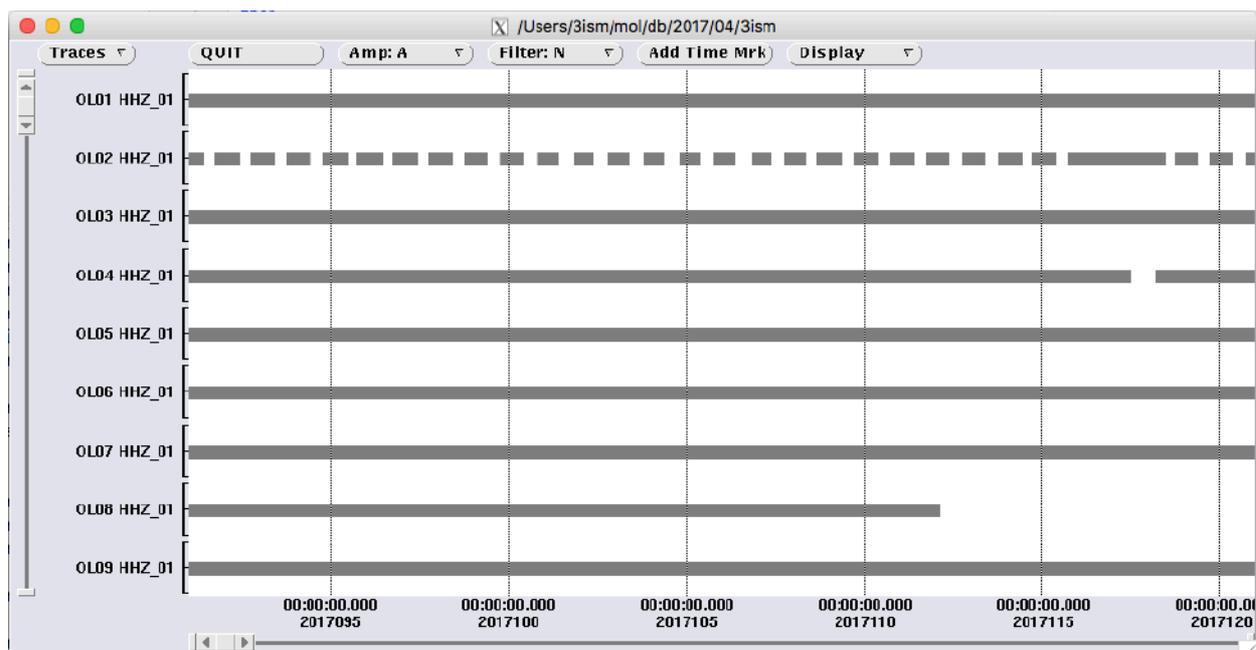




Marzo 2017  
giorni 2017060-2017090

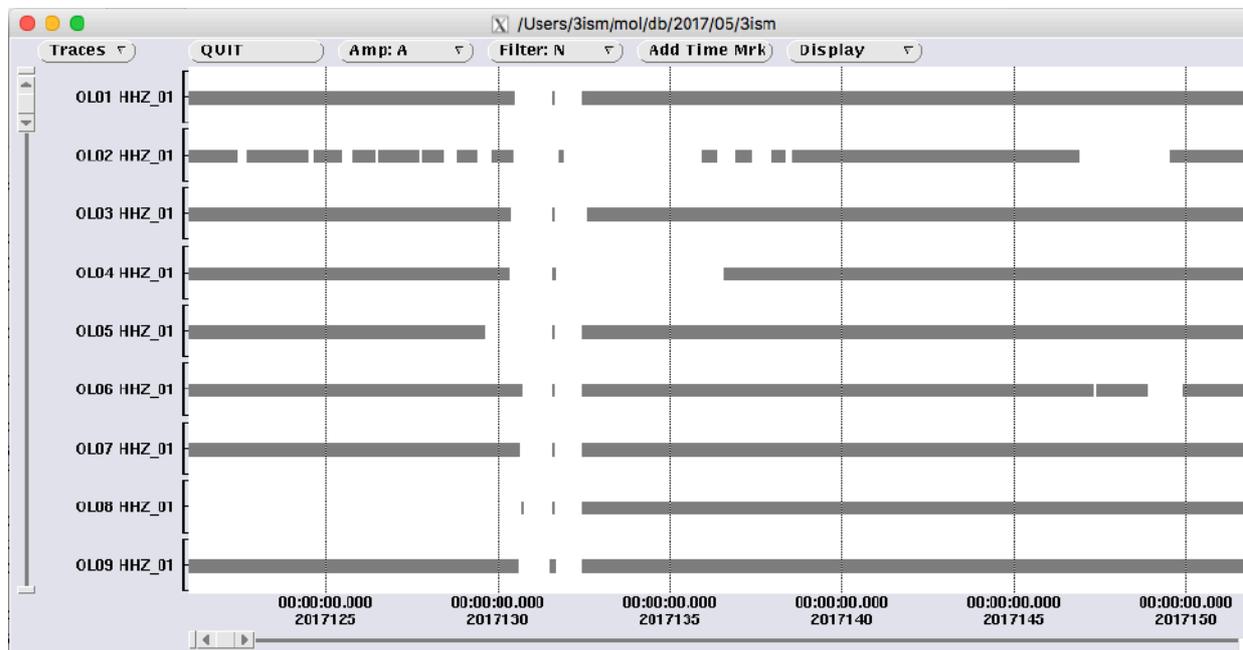


Aprile 2017  
giorni 2017091-2017120

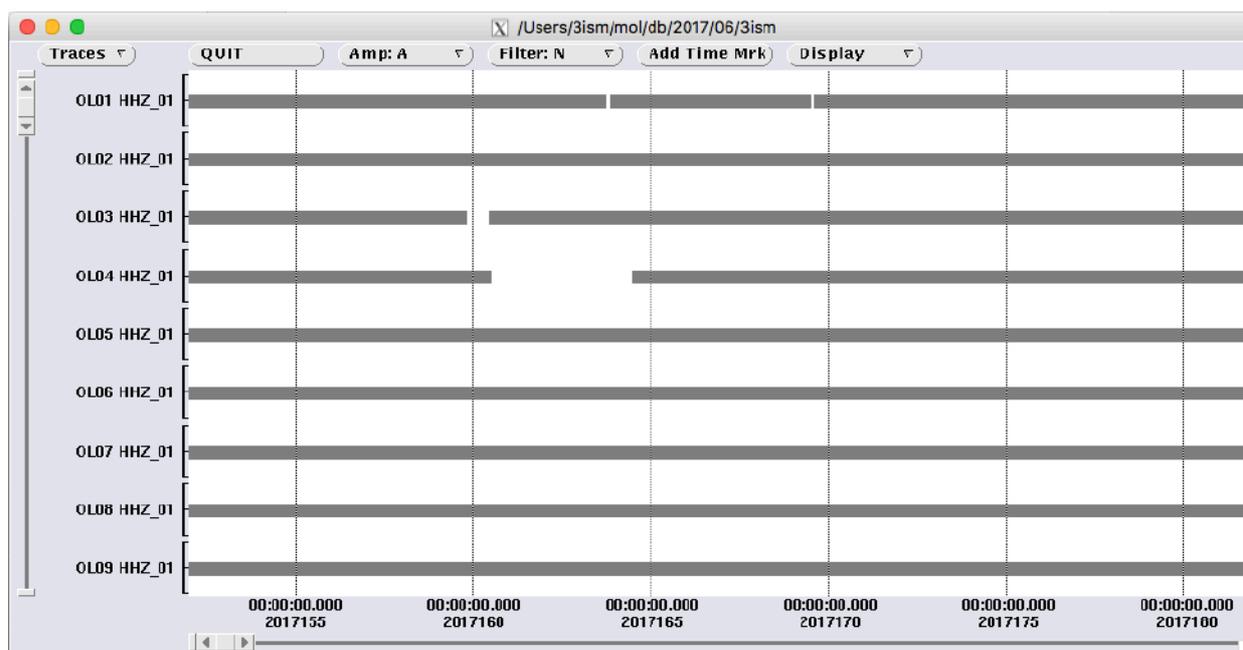




Maggio 2017  
giorni 2017121-2017151

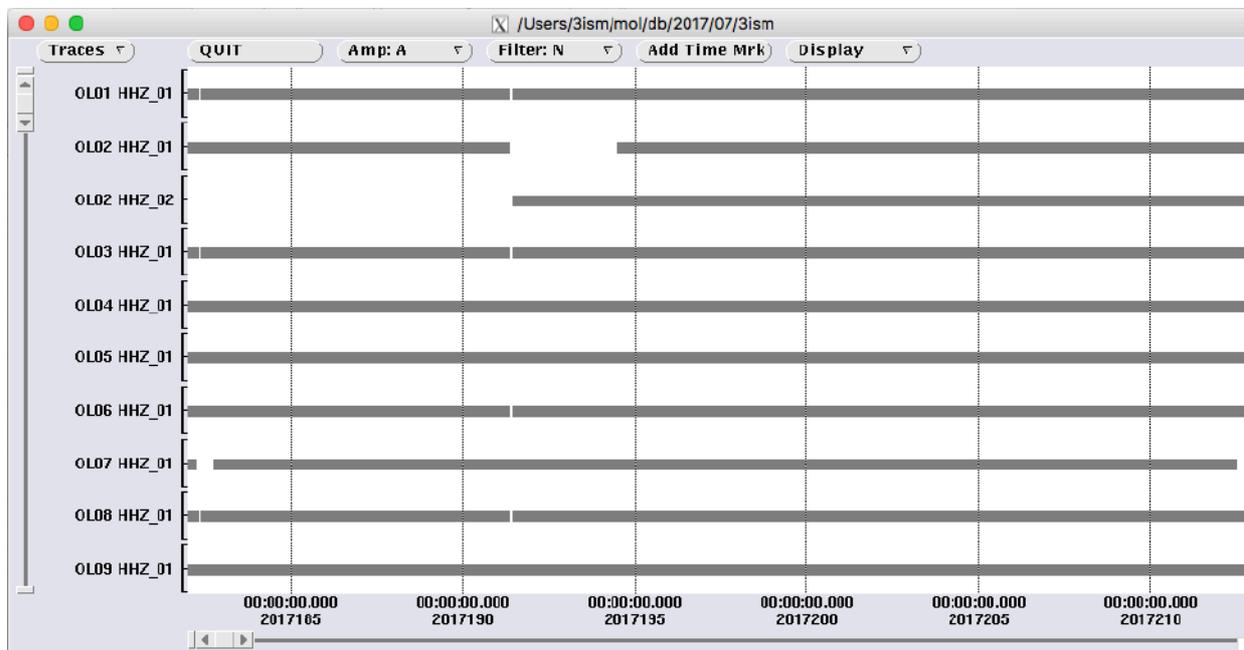


Giugno 2017  
giorni 2017152-2017181

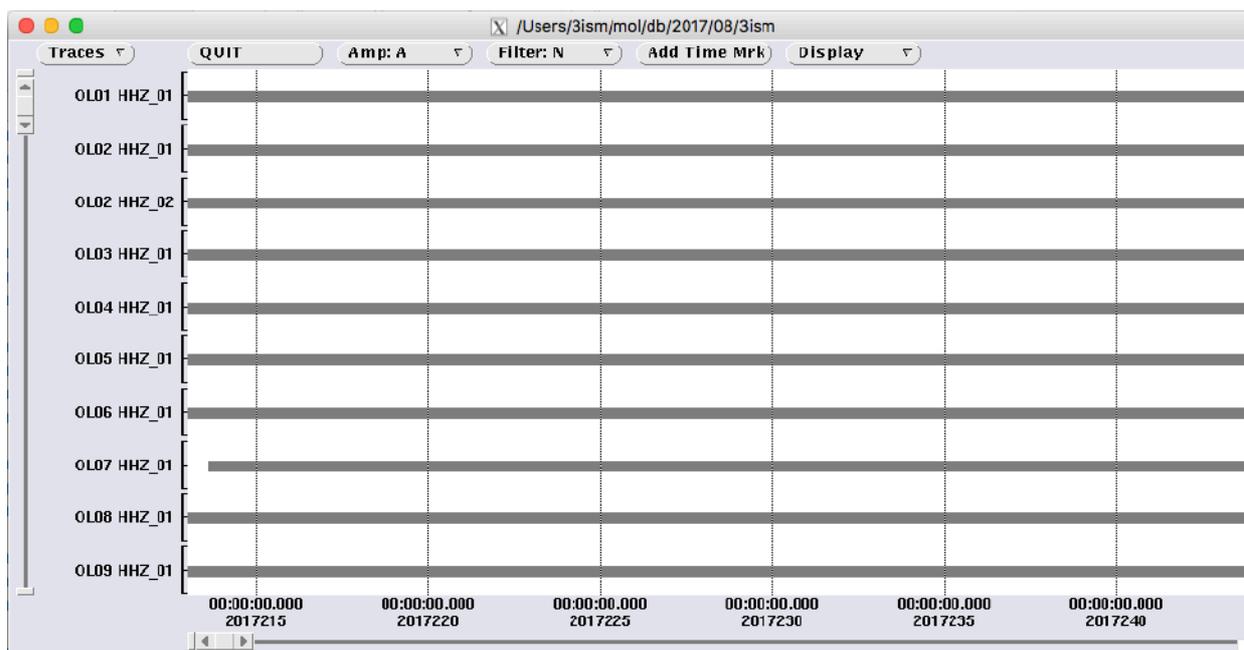




Luglio 2017  
giorni 2017182-2017212

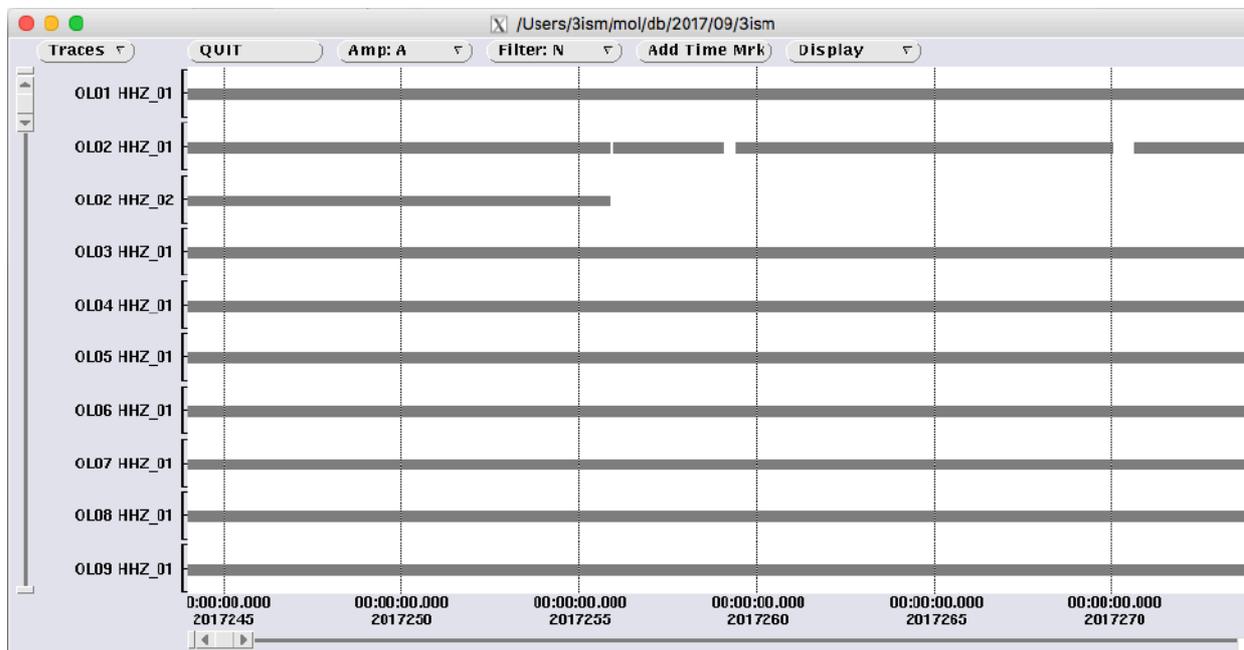


Agosto 2017  
giorni 2017213-2017243

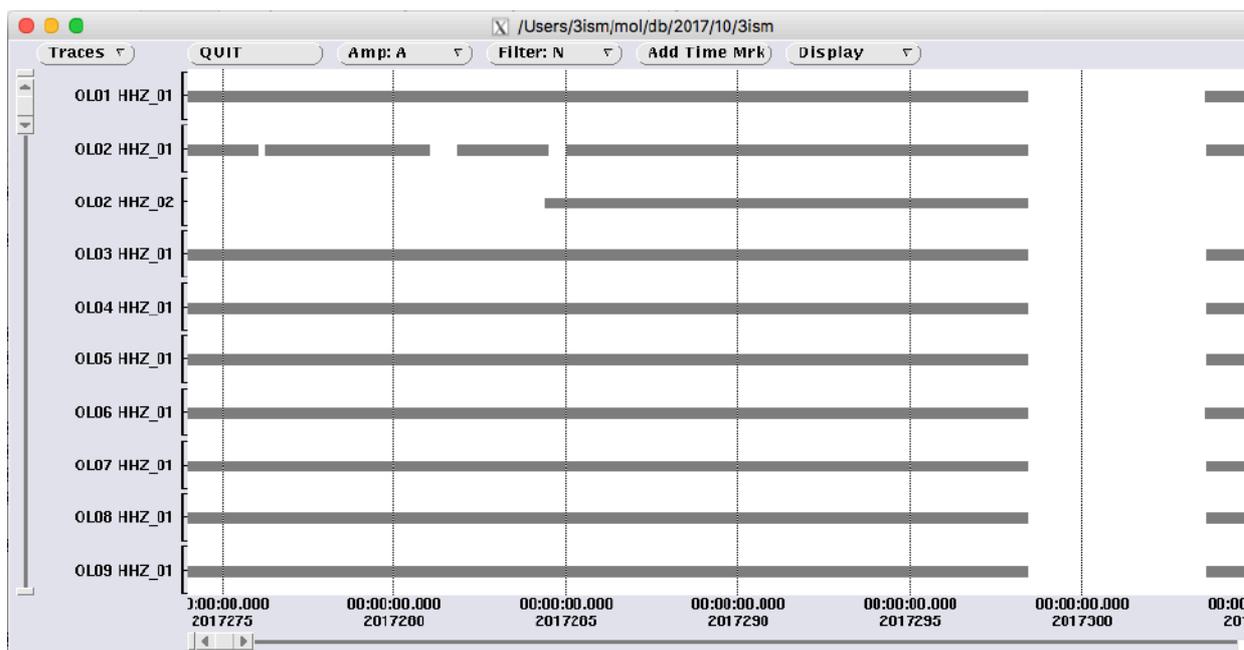




Settembre 2017  
giorni 2017244-2017273

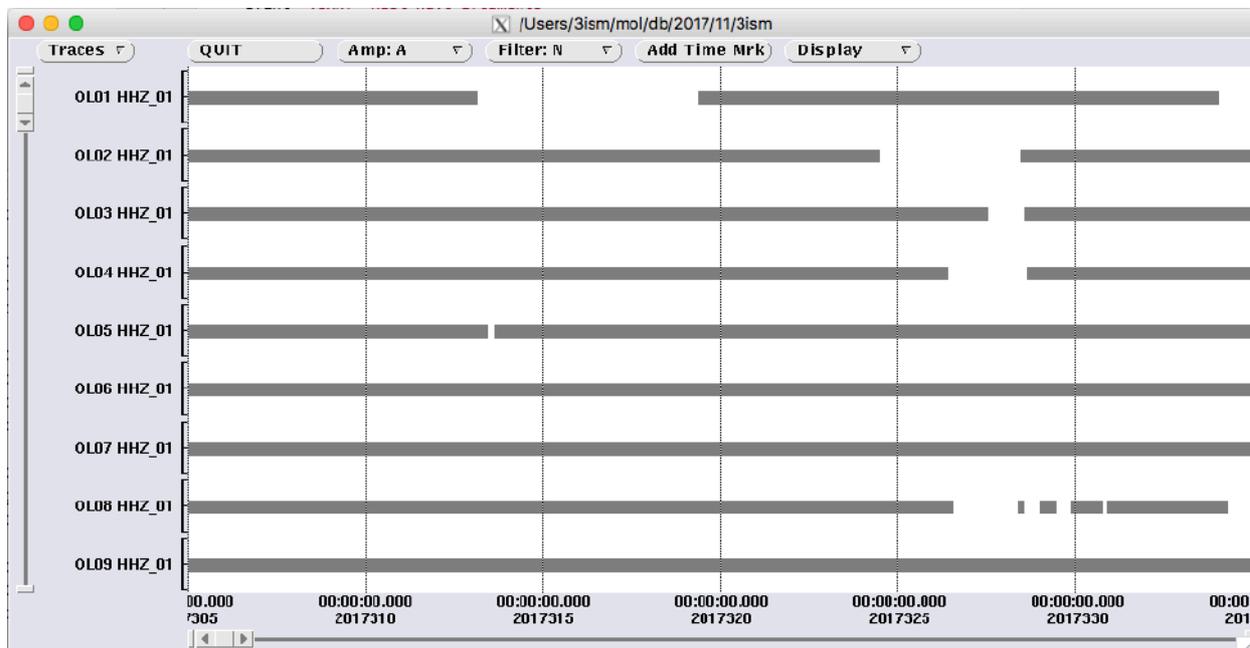


Ottobre 2017  
giorni 2017274-2017304

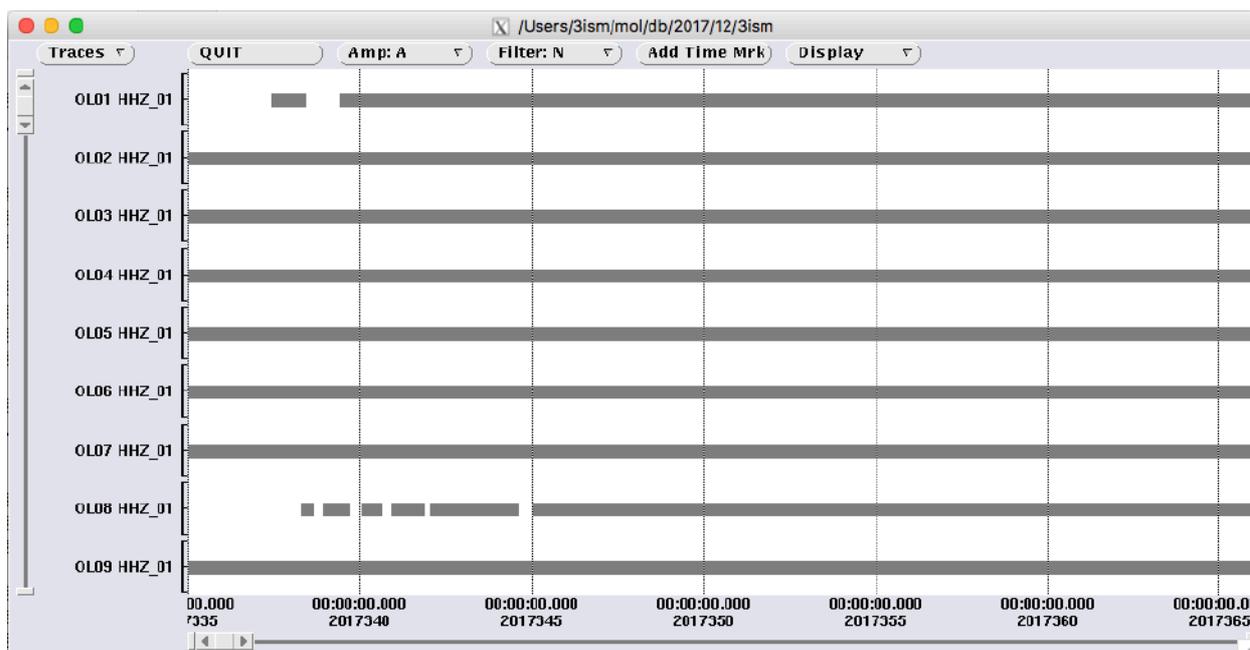




Novembre 2017  
giorni 2017305-2017334

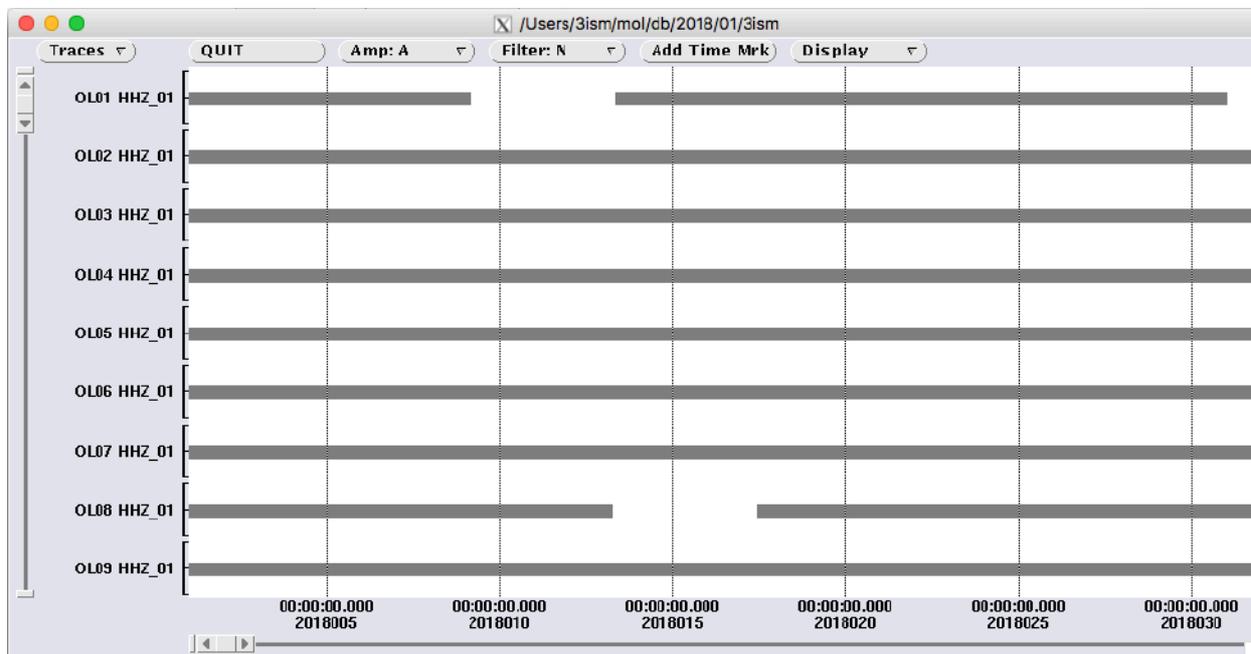


Dicembre 2017  
giorni 2017335-2017365

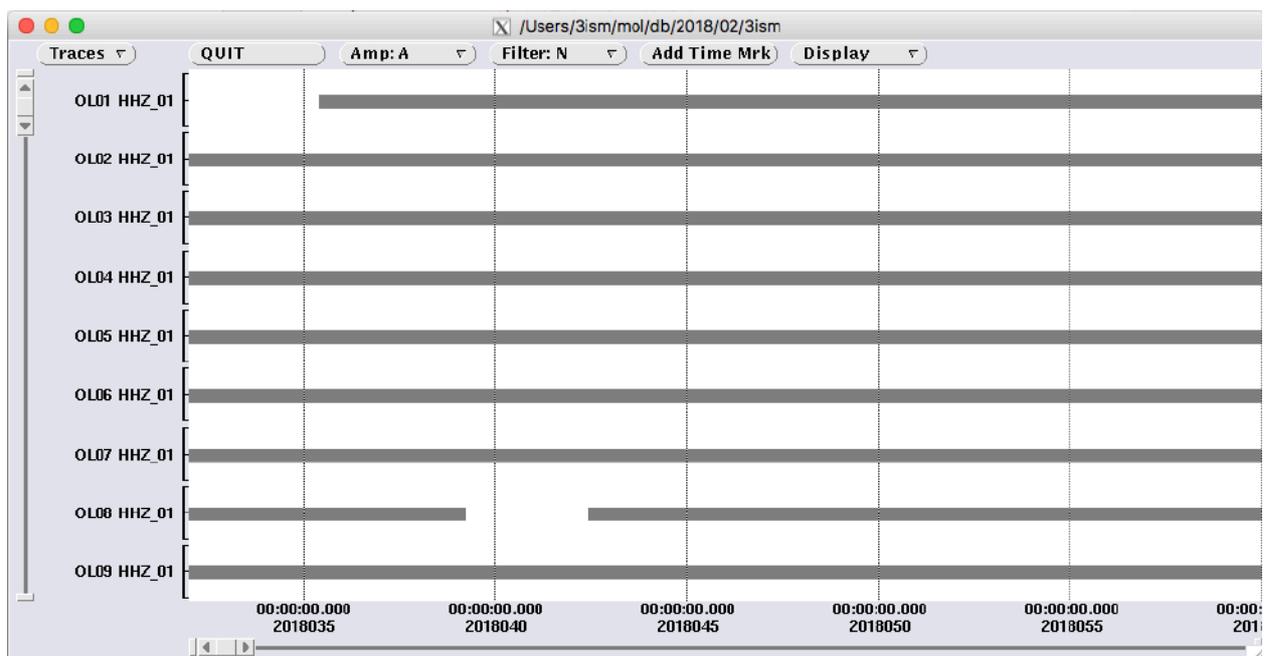




Gennaio 2018  
giorni 201800-2018031

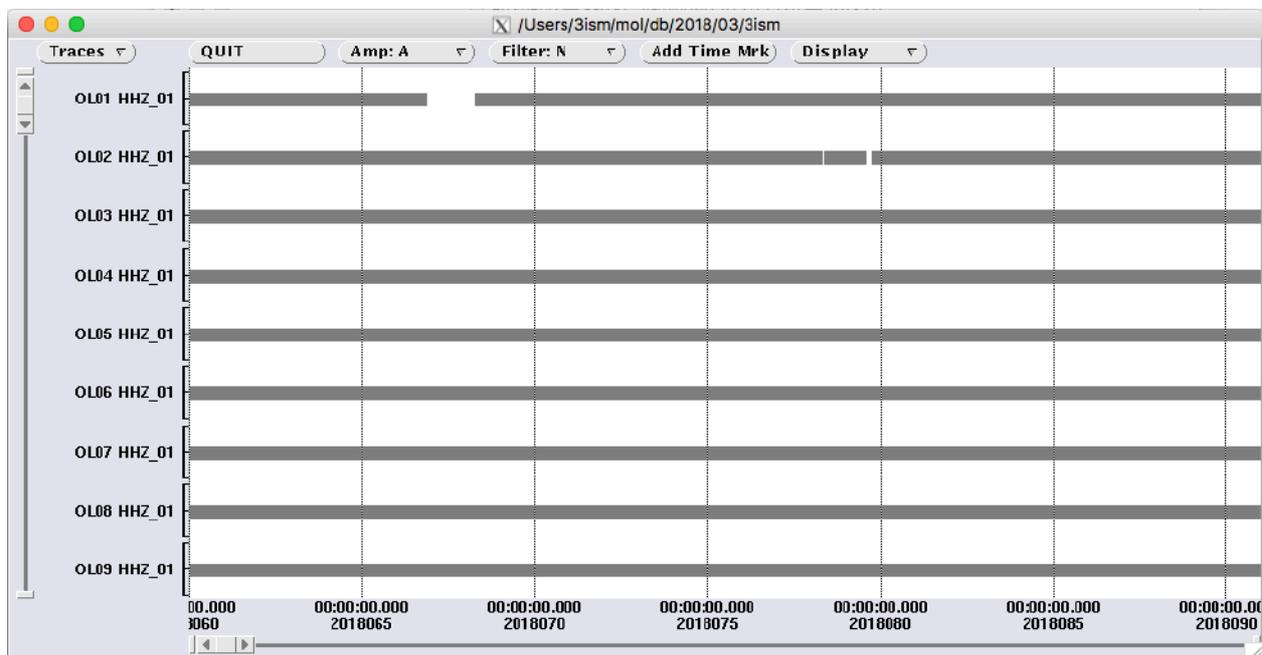


Febbraio 2018  
giorni 2018032-2018059

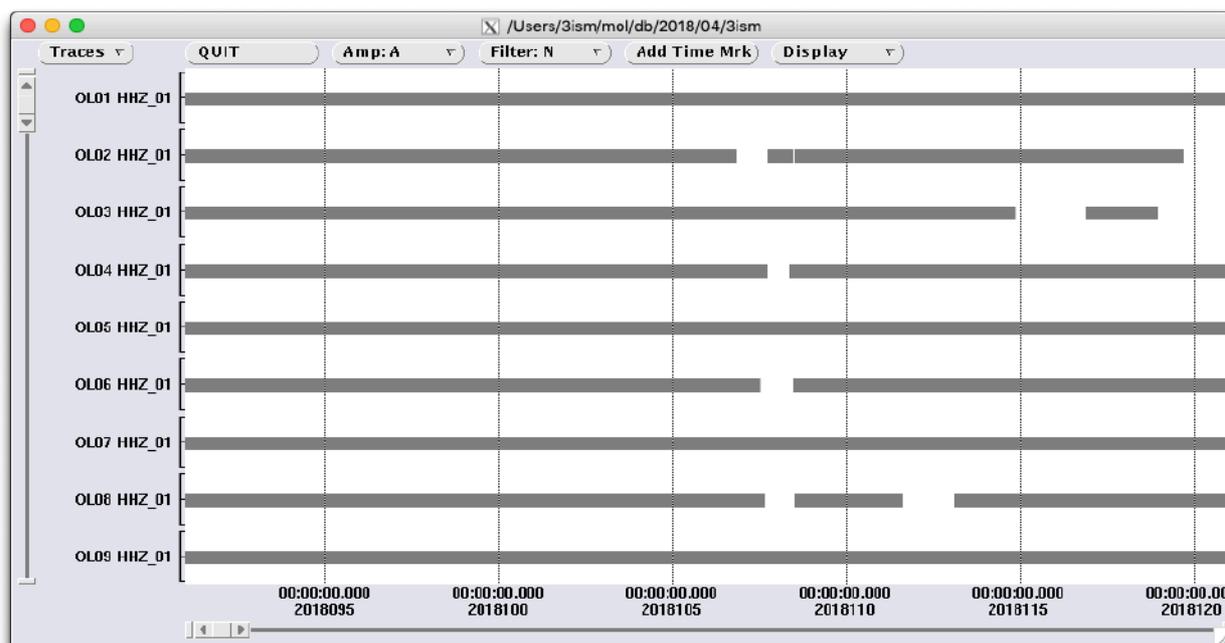




Marzo 2018  
giorni 2017060-2017090

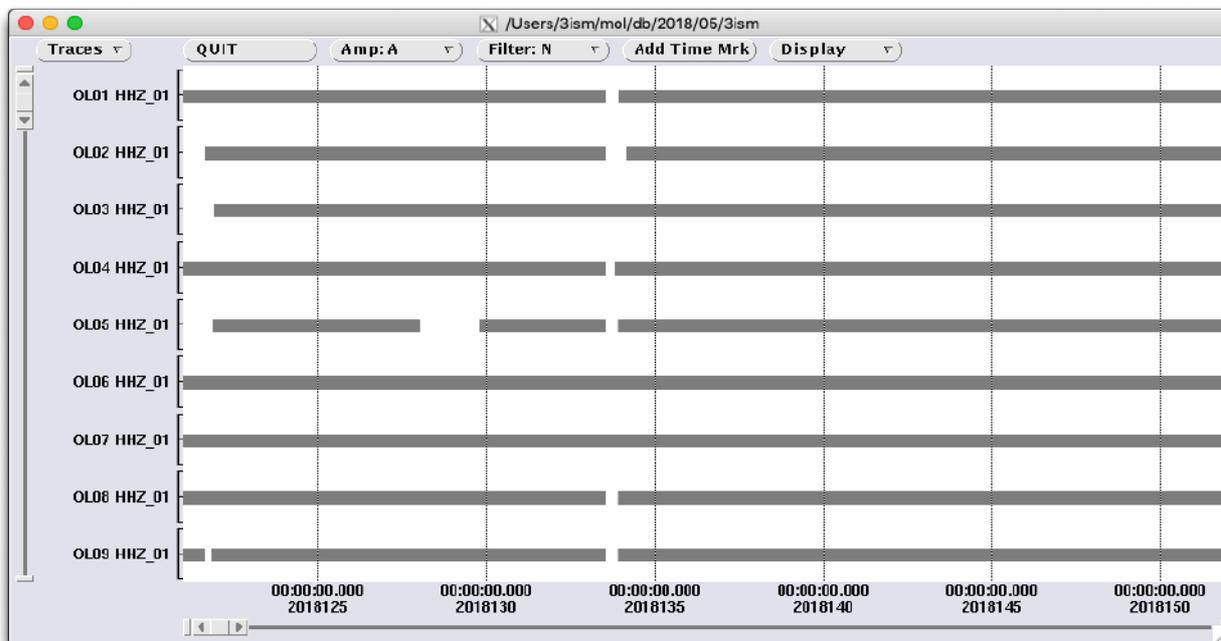


Aprile 2018  
giorni 2017091-2017120

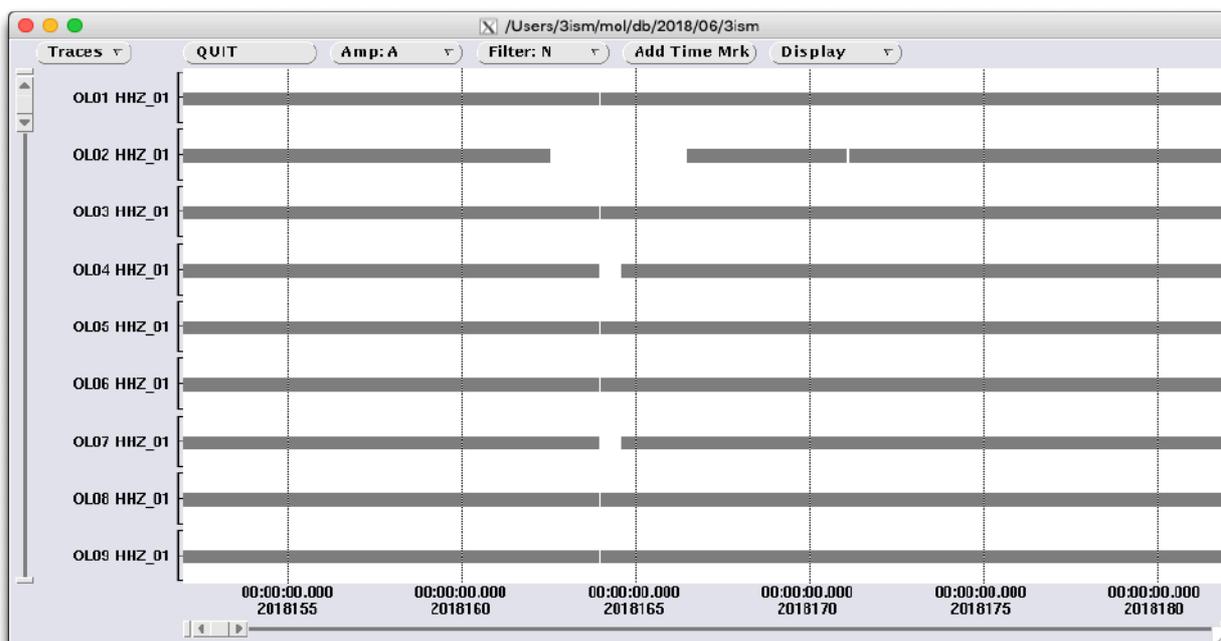




Maggio 2018  
giorni 2017121-2017151

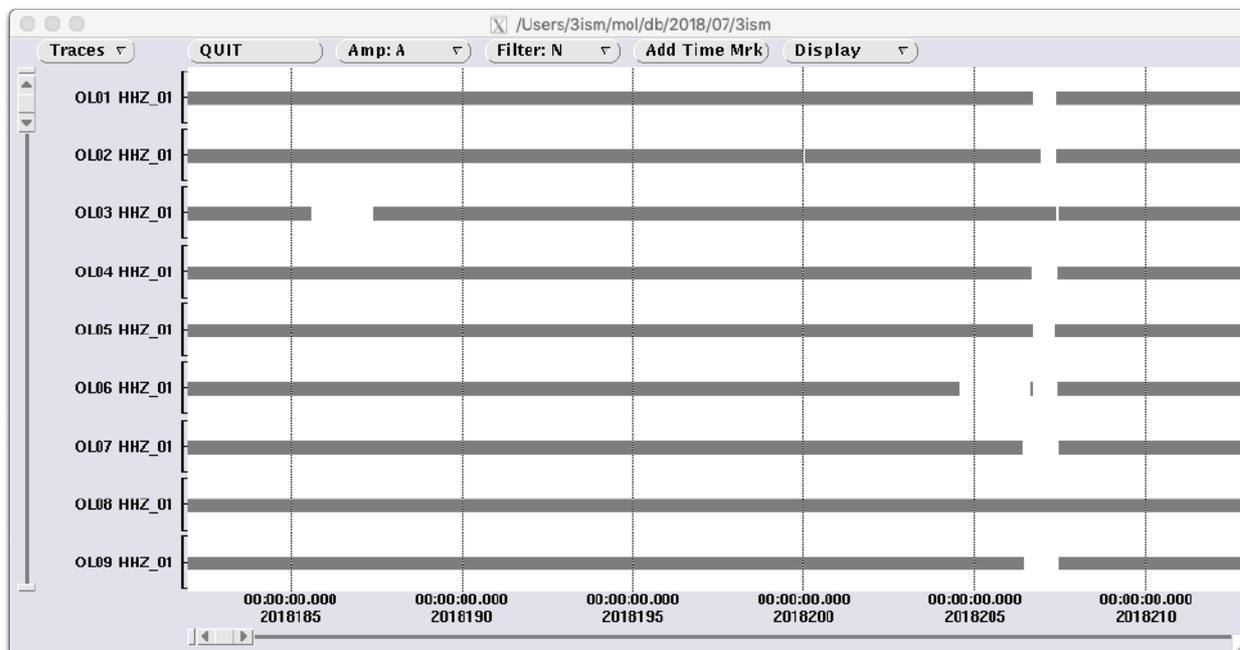


Giugno 2018  
giorni 2017152-2017181

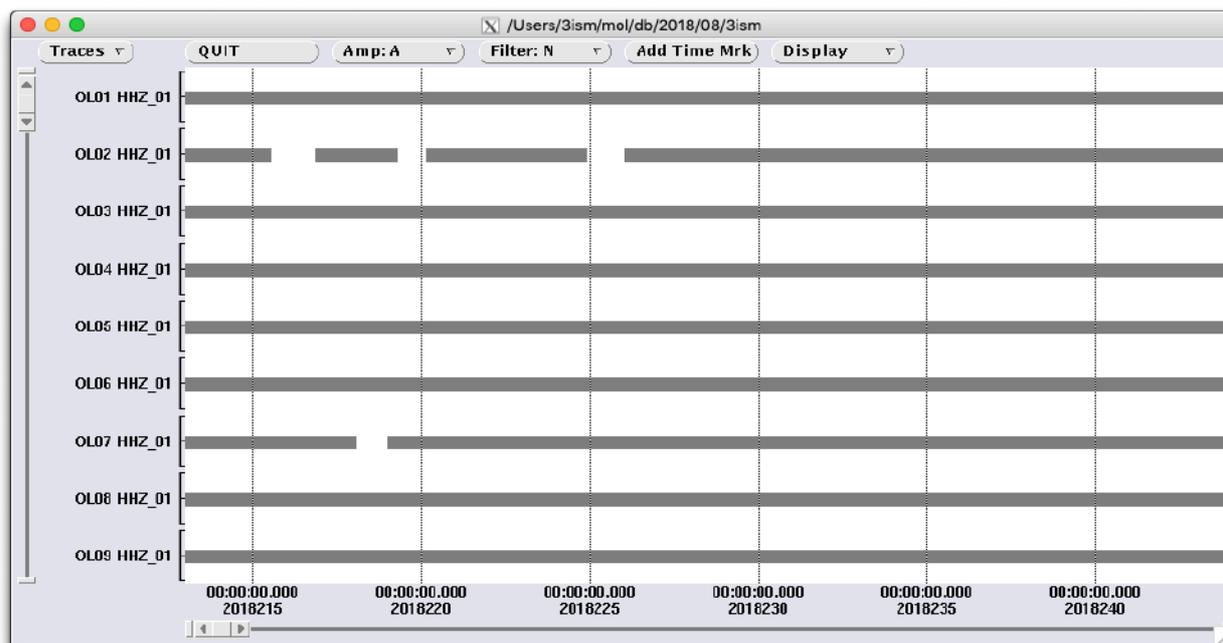




Luglio 2018  
giorni 2017182-2017212

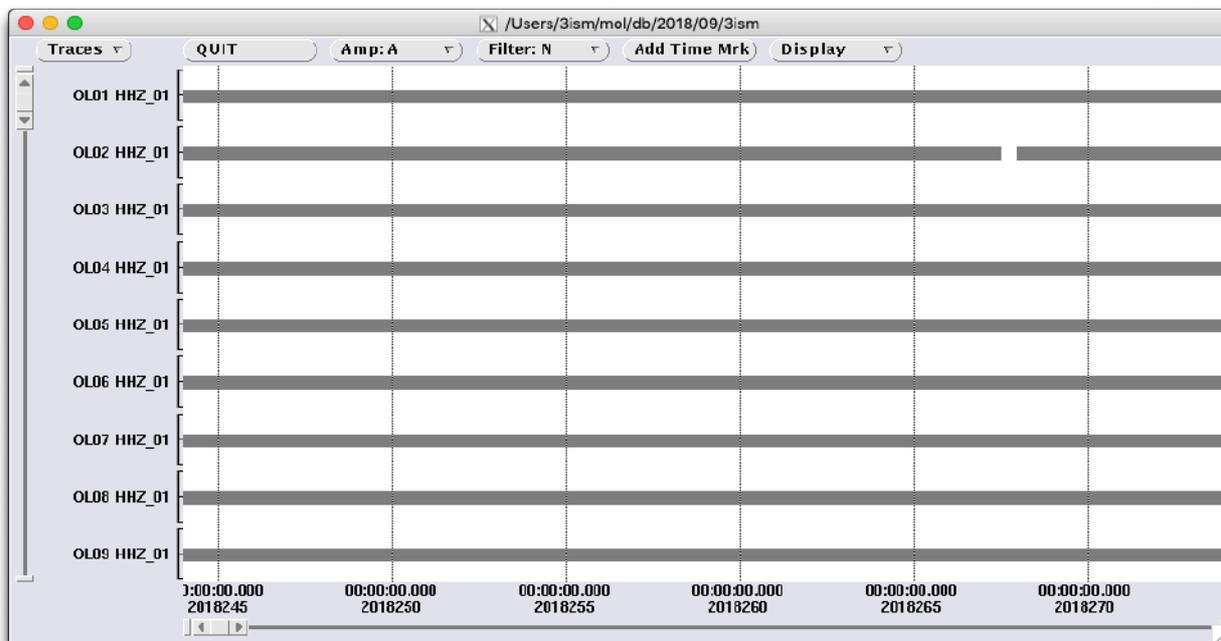


Agosto 2018  
giorni 2017213-2017243

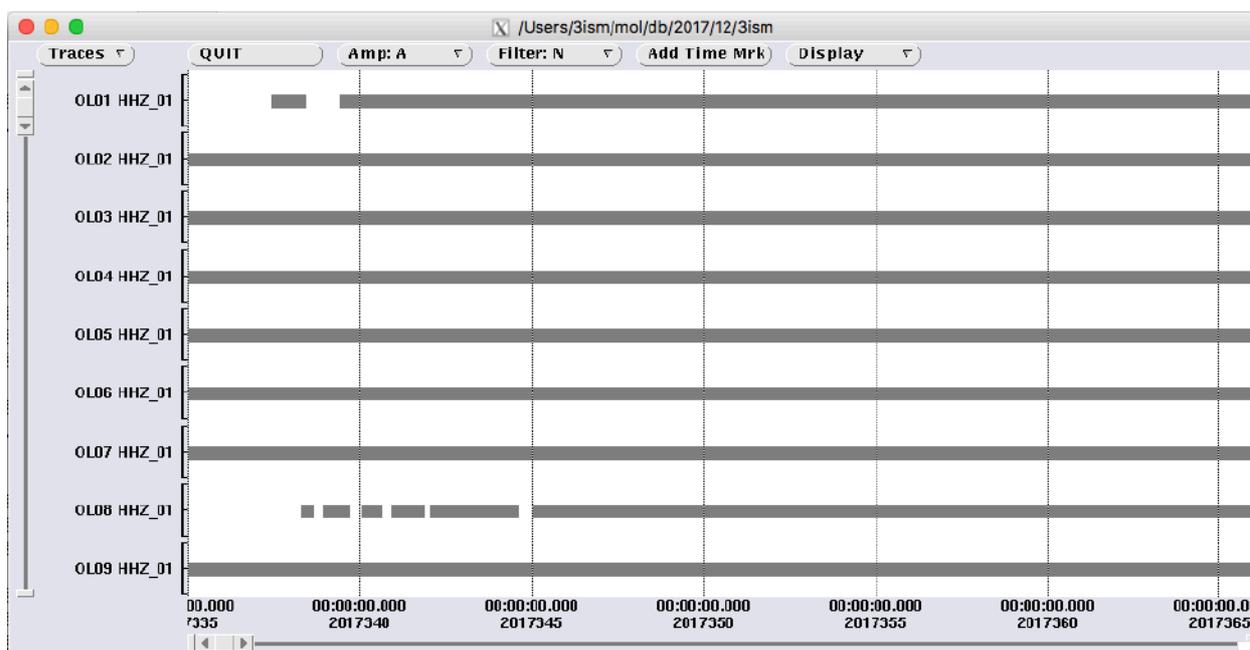




Settembre 2018  
giorni 2017244-2017273



Ottobre 2018  
giorni 2017274-2017304





## Appendice B – Dettagli sul metodo PQLX

Qui di seguito riportiamo alcuni dettagli sul metodo PQLX. L'algoritmo utilizzato per il calcolo della distribuzione della densità spettrale di potenza è quello sviluppato per definire il modello a basso rumore del Laboratorio sismologico dell'Albuquerque (ASL) dell'USGS (Peterson, 1993).

Vengono elaborati segmenti di serie temporali lunghi un'ora, continui e sovrapposti (50%), senza operare alcuna rimozione di terremoti, transienti di sistema e anomalie nei dati. La funzione di trasferimento dello strumento viene rimossa da ciascun segmento, producendo un'accelerazione al suolo in modo da risultare confrontabile con le curve di alto e basso rumore medio (LNM/HNM). Ogni serie temporale oraria è divisa in 13 segmenti, ciascuno della durata di circa 15 minuti con sovrapposizione del 75%. Ogni segmento viene trattato rimuovendo la media, il trend di lungo periodo, applicando un *tapering* con una funzione sinusoidale del 10% e trasformandolo nel dominio delle frequenze con un algoritmo FFT (Bendat e Piersol, 1971). I segmenti vengono quindi mediati per fornire un PSD per ogni segmento di serie temporale di 1 ora.

Per ciascun canale, le distribuzioni di frequenza grezze sono costruite raccogliendo i singoli PSD nel seguente modo: periodi di "binning" a intervalli di un'ottava e "binning" di potenza a intervalli di 1 dB. Ogni bin di distribuzione di frequenza grezzo viene normalizzato sul numero totale di PSD per la costruzione di un PDF.

La probabilità di accadimento di una data potenza in un particolare periodo viene tracciata per un confronto diretto con i modelli di Peterson (1993) o McNamara and Buland (2004) ad alto e basso rumore (HNM, LNM).



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



 Consiglio Nazionale delle Ricerche

istituto per il rilevamento  
elettromagnetico  
dell'ambiente

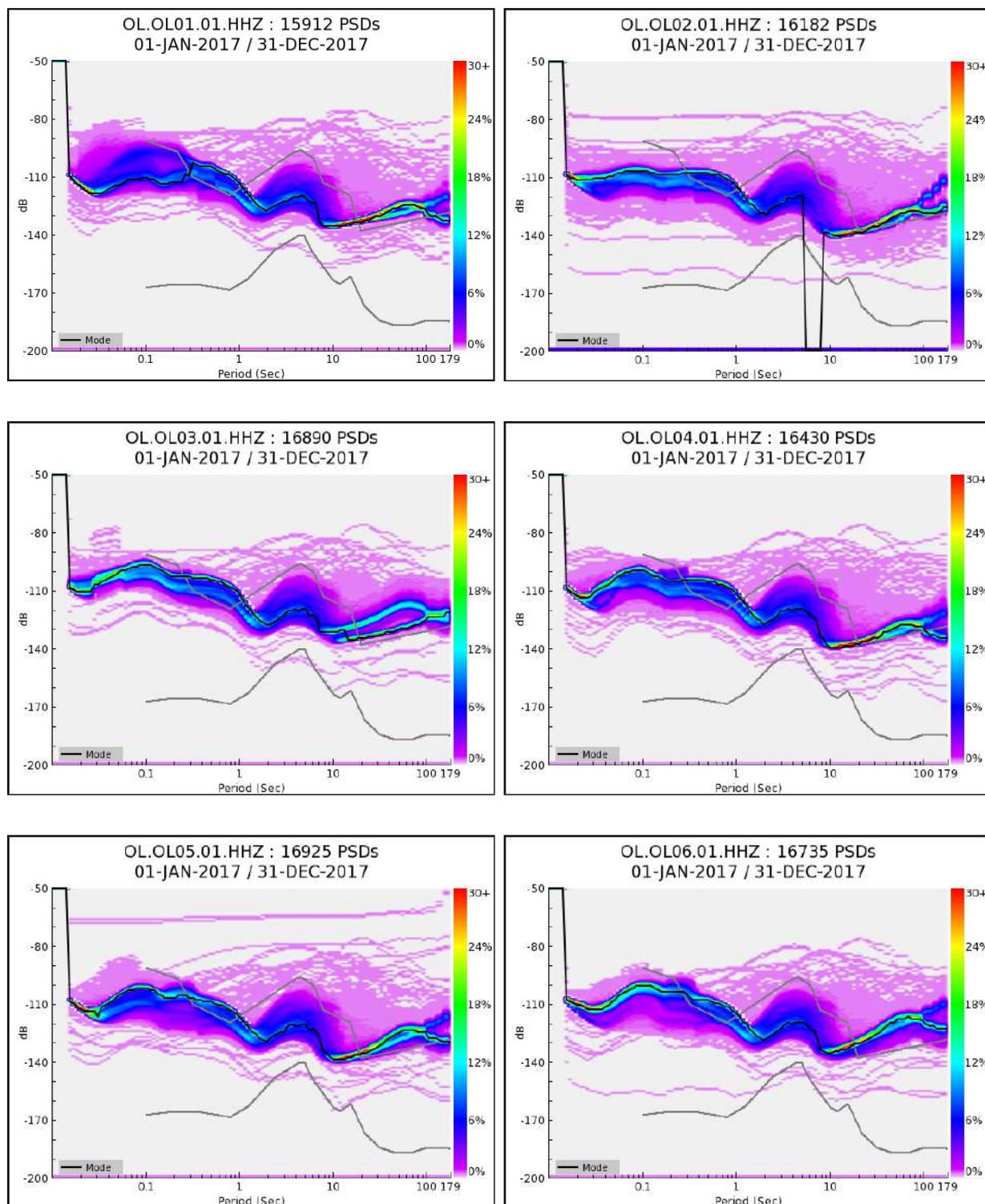


ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



## **Appendice C** – Grafici delle PDF del segnale sismico

In questo capitolo sono riportate per tutte le stazioni della RMCL i grafici annuali delle *Probability Density Function* (PDF) stimati per l'anno 2017 utilizzando le PSD calcolate attraverso il software PQLX. Le tre Figure C.1, C.2, e C.3 mostrano rispettivamente i grafici ottenuti per la componente verticale HHZ e le due componenti orizzontali HHE e HHN.



**Figura C.1** – Probability Density Function (PDF) per le 9 stazioni della rete OL, componente verticale HHZ, costruita utilizzando le Power Spectral Density (PSD) dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017. Altri dettagli come in Figura 4 e nel testo del Capitolo 1.3. Continua alla pagina successiva.

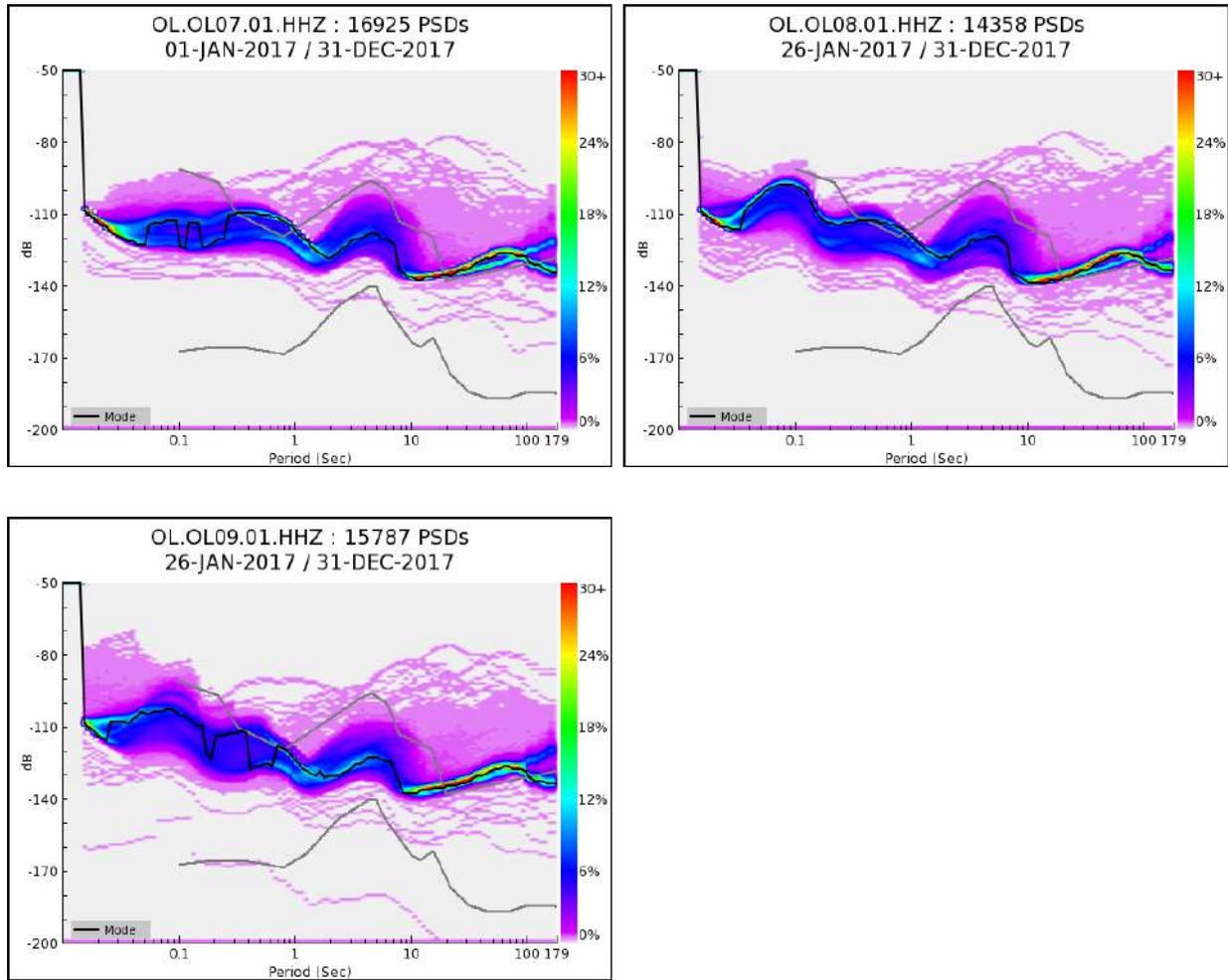
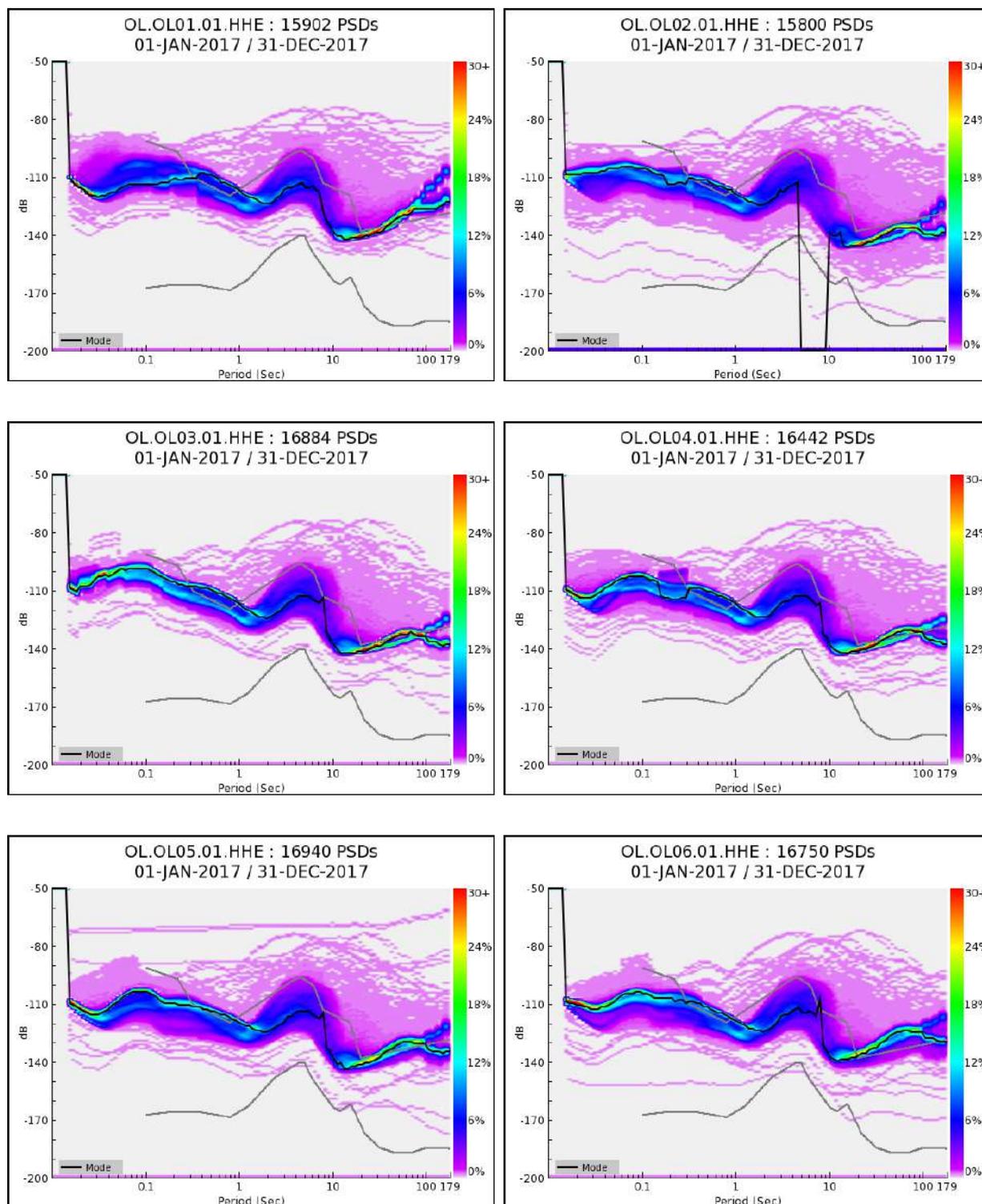


Figura C.1, continua dalla pagina precedente.



**Figura C.2** – Come Figura C.1, ma per la componente orizzontale HHN. Continua alla pagina successiva.

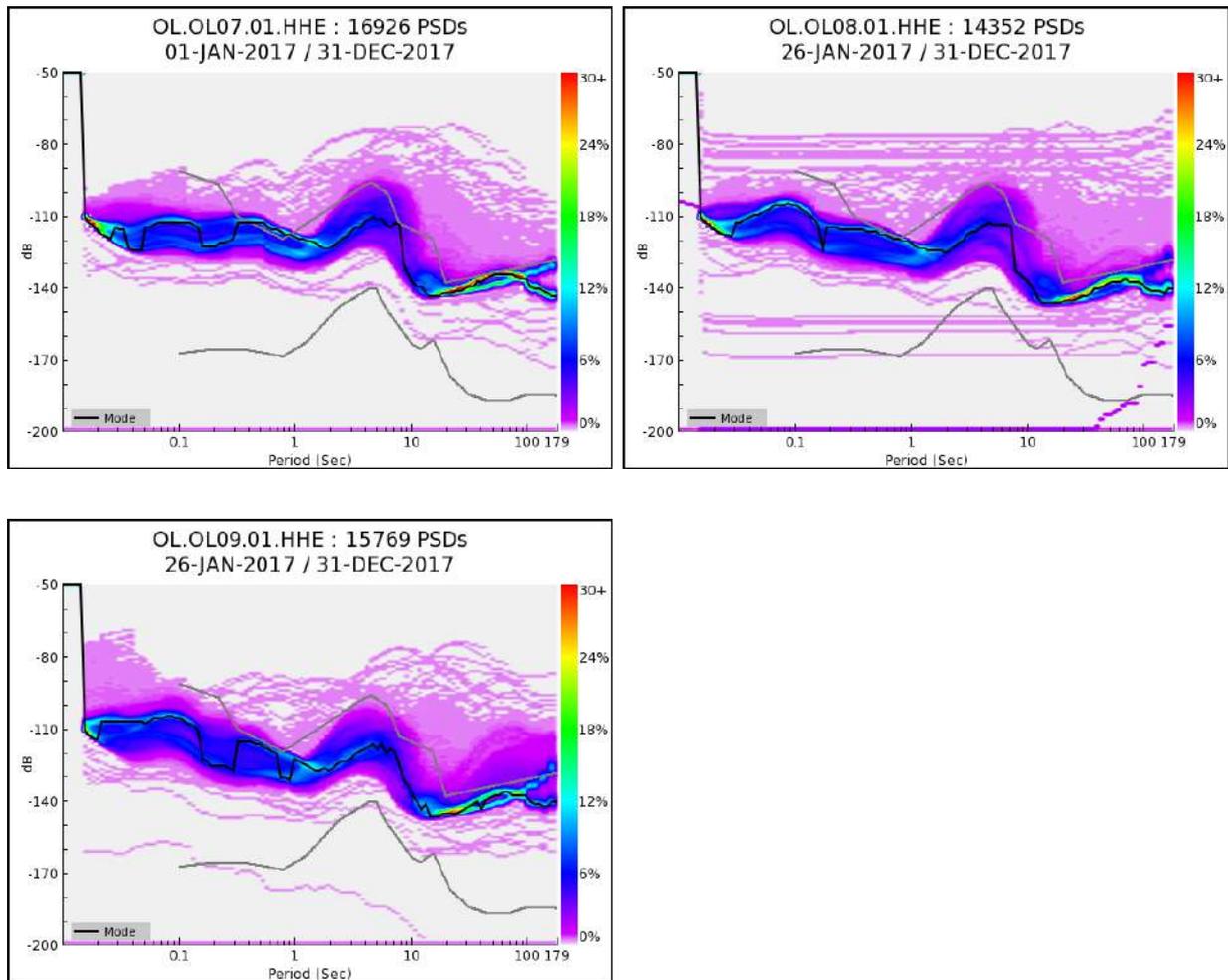
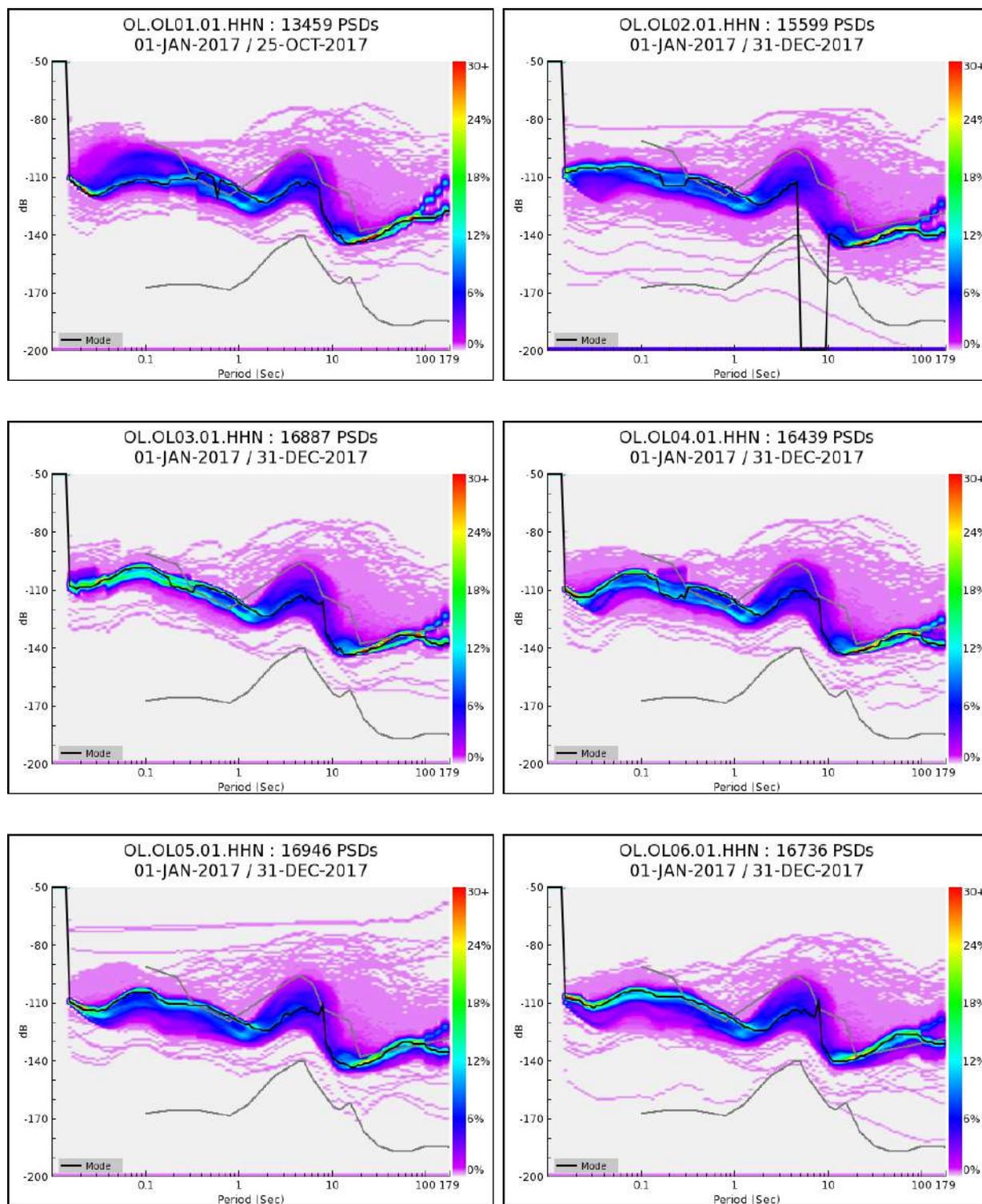


Figura C.2, continua dalla pagina precedente.



**Figura C.3** – Come Figura C.1, ma per la componente orizzontale HHE. Continua alla pagina successiva.

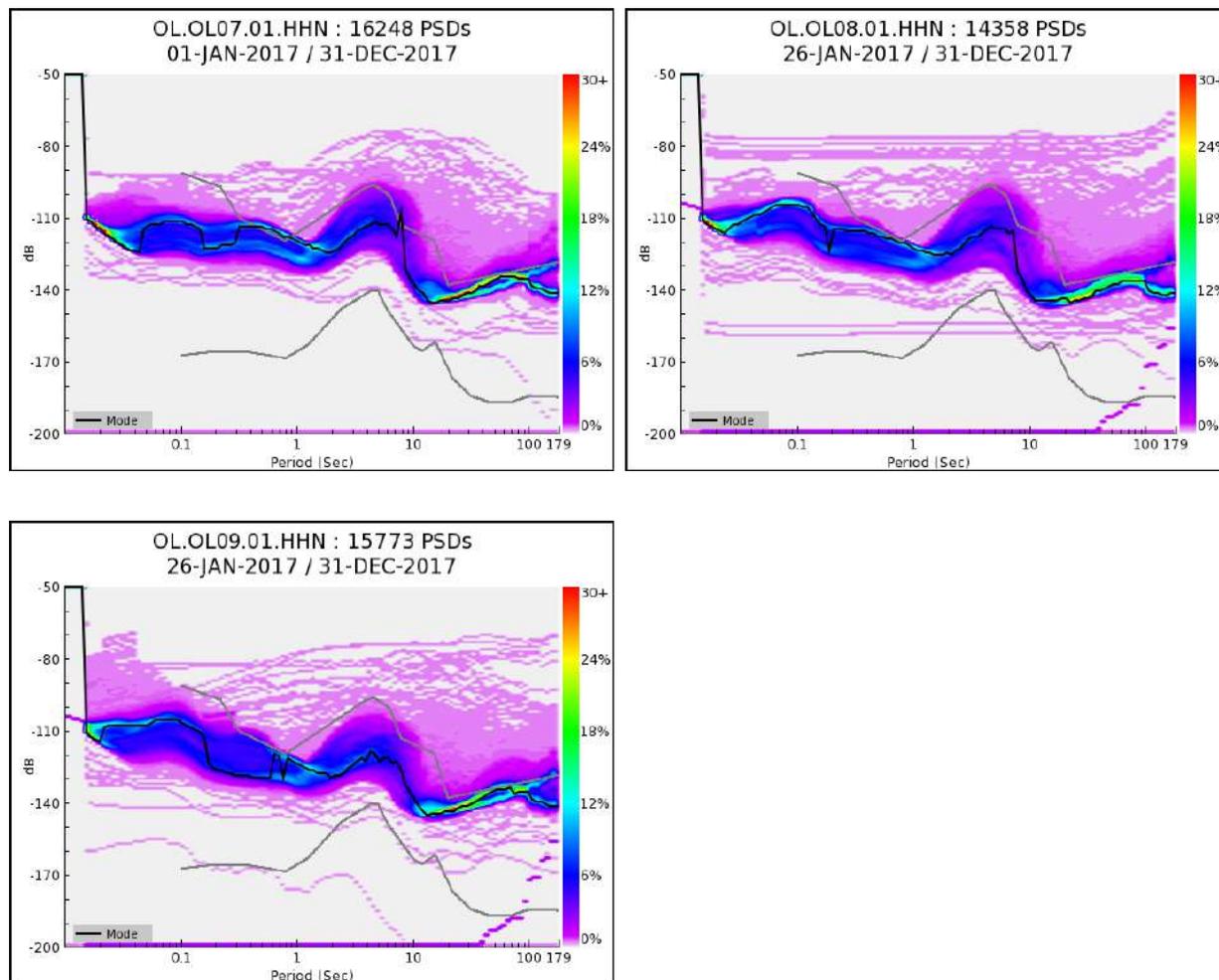


Figura C.3, continua dalla pagina precedente.



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



 Consiglio Nazionale delle Ricerche

istituto per il rilevamento  
elettromagnetico  
dell'ambiente



## Appendice D – Catalogo dei terremoti nell'area di interesse della RMCL

In questo supplemento elettronico sono raccolti i parametri sintetici degli eventi che si sono verificati nell'area di interesse della Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense, come estratti a partire dai cataloghi nazionali e regionali. In particolare nel foglio denominato Selezione INGV compaiono gli eventi derivanti dai database dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), selezionati con i criteri temporali descritti nel testo principale in relazione alle diverse fonti. Nel foglio denominato Selezione UNIGE compaiono le localizzazioni fornite dalla Rete Sismica Regionale dell'Italia Nord Occidentale (RSNI). Nel foglio Area Estesa sono invece confrontate le soluzioni per gli eventi appartenenti ad un areale di raggio 30 km attorno all'impianto di stoccaggio, fornite rispettivamente dalla RSNI e da INGV con i vari cataloghi.

### Formato dei dati

N = numero progressivo dell'evento (in ordine cronologico)

Year = tempo origine (anno)

Month = tempo origine (mese)

Day = tempo origine (giorno)

HH = tempo origine (ora)

MM = tempo origine (minuti)

SS = tempo origine (secondi)

Area = area epicentrale o area con gli effetti macrosismici maggiori

Lat = latitudine

Lon = longitudine

Dep = profondità

Mag = magnitudo

Type = tipo di magnitudo

Source = riferimento bibliografico

CPTI15 = Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016)

CSI1.1 = Catalogo della Sismicità Italiana (Castello, 2006)

BSI = Bollettino Sismico Italiano – INGV (<http://cnt.rm.ingv.it/>)

RSNI = Bollettino della Rete Sismica dell'Italia Nord-occidentale, Università di Genova, <http://www.distav.unige.it/rsni/ITA/>

### Bibliografia

Castello, B., G. Selvaggi, C. Chiarabba and A. Amato, (2006) CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds), 2016. CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>

**Legenda**  
 Gli identificativi di evento e parametri essenziali dei terremoti sono indicati come nelle rispettive selezioni  
 X evento comune al catalogo nazionale e regionale, entro l'Area estesa  
 X,O evento comune ai cataloghi nazionale e regionale  
 evento che ricade esternamente alla Area Estesa di 30 km di raggio dall'impianto  
 Delta LOC Distanza delle rispettive localizzazioni epicentrali (km)  
 Delta MAG (se ombreggiato: evento non fornito del valore di magnitudo)

N	FONTE DATI RSNI (DISTAV, UNIGE)			FONTE DATI RSNC (INGV)			FONTE DATI RSNC (INGV)			FONTE DATI RSNC (INGV)			FONTE DATI RSNC (INGV)			MAG	DEPT	MAG	TYPE	SOURCE					
	DATE	TIME	LAT	LONG	DEPTH	MAG	YEAR	MONTH	DAY	HH	MM	SS	AREA	LAT	LONG						DEPTH	MAG	TYPE	SOURCE	
1	83	3 8	242	45.068	9.645	0	2,7	X, O	39,4	0,0	46	1983	3	8	2	21,42	34,46	44.999	9.153	24,56	2,7	MIREG	CS11.1		
2	84	5 1	1151	45.228	9.278	3	2,5	X, O			49	1983	3	25	5	45,81	46,61	45.310	9.689	7,5	1,7	MCSTI	CS11.1		
3	84	5 1	1759	45.177	9.260	0	2,7	X, O			52	1983	6	17	18	30	38,88	45.440	9.477	11,1	9,0	MIREG	CS11.1		
											55	1983	12	3	22	8	5,73	45.441	9.363	22,0	2,0	MIREG	CS11.1		
17	90	1117	1920	45.495	9.322	0	2,7	X, O			60	1984	10	11	6	50	49,77	45.493	9.604	9,6	99,0	MIREG	CS11.1		
18	91	729	1837	45.453	9.352	0	3,0	X	4,1	0,2	124	1991	7	29	18	37	22,23	45.422	9.381	13,8	2,8	Md	BSI		
30	91	115	516	45.537	9.527	0	3,2	X	4,9	0,5	142	1991	11	5	16		39,23	45.495	9.510	16,2	2,7	Md	BSI		
45	92	7 6	1125	45.205	9.377	3	2,9	X, O	23,4	-0,1	169	1992	7	6	11	25	18,84	45.033	9.205	5	3	Md	BSI		
47	93	2 9	1849	45.368	9.200	0	0,0	X	8,1	-2,4	171	1993	2	9	18	49	43,54	45.363	9.303	21,5	2,4	Md	BSI		
50	94	1028	0	45.067	9.283	1	3,2	X, O	9,7	-0,2	208	1994	10	28	0	4	48,49	45.018	9.181	4,5	3,4	Md	BSI		
59	95	6 9	2159	45.033	9.487	1	2,9	X, O	6,8	-0,1	224	1995	8	9	21	59	49,34	45.017	9.403	4,5	3,4	Md	BSI		
											225	1995	8	12	14	24	5,29	45.049	9.415	5,0	2,6	Md	BSI		
											232	1996	3	9	12	41	30,23	45.925	9.314	10,0	2,6	Md	BSI		
											236	1996	11	2	8	6	14,86	45.044	9.520	5,0	2,3	Md	BSI		
											238	1996	12	24	6	2	0,84	45.369	9.566	3,2	3,0	Md	BSI		
64	98	0521	1127	45.050	9.296	4	2,8	X, O	15,9	0,0	256	1998	5	21	11	27	48,82	44.922	9.206	3,2	2,9	Md	BSI		
65	98	0823	2239	45.087	9.518	15,9	3,1	X, O	19,1	0,2	257	1998	8	23	22	40	0,49	44.915	9.526	3,2	2,9	Md	BSI		
68	99	1226	54	45.536	9.387	6,8	3,2	X	8,0	0,3	267	1999	12	26	0	54	48,01	45.152	9.291	10,0	2,0	Md	BSI		
											274	2000	5	21	19	28	26,52	45.481	9.453	15,8	2,9	Md	BSI		
											284	2002	2	3	43		51,80	45.279	9.485	5,0	2,7	Md	BSI		
76	2	221	1033	45.018	9.457	10,8	3,0	X, O	5,2	-0,1	285	2002	2	21	10	33	11,81	44.999	9.396	5	3,1	Md	BSI		
											288	2002	7	14	22	23	10,78	45.389	9.509	15,5	2,8	Md	BSI		
											290	2002	10	5	20	12	50,24	45.415	9.138	17,0	3,0	Md	BSI		
											291	2003	4	29	2	47	30,80	45.256	9.482	3,4	2,4	Md	BSI		
											296	2004	7	6	3	50	47,20	45.129	9.358	10,0	2,5	Md	BSI		
											300	2004	12	3	14	28	26,10	45.340	9.425	14,2	2,5	Md	BSI		
											306	2005	5	2	14	32	6,42	45.383	9.533	9,6	1,7	ML	BSI		
84	7	0917	1843	45.440	9.407	3,2	X	X	3,9	0,4	332	2007	9	17	18	43	47,71	45.411	9.378	34,8	2,8	ML	BSI		
85	7	1205	1634	45.324	9.416	5,3	2,8	X	5,2	-0,2	336	2007	12	5	16	34	35,67	45.322	9.483	3,3	3,0	ML	BSI		
88	8	1110	142	45.031	9.399	5,0	2,4	X, O	5,2	-0,3	355	2008	11	10	1	42	19,24	44.984	9.406	10,3	2,7	ML	BSI		
											366	2009	9	20	2	45	21,11	45.423	9.162	37,0	1,7	ML	BSI		
											385	2010	6	24	16	26	25,20	45.360	9.507	5,0	1,6	ML	BSI		
											391	2010	7	30	19	5	41,88	45.445	9.392	33,5	2,3	ML	BSI		
											391	2010	11	15	12	22	56,28	44.938	9.174	25,9	2,3	ML	BSI		
											393	2011	1	10	11	12	1,31	45.277	9.200	10,0	1,5	ML	BSI		
											393	2011	9	6	21	46	54,76	45.409	9.392	35,6	2,3	ML	BSI		
											400	2011	9	10	23	14	49,89	45.481	9.372	47,0	2,4	ML	BSI		
											419	2012	10	3	52		18,25	45.052	9.445	21,0	1,6	ML	BSI		
											422	2013	3	4	5	0	0,85	45.525	9.420	46,2	1,6	ML	BSI		
											428	2013	8	6	22	47	47,39	45.382	9.413	37,5	2,2	ML	BSI		
											464	2015	9	8	16	55	94,45	44.978	9.628	22,4	1,6	ML	BSI		
											459	2015	9	22	12	41	8,76	45.472	9.258	48,4	2,3	ML	BSI		
											459	2015	10	20	14	12	8,85	45.541	9.568	32,0	2,0	ML	BSI		
											460	2015	10	27	1	55	29,31	45.457	9.542	44,5	2,1	ML	BSI		
											468	2015	12	14	9	23	30,26	45.295	9.597	38,0	2,6	ML	BSI		
											473	2016	3	26	9	10	57,48	45.318	9.531	31,8	2,0	ML	BSI		
											483	2016	6	15	2	27	42,01	45.488	9.1812	22,7	2,7	ML	BSI		
											486	2016	9	10	15	13	52,62	45.476	9.645	33,1	3,3	ML	BSI		
											490	2017	5	23	4	16	31,56	45.523	9.311	44,7	1,9	ML	BSI		
											494	2017	9	12	23	10	21,73	45.494	9.670	32,0	1,6	ML	BSI		
											496	2018	1	20	7	50	27,51	45.550	9.496	10,0	1,2	ML	BSI		
											497	2018	2	10	17	43	38,28	45.228	9.697	6,4	1,7	ML	BSI		
											30	28	496	2018	1	20	7	50	27,51	45.550	9.496	10,0	1,2	ML	BSI
											30	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
											30	6,8	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7	
											30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	
											30	N, eventi comuni													
											30	Me dia													
											30	Std. dev													

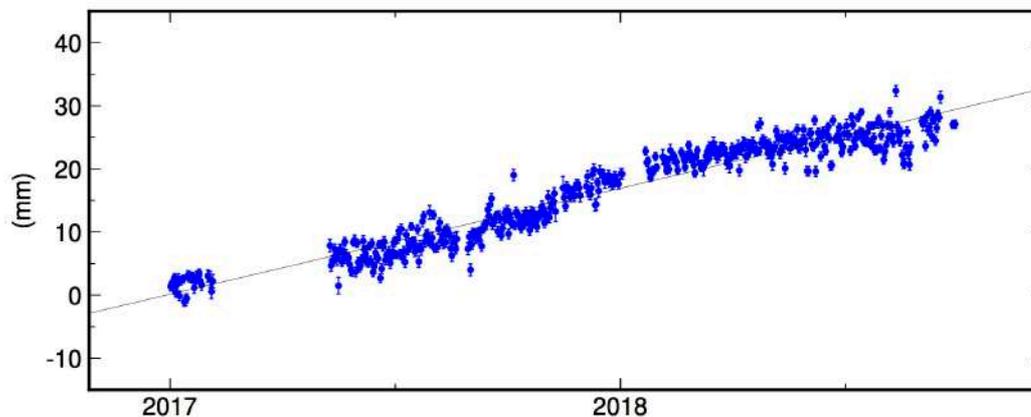


## **Appendice E** – Serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08

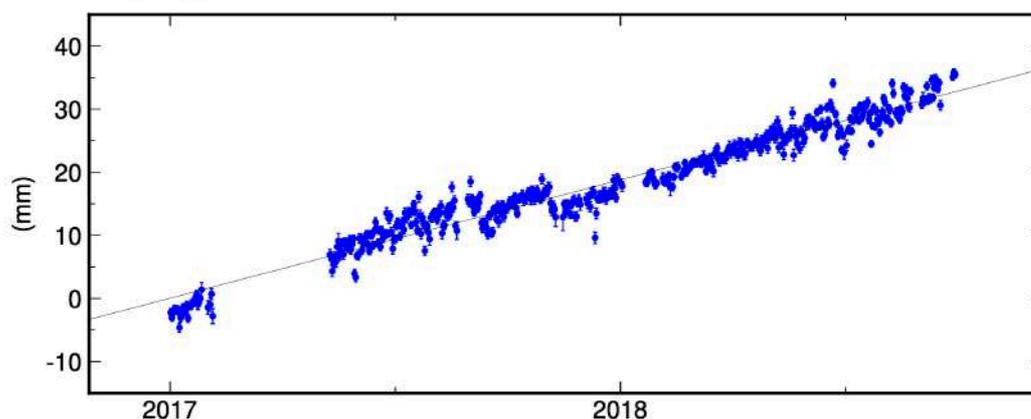
In questo capitolo sono riportate le serie temporali delle stazioni GNSS della RETE LODI secondo il sistema di riferimento ITRF08. Ogni figura mostra le serie relative alle tre componenti (dall'alto verso il basso, Nord, Est e verticale-Up) dello spostamento per una stazione. Ogni punto sul grafico è lo spostamento stimato giornaliero in mm. Ad ogni punto è sovrapposta la barra di errore che rappresenta la dispersione delle 2880 stime giornaliere.

Sul grafico è anche presente la retta interpolante la cui inclinazione fornisce una stima di velocità, con il relativo errore, che è visibile sullo stesso grafico in alto a sinistra (rate(mm/year)). Sono presenti inoltre il NRMS (errore quadratico medio normalizzato) e il WRMS (errore quadratico medio pesato).

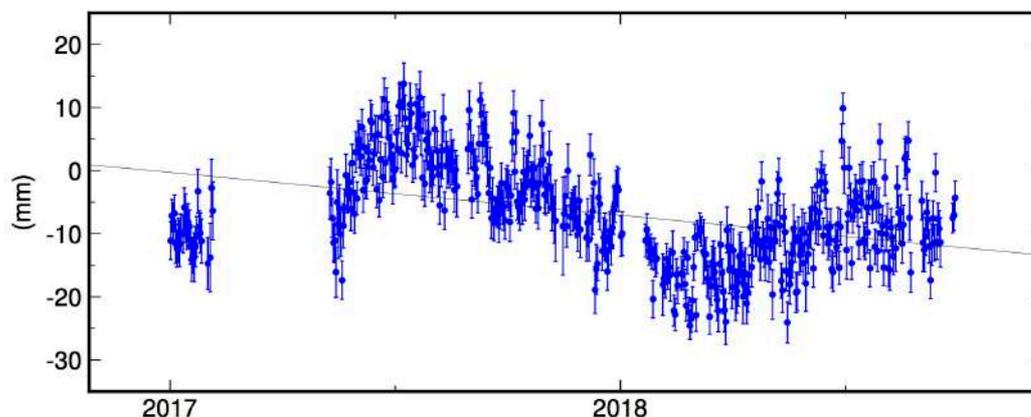
LODI North Offset 5041789.328 m  
rate(mm/yr)=  $16.80 \pm 0.07$  nrms= 2.94 wrms= 2.2 mm # 468



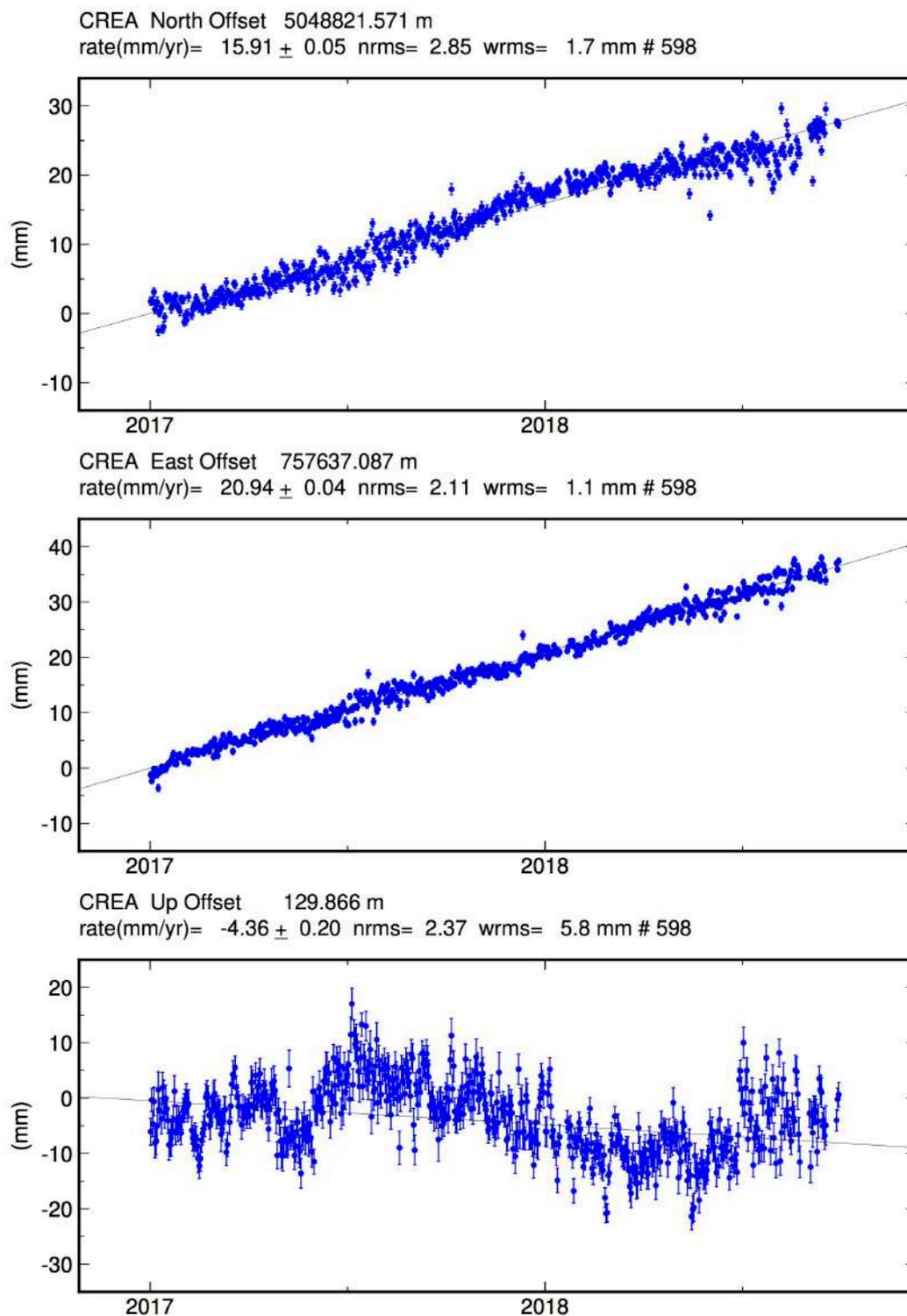
LODI East Offset 741216.364 m  
rate(mm/yr)=  $18.76 \pm 0.06$  nrms= 2.85 wrms= 1.9 mm # 468



LODI Up Offset 121.263 m  
rate(mm/yr)=  $-6.77 \pm 0.31$  nrms= 2.39 wrms= 7.3 mm # 468



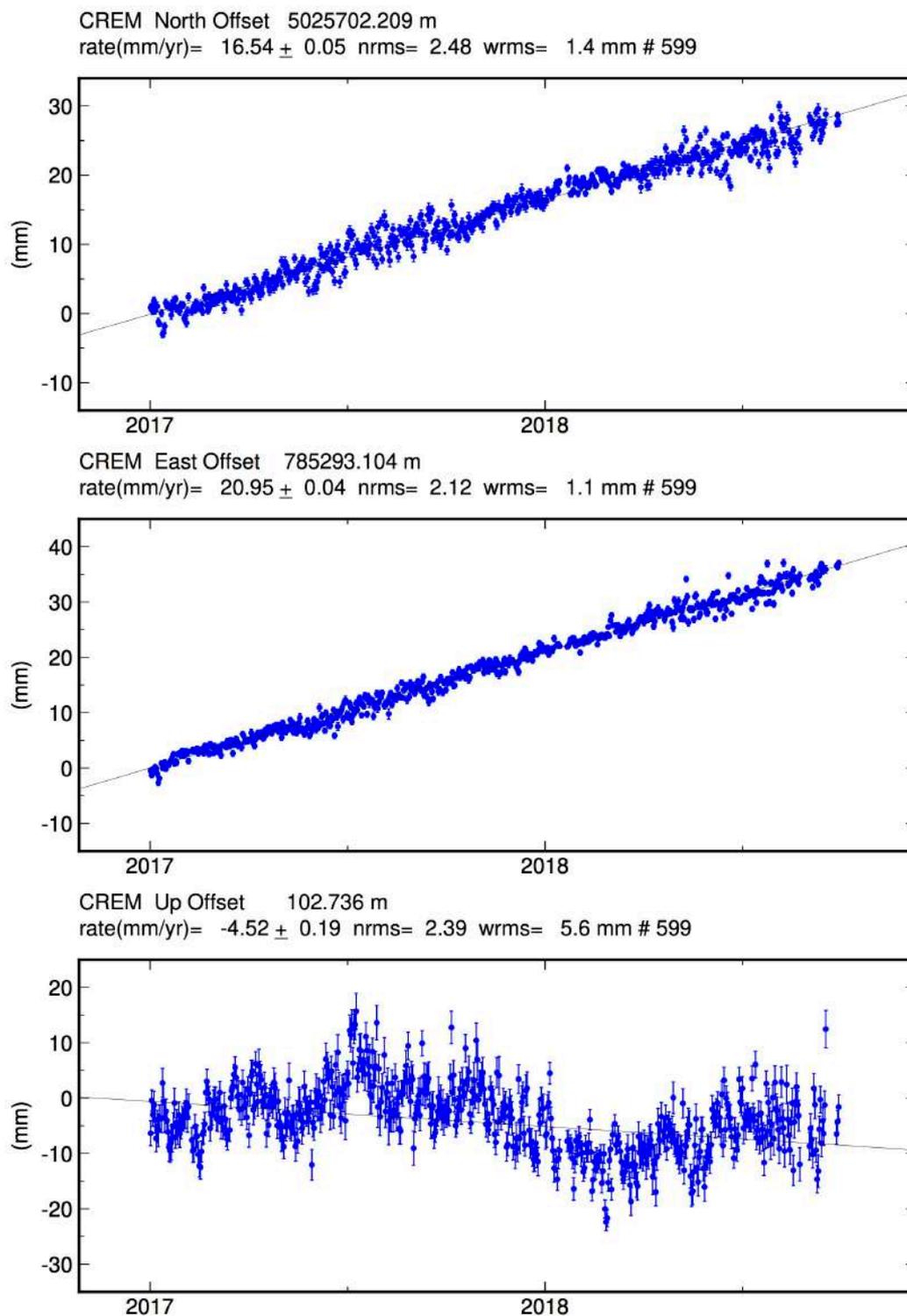
**Figura E.1** – Serie temporale della stazione OL01 secondo il sistema di riferimento ITRF08.



GM 2018 Oct 31 14:16:17

p: 7

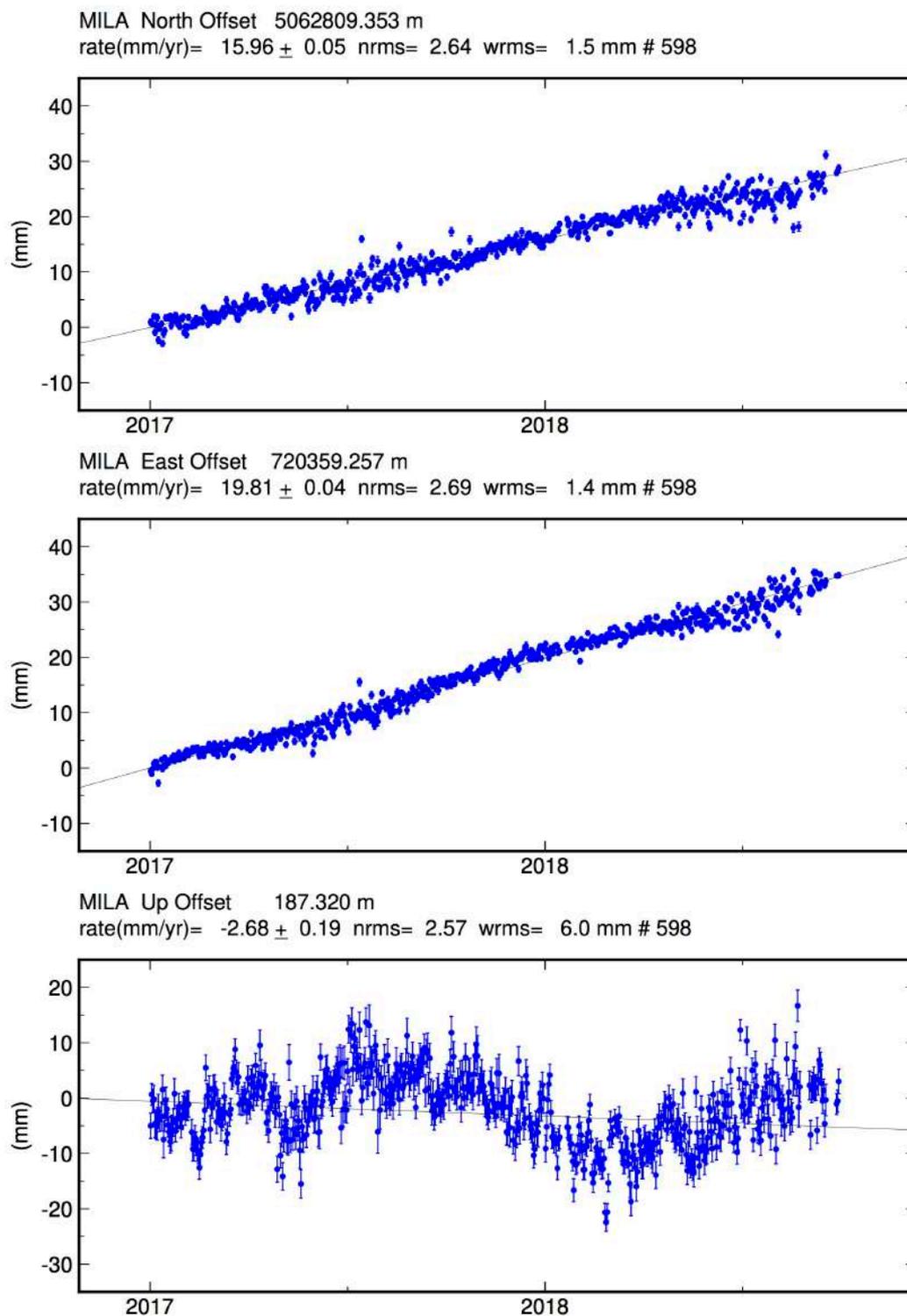
**Figura E.2** – Serie temporale della stazione CREA secondo il sistema di riferimento ITRF08.



GM 2018 Oct 31 14:16:18

p: 8

**Figura E.3** – Serie temporale della stazione CREM secondo il sistema di riferimento ITRF08.

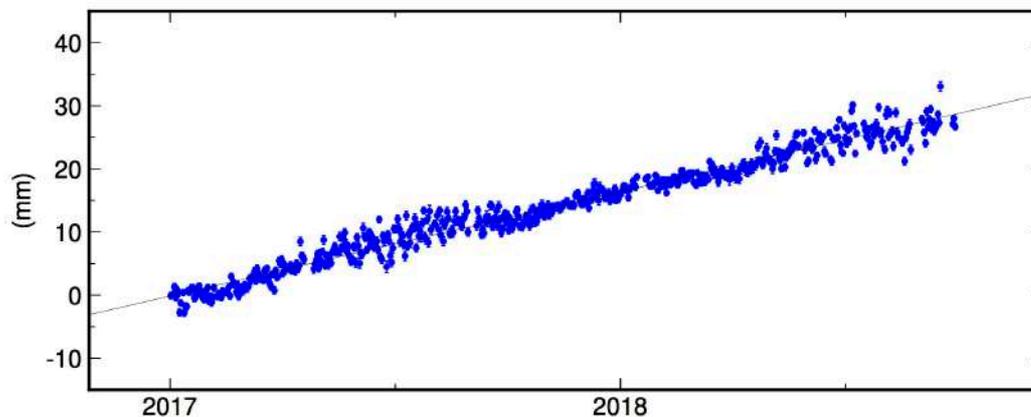


GM 2018 Oct 31 14:16:30

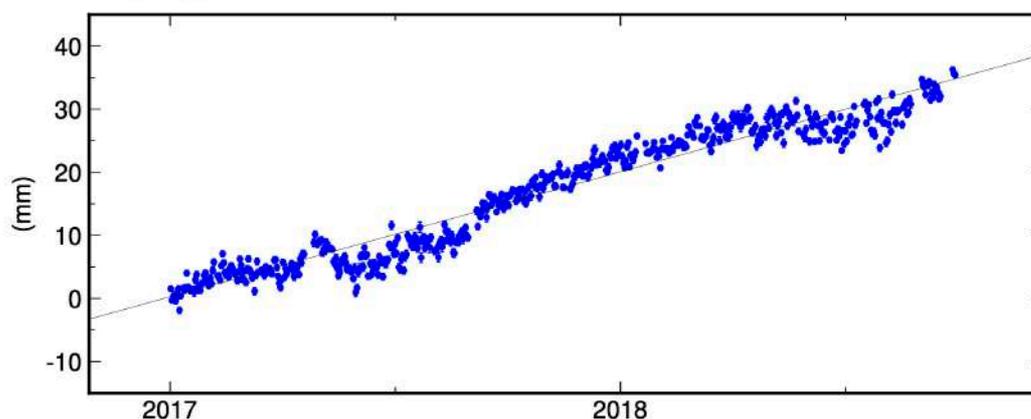
p: 18

**Figura E.4** – Serie temporale della stazione MILA secondo il sistema di riferimento ITRF08.

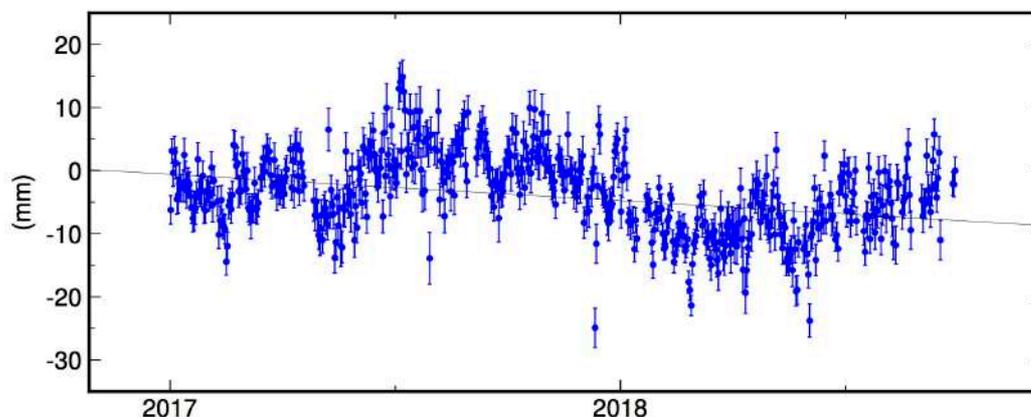
PAVI North Offset 5031973.355 m  
rate(mm/yr)=  $16.52 \pm 0.05$  nrms= 2.51 wrms= 1.4 mm # 565



PAVI East Offset 716593.489 m  
rate(mm/yr)=  $19.80 \pm 0.04$  nrms= 4.87 wrms= 2.5 mm # 565



PAVI Up Offset 143.729 m  
rate(mm/yr)=  $-4.19 \pm 0.20$  nrms= 2.37 wrms= 5.6 mm # 565



**Figura E.5** – Serie temporale della stazione PAVI secondo il sistema di riferimento ITRF08.



## **Appendice F** – La misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari

### **F.1 Interferometria Differenziale SAR**

L'Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) (Berardino et al., 2002; Casu et al., 2014; Manzo et al., 2006) è una tecnica di telerilevamento che permette di misurare le deformazioni della superficie terrestre a partire dalla differenza di fase (interferogramma) tra due immagini SAR relative alla scena osservata e acquisite in tempi diversi lungo due orbite sufficientemente vicine. In particolare, tale tecnica consente di rilevare fenomeni di deformazione che producono una variazione di distanza dei target osservati dal sensore, misurando la proiezione dello spostamento lungo la linea di vista del radar (line of sight, LOS) con una precisione che è frazione della lunghezza d'onda alla quale opera il sistema, quindi dell'ordine del centimetro e, in alcuni casi, anche di qualche millimetro.

La capacità della tecnica DInSAR di rilevare gli effetti prodotti da singoli eventi deformativi (ad esempio un'eruzione vulcanica o un terremoto) (Casu et al., 2006; Lanari et al., 2007; Trasatti et al., 2008; D'Auria et al., 2015; Lanari et al., 2007; Colombo et al., 2003; Tizzani et al., 2013) è stata ampiamente dimostrata a partire dagli anni '90 e, successivamente, l'interesse della comunità scientifica e degli enti di sorveglianza si è concentrata sulla possibilità di monitorare l'evoluzione temporale delle deformazioni individuate, specie in zone con dinamica a carattere fortemente non lineare, come ad esempio, le aree soggette ad attività di estrazione/stoccaggio di idrocarburi e di re-iniezione di fluidi nel sottosuolo.

In questo contesto, negli ultimi quindici anni sono state sviluppate numerose tecniche interferometriche cosiddette "avanzate" (per distinguerle dalle tecniche DInSAR "classiche" che prevedono la produzione di singoli interferogrammi), basate su approcci multi-temporali. Tali tecniche, sfruttando efficacemente grandi dataset costituiti da decine o centinaia di immagini SAR, e scegliendo opportunamente le coppie di immagini SAR per la generazione dei corrispondenti interferogrammi, consentono di produrre non solo mappe di singoli eventi, ma anche serie temporali di deformazione relative a fenomeni lenti, caratterizzati da velocità di spostamento di alcuni cm/anno.

Uno dei punti di forza delle tecniche DInSAR avanzate che ne ha favorito lo sviluppo e incentivato l'utilizzo in vari scenari di rischio, è l'accuratezza con cui è possibile misurare gli spostamenti superficiali: si possono raggiungere accuratissime



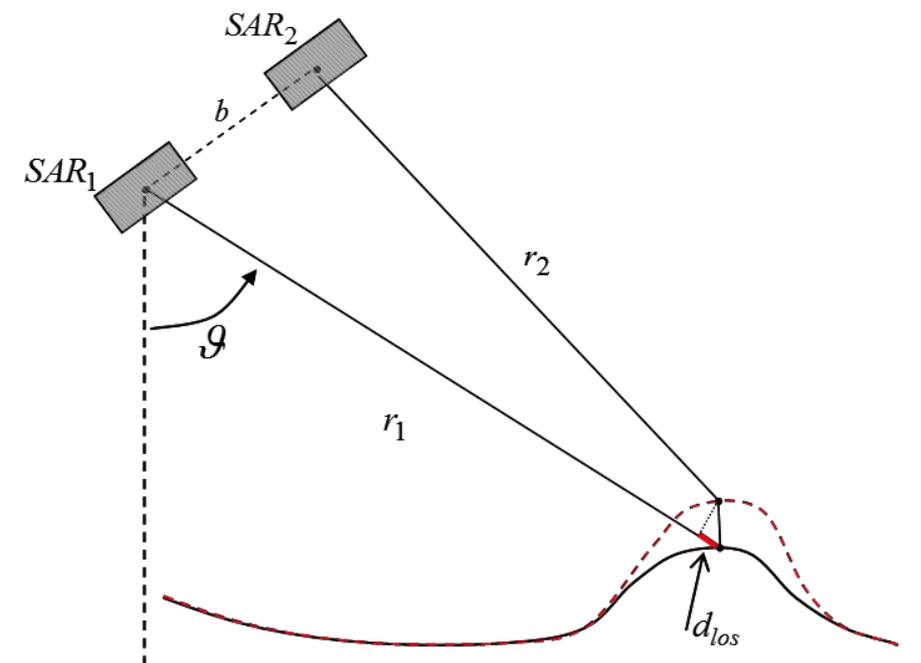
elevate, di circa 1-2 mm/anno sulle misure di velocità media di deformazione e di circa 5-10 mm sulle misure di deformazione (Casu et al., 2006). Inoltre, rispetto alle tecniche di monitoraggio in situ, come levelling, GPS o inclinometri, le tecniche DInSAR avanzate consentono di analizzare ampie porzioni della superficie terrestre (da alcune centinaia fino a decine di migliaia di km<sup>2</sup>) garantendo un'elevata densità spaziale dei punti di misura, preservando, quindi, le caratteristiche di ampia copertura tipiche dei sistemi di immagini satellitari. Pertanto, nel caso di fenomeni deformativi spazialmente estesi, come quelli legati ad attività di sfruttamento del sottosuolo, le tecniche DInSAR avanzate risultano essere particolarmente efficaci in termini di costi/benefici, soprattutto se rapportati all'estensione dell'area analizzabile.

## **F.2 L'approccio Small Baseline Subset (SBAS)**

L'algoritmo SBAS 0 è una tecnica DInSAR avanzata che consente di analizzare le caratteristiche spazio-temporali dei fenomeni deformativi osservati mediante la generazione di mappe e serie temporali della deformazione superficiale. Essa si basa su una opportuna combinazione di interferogrammi, ottenuti a partire da dati acquisiti da orbite sufficientemente vicine (piccole baseline spaziali) e possibilmente con tempi di rivisitazione non elevati (piccole baseline temporali); queste caratteristiche consentono di minimizzare gli effetti di rumore (denominati di decorrelazione spaziale e temporale), incrementando pertanto il numero di punti per unità di area sui quali si riesce a fornire una misura affidabile della deformazione osservata. Inoltre, tutte le misure di spostamento superficiale sono riferite ad un unico punto nello spazio, scelto in una zona ritenuta stabile, e ad un istante nel tempo, che tipicamente corrisponde alla prima acquisizione disponibile, e si riferiscono alla componente degli spostamenti superficiali rilevati, proiettata lungo il LOS del radar (Figura F1).

Un aspetto cruciale dell'approccio SBAS è quello di permettere analisi DInSAR delle deformazioni superficiali a due differenti scale spaziali, definite scala regionale (bassa risoluzione) e locale (alta risoluzione). Alla scala regionale, sono sfruttati dati SAR generati a media risoluzione spaziale (con una risoluzione spaziale del pixel che varia dai 30 m ai 100 m, a seconda del tipo di dati SAR utilizzato), al fine di ottenere mappe di velocità media e serie temporali di deformazione relative ad aree che si estendono per diverse migliaia di chilometri quadrati. Alla scala locale, la tecnica sfrutta invece i dati SAR generati a piena risoluzione spaziale (risoluzione spaziale di qualche metro) per analisi di dettaglio in aree sensibili, consentendo di rilevare fenomeni deformativi, anche molto localizzati spazialmente, relativi ad edifici o a singole strutture.

Un ulteriore sviluppo della tecnica SBAS consiste nella possibilità di generare serie temporali di deformazione molto lunghe, di circa vent'anni, utilizzando congiuntamente dati SAR relativi alla stessa scena a terra e acquisiti da sensori diversi ma geometricamente compatibili, come nel caso dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA). In particolare, l'approccio SBAS multi-



**Figura F1** - Scenario DInSAR nel piano ortogonale alla direzione di volo (azimuth). SAR1 e SAR2 indicano la posizione del sensore SAR nei due passaggi avvenuti negli istanti di tempo  $t_1$  e  $t_2$ , e tra i quali si verifica una deformazione del suolo (linea rossa tratteggiata).  $r_1$  e  $r_2$  indicano la distanza sensore-target rispettivamente agli istanti  $t_1$  e  $t_2$ ,  $\theta$  l'angolo di vista del sensore,  $b$  la distanza tra le due orbite (baseline spaziale) lungo cui avvengono le due acquisizioni e  $d_{los}$  (linea rossa continua) lo spostamento avvenuto, nell'intervallo di tempo  $t_1-t_2$  (baseline temporale) e misurato lungo la linea di vista del sensore, denominata LOS (Line of Sight).

Il sensore può essere applicato sia alla scala regionale che alla scala locale per studiare fenomeni deformativi lenti su lunghi intervalli temporali e ricostruirne la loro evoluzione nel passato (back-analysis), sfruttando al meglio i grandi archivi di dati SAR collezionati dai due sistemi radar dal 1992 al 2010.

Inoltre, la tecnica SBAS consente di ottenere mappe di velocità media e serie temporali di deformazione, con un'accuratezza di circa 1-2 mm/anno e 5-10 mm per quanto riguarda, rispettivamente, le misure di velocità media di deformazione e le singole misure di spostamento (Casu et al., 2006).

Recentemente, è stata sviluppata una versione parallela di tale tecnica, nota con l'acronimo di P-SBAS (Parallel SBAS) (Casu et al., 2014). P-SBAS sfrutta infrastrutture di calcolo distribuite (cluster, grid, cloud) utilizzando tecniche di programmazione multi-core e multi-nodo; è, quindi, in grado di eseguire l'elaborazione di grandi moli di dati SAR abbattendo notevolmente i tempi di calcolo rispetto alla versione originale sequenziale dell'approccio SBAS. La tecnica P-SBAS, capace di sfruttare in modo efficiente infrastrutture di calcolo distribuite, consente la creazione di servizi satellitari avanzati, basati sull'aggiornamento automatico delle

serie temporali di deformazione quando nuove acquisizioni sono disponibili. Questo tipo di applicazione è particolarmente rilevante se utilizzata in combinazione con dati SAR della costellazione europea Sentinel-1, che acquisisce immagini SAR con copertura globale a cadenza settimanale. Tale risultato, infatti, ricopre un'enorme rilevanza nell'utilizzo delle tecniche satellitari per il monitoraggio del territorio e la gestione del rischio ambientale, in quanto consente di utilizzare la catena di elaborazione di dati radar non solo in ambito scientifico, ma in contesti sempre più operativi (fase di pre-allerta e in condizioni di emergenza) di monitoraggio dei fenomeni deformativi del suolo (di origine naturale o antropica), e di valutazione e mitigazione del rischio ad essi associato.

La tecnica SBAS, e la sua più recente evoluzione P-SBAS, sono capaci di sfruttare i più diffusi dati satellitari attualmente disponibili. Si tratta di una tecnica oramai consolidata, sperimentata con successo utilizzando dati acquisiti dai satelliti ERS-1/2, ENVISAT dell'ESA e dalle costellazioni COSMO-SkyMed e TerraSAR-X dell'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e Tedesca (DLR), per l'analisi delle deformazioni degli edifici

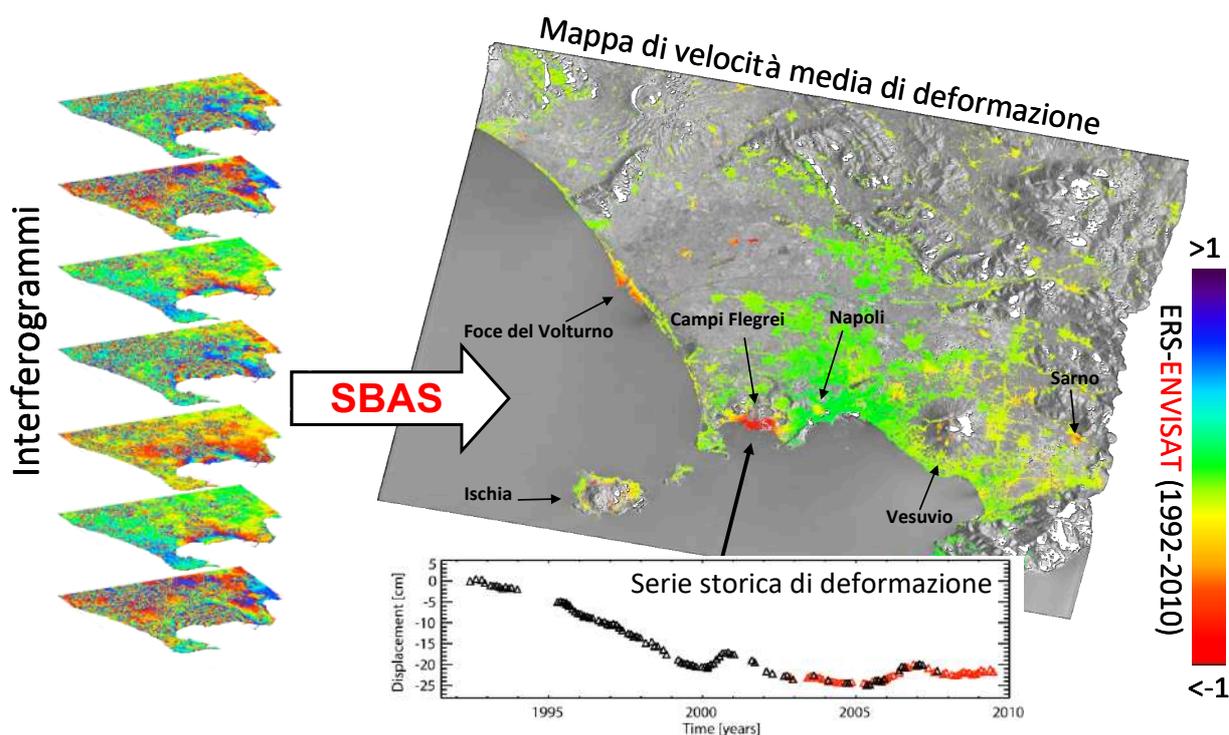


Figura F2. Sketch pittorico dell'approccio SBAS.

vulcanici dell'Etna e del Vesuvio, delle caldere dei Campi Flegrei e di Long Valley (California, USA), delle deformazioni connesse agli eventi sismici de L'Aquila (6 aprile 2009) e dell'Emilia (20 e 29 maggio 2012), di varie aree urbane (Napoli, Roma, Los Angeles, etc.), oltre che di zone soggette a fenomeni di frana (Maratea, Assisi, Fango, etc.); recentemente, la tecnica SBAS è stata applicata ai dati collezionati dal satellite Sentinel-1A per l'analisi delle deformazioni cosismiche connesse ai terremoti di



Gorkha (Nepal) del 25 aprile 2015 e di Illapel (Cile) del 16 settembre 2015

### **F.3 I dati ERS-1/2 ed ENVISAT**

I tre satelliti ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT sono stati sviluppati dall'ESA per monitorare la Terra dallo spazio.

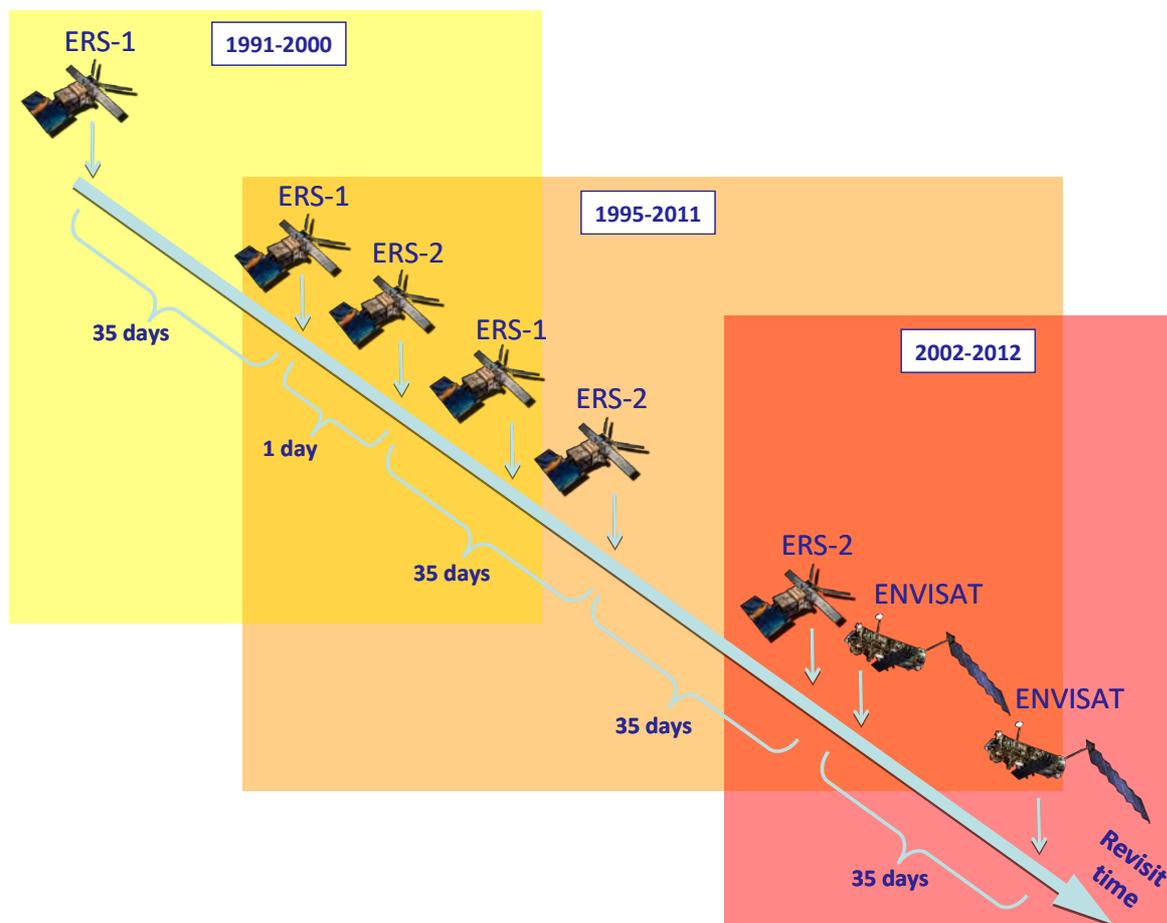
ERS-1 (European Remote Sensing satellite), il primo dei tre, ha operato lungo un'orbita polare dal 17 luglio 1991 al 10 marzo 2000, superando ampiamente il tempo di vita previsto. ERS-1 trasportava una schiera di strumenti per l'osservazione di diversi parametri ambientali della Terra (acqua, terra, ghiaccio e atmosfera), tra i quali un sensore SAR, operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.6 cm), che acquisiva immagini con un revisit time (tempo necessario affinché la stessa scena sia illuminata in due passaggi consecutivi) pari a 35 giorni.

Il 21 aprile 1995 ESA ha lanciato in orbita un secondo satellite, ERS-2, gemello del primo, che ha operato fino al 5 settembre 2011. ERS-2 condivideva la stessa orbita di ERS-1, ma con uno sfasamento temporale di 24 ore; in questo modo la stessa scena a terra veniva osservata a distanza di un giorno dai due satelliti ed ogni 35 giorni dal singolo satellite.

Successivamente, l'ESA ha sviluppato e messo in orbita (polare) un terzo satellite, ENVISAT (Environmental Satellite), che, come i suoi predecessori ERS-1 ed ERS-2, era caratterizzato da un revisit time di 35 giorni. Tra i vari strumenti di misura montati a bordo, anche ENVISAT era dotato di un sensore SAR operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.6 cm), le cui caratteristiche hanno permesso di acquisire immagini in continuità con il passato (ovvero con le immagini collezionate da ERS-1 e ERS-2). ENVISAT ha operato dal 1° marzo 2002 all'8 aprile 2012.

In Figura F3 è mostrato uno schema semplificato dell'intervallo di rivisitazione dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT con l'indicazione del corrispondente periodo di vita.

In generale, i tre satelliti dell'ESA acquisivano in modalità "stripmap" con una risoluzione spaziale di circa 5 m lungo la direzione parallela alla linea di volo (azimuth) e circa 20 m al suolo. L'area illuminata a terra (swath) aveva un'estensione di circa 100 km lungo il range (direzione perpendicolare a quella di volo); lungo l'azimuth il dato veniva acquisito in continua per tutta la durata dell'orbita (track) sia durante i passaggi ascendenti (il satellite percorre l'orbita da sud a nord) sia durante quelli discendenti (il satellite percorre l'orbita da nord a sud). Per soli fini di disseminazione e fruizione, ciascun track veniva suddiviso in porzioni (frame) di pari dimensioni, in modo tale da avere per ogni frame un'area a terra di circa 100km x 100km.



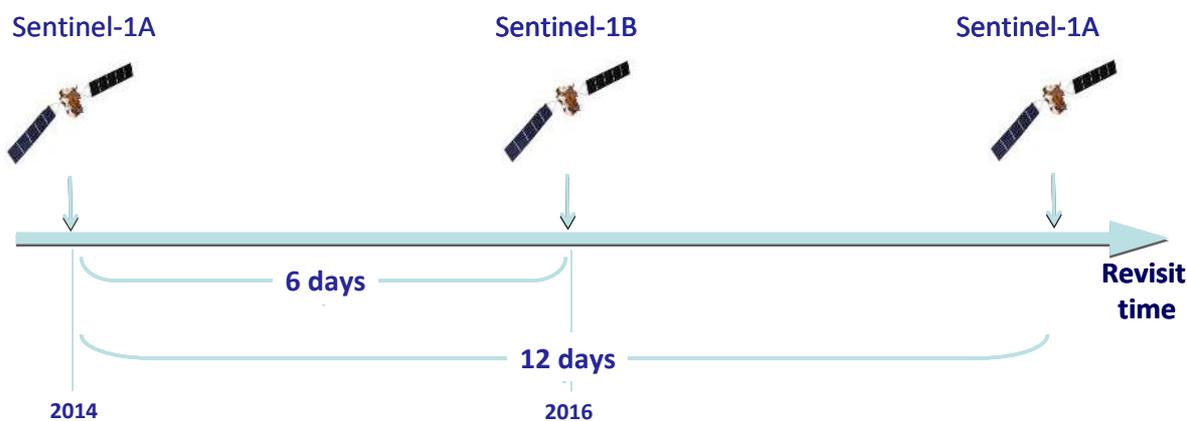
**Figura F3** - Intervallo di rivisitazione dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT con l'indicazione del rispettivo periodo di vita (ERS-1: 1991-2000, ERS-2: 1995-2011, ENVISAT: 2002-2012).

#### F.4 La costellazione Sentinel-1

La costellazione Sentinel-1 consta di 2 satelliti in orbita polare con installato a bordo un sensore SAR operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.56 cm). Il primo satellite, Sentinel-1A (S-1A) è stato messo in orbita il 3 aprile del 2014; il secondo satellite, Sentinel-1B (S-1B), gemello del primo, il 25 aprile 2016. L'intervallo di rivisitazione della stessa scena è pari a 12 giorni per il singolo satellite della costellazione; tale intervallo scende a 6 giorni con il secondo satellite. La Figura F4 illustra in maniera schematica l'intervallo di rivisitazione dell'intera costellazione.

I satelliti della costellazione Sentinel-1 sono stati progettati per acquisire sulle terre emerse in modalità TOPS (Terrain Observation by Progressive Scans), che permette di collezionare immagini Interferometric Wide Swath (IWS), con una risoluzione spaziale di circa 15 m lungo la direzione parallela alla linea di volo (azimuth) e circa 4 m lungo la direzione ad essa perpendicolare (range). L'area illuminata al suolo (slice) ha un'estensione di circa 200 km x (lungo l'azimuth) x 250 km (lungo il range).

La costellazione Sentinel-1 acquisisce in modalità programmata, con l'obiettivo di generare robusti archivi di immagini, su estese porzioni di superficie terrestre, per programmi di monitoraggio a lungo termine; inoltre, opera con una politica di accesso ai dati completamente "free&open", consentendo in tal modo la costituzione (ed il relativo accesso) di un vastissimo archivio di dati SAR su quasi tutte le terre emerse (<https://scihub.copernicus.eu/>).



**Figura F4** - Intervallo di rivisitazione della costellazione Sentinel-1 con l'indicazione delle date di lancio dei due sensori della costellazione (Sentinel-1A: 2014, Sentinel-1B: 2016).



ISTITUTO NAZIONALE  
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE



 Consiglio Nazionale delle Ricerche

istituto per il rilevamento  
elettromagnetico  
dell'ambiente



## **Appendice G** – Pubblicazioni relative alle procedure di elaborazione e analisi adottate nell'ambito del monitoraggio sismico

Sono allegate le seguenti due pubblicazioni:

Garbin, M., and E. Priolo (2013). Seismic event recognition in the Trentino area (Italy): Performance analysis of a new semi-automatic system, *Seismol. Res. Lett.* 84, 65–74, doi: 10.1785/0220120025.

Priolo E., Romanelli M., Plasencia-Linares M. P., Garbin M., Peruzza L., Romano M. A., Marotta P., Bernardi P., Moratto L., Zuliani D. and Fabris P. (2015b). Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility – The Collalto Seismic Network. *Seismological Research Letters*, 86, 1, 109-123 + Electronic Supplement.

## *Seismological Research Letters*

This copy is for distribution only by  
the authors of the article and their institutions  
in accordance with the Open Access Policy of the  
Seismological Society of America.

For more information see the publications section  
of the SSA website at [www.seismosoc.org](http://www.seismosoc.org)



THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA  
400 Evelyn Ave., Suite 201  
Albany, CA 94706-1375  
(510) 525-5474; FAX (510) 525-7204  
[www.seismosoc.org](http://www.seismosoc.org)

# Seismic Event Recognition in the Trentino Area (Italy): Performance Analysis of a New Semiautomatic System

by M. Garbin and E. Priolo

*Online Material:* Details on the tuning of algorithms and brief account of associated location error.

## INTRODUCTION

Trentino is a geographic region in the north-central part of Eastern Italy covering an area of about  $120 \times 90$  km (Fig. 1). Located in the Southern Alps, it is bordered by the northern tip of Lake Garda to the south, the region of Alto Adige (*Südtirol* in Austrian) to the north, the Dolomite Mountains and the region of Veneto to the east, and the region of Lombardy and Mounts Adamello and Ortles to the west. It has a total population of about half a million people, a rich economical activity, and an outstanding touristic value. From an administrative point of view, Trentino is an autonomous province of Italy, officially known as Provincia Autonoma di Trento (PAT).

Northeastern Italy is acknowledged as the most seismic area of the Alpine chain, and it has been struck by several  $I_0 = IX-X$  Mercalli–Cancani–Sieberg scale (MCS) or  $M_w > 6$  earthquakes during the past millennium (Fig. 1; for details, see Carulli and Slejko, 2009). According to the Italian seismic regulations, the seismic hazard of Trentino is low to moderate, with an expected maximum acceleration for an exceedance probability of 10% in 50 years mostly below 0.150 g (Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Ordinanza PCM 3519, 2006; values and maps available on the website, [esse1.mi.ingv.it](http://esse1.mi.ingv.it), last accessed September 2012). This value is exceeded only at the southern tip of the province, which corresponds to the Giudicarie–Lessini area (see Fig. 1), where acceleration settles within the class 0.150–0.175 g.

The instrumental seismicity recorded in Trentino and the neighboring areas since the 1990s (Fig. 1) features three events with  $M_L \geq 5.0$  and a moderate but repeated seismicity in the area of the Lessini Mountains and Mt. Baldo, on the border between Veneto and Trentino (Carulli and Slejko, 2009).

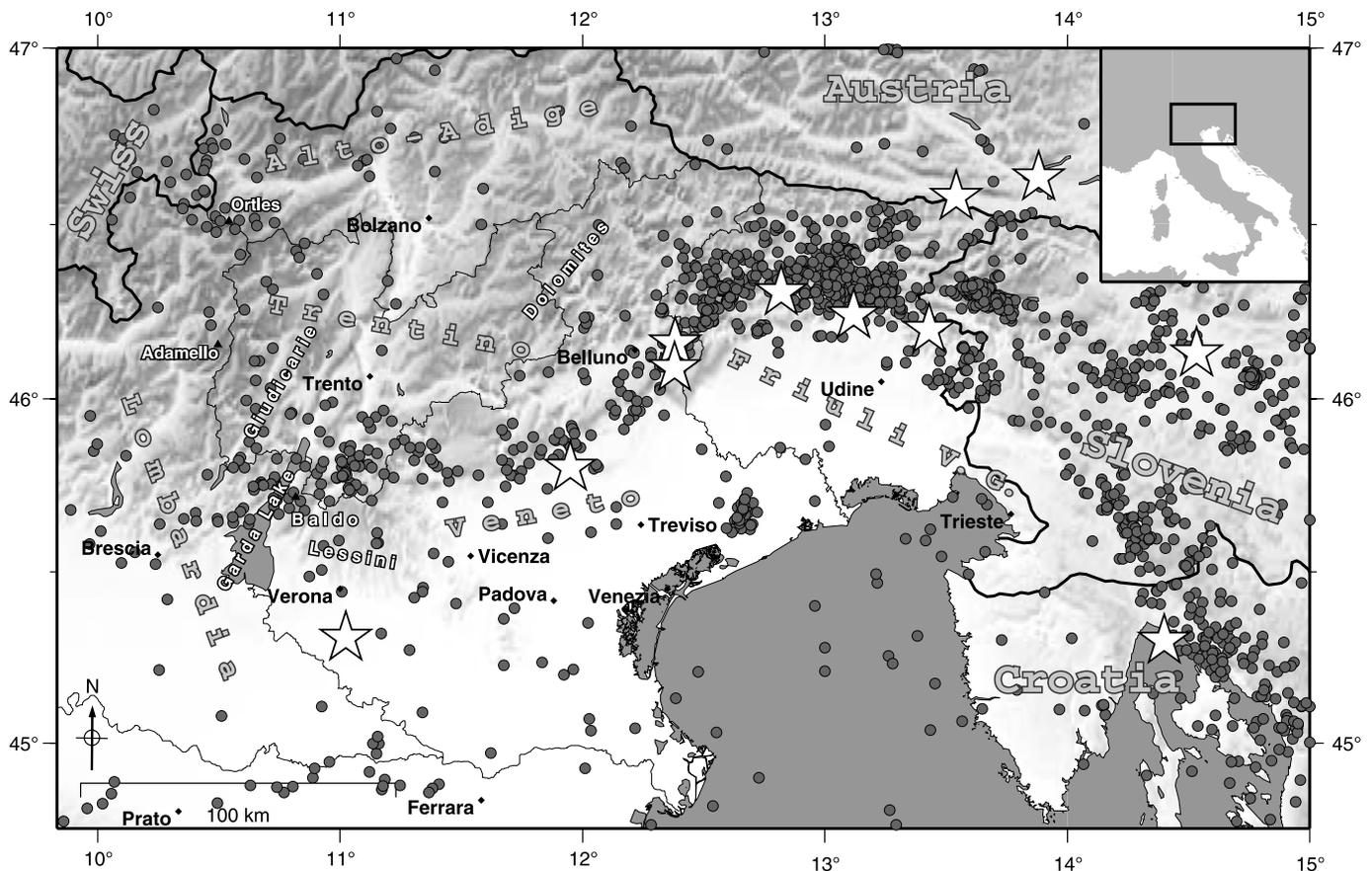
The Trentino Seismometric Network (TSN) has been operating since 1981. It consists of seven stations connected in real time to the civil defense data acquisition center of Trento. Until 2008, seismic events were detected by visual inspection. The data analysis and processing task included waveform extraction, phase picking, location, magnitude estimation,

and then filing of the metadata and waveforms. In 2008, the TSN was integrated into the more extensive North-Eastern Italy Seismometric Network (NEISN) managed by the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics (OGS; Priolo *et al.*, 2005). In the NEISN, data acquisition and near-real-time processing are based on the Antelope® software (<http://www.brtt.com/>, last accessed September 2012), and OGS seismologists inspect and manually reprocess off-line data to detect weaker events and refine automatic locations. This procedure was applied also to the Trentino area.

In this paper, we describe a new semiautomatic, off-line processing procedure that was developed specifically for the Trentino area as part of a pilot study to (1) automatically detect all seismic events occurring in the area, including the weakest ones, and (2) take advantage of the more extensive, integrated network to increase overall monitoring performances. In the next sections, we will provide a detailed description of the seismometric networks and the monitoring system, introduce the new semiautomatic, off-line procedure for recognizing seismic events, and analyze its performances. Finally, we will discuss the results obtained and draw some conclusions.

## THE SEISMIC MONITORING NETWORK

The TSN consists of seven digital stations all equipped with 24-bit acquisition units (Solgeo EDAX24, [www.solgeo.eu](http://www.solgeo.eu), last accessed September 2012) and 3D seismometers. Five stations have short-period sensors with a natural period of  $T_0 = 1$  s (Lennartz LE-3DLite), one station has a short-period sensor with  $T_0 = 5$  s (Lennartz LE-3D/5s), and one station has a broadband sensor with  $T_0 = 40$  s (Nanometrics Trillium 40). Further technical details can be found on the TSN website (<http://www.protezionecivile.tn.it/territorio/Sismologia/Reterismometrica>, last accessed September 2012). The first kernel of TSN (six stations) was deployed in 1981 with the support of the OGS, which managed the network for 10 years. In 1991, the PAT took over the management of the network, and by adding one more station and making some minor changes, it set up the existing seven-station network. The PAT acquisition and processing system available at that time envisaged that events be

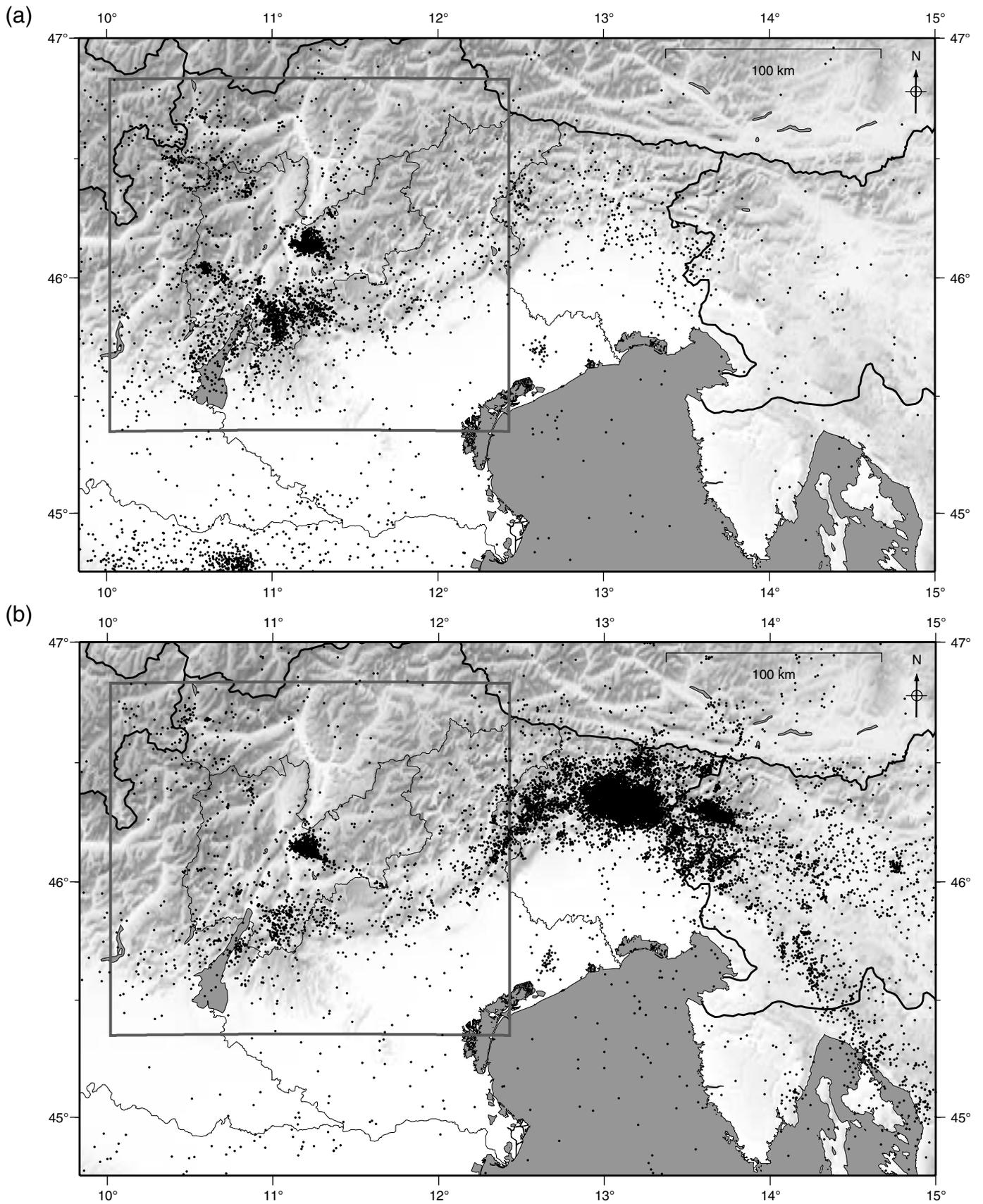


▲ **Figure 1.** Seismicity of northeastern Italy. Stars represent the most noticeable historical events, as reported in the CPTI11 catalog for northeastern Italy (Rovida *et al.*, 2011).

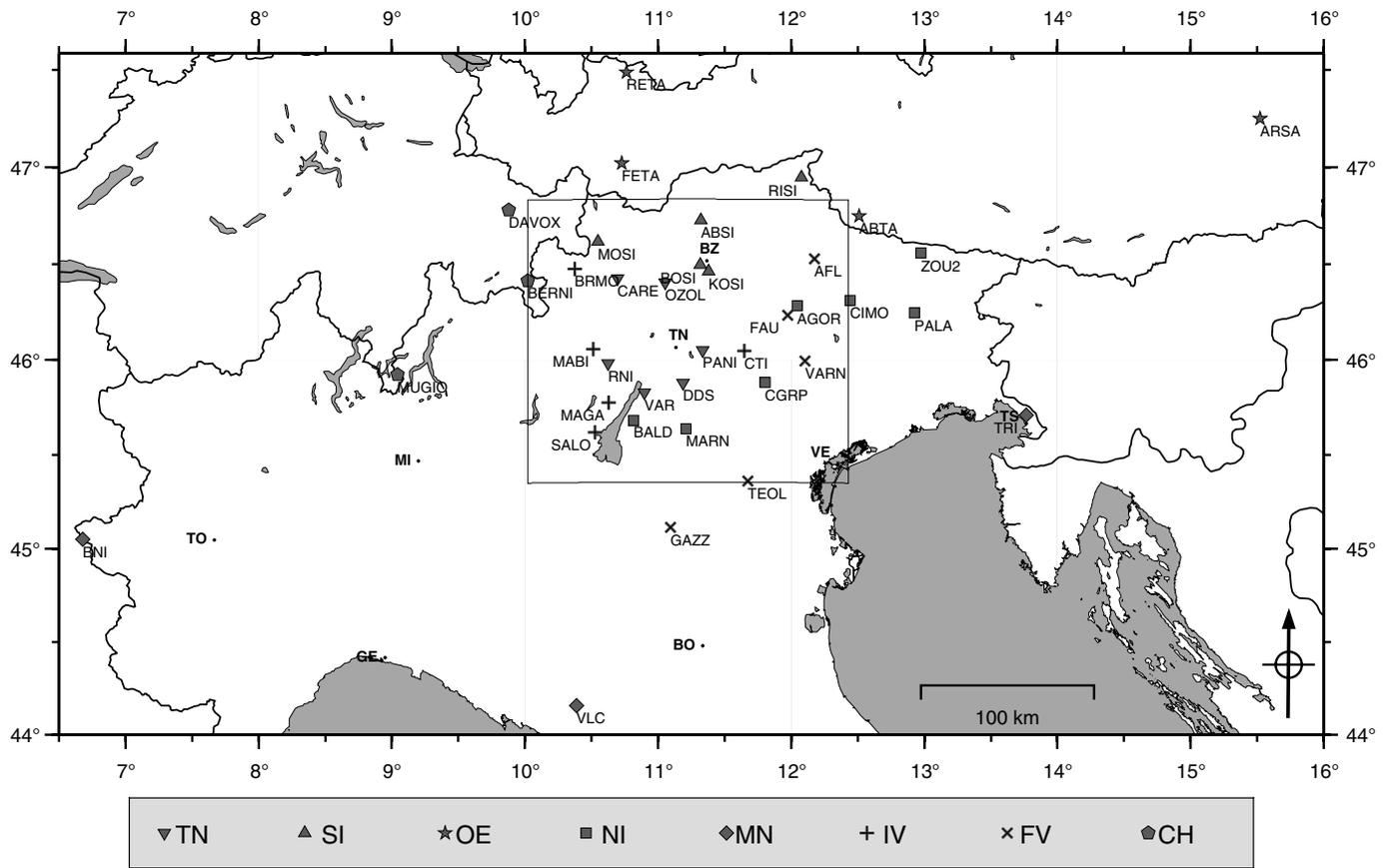
detected manually by the operators. The seismograms recorded by the TSN stations were inspected visually by a seismologist who, supported by his or her personal experience and the use of some computerized tools, identified common triggers and recognized seismic events.

As a result, the PAT catalog provides a quite detailed image of the instrumental seismicity for the period 1991–2009, drawn up on the basis of the TSN data (Fig. 2a). A more general image of the instrumental seismicity of northeastern Italy, however, is certainly the one provided in Figure 2b, which shows the seismic events recognized by the OGS network over the period 1977–2010. The dark cloud of events in Figure 2b represents the earthquakes of the Friuli area—certainly the most active zone of the entire alpine chain—where the  $M_L$  6.4 event of 6 May 1976 occurred. However, one can clearly spot smaller clouds of seismicity on the western edge of Slovenia, as well as the elongated cloud on the western edge of Friuli. The Veneto region shows a much lower level of seismicity, due also to a coarser station distribution compared with that of the Friuli area (Priolo *et al.*, 2005). On the other hand, a comparison between Figure 2a and b clearly point out the reduced detection capabilities of the two networks outside their respective reference areas, that is, Trentino for the TSN and Friuli-Veneto for the OGS network (see also Fig. 1).

Both the development and the operativeness of the seismic networks functioning in northeastern Italy, as well as the resulting detection performances, have been thoroughly analyzed by Schorlemmer *et al.* (2010) and Gentili *et al.* (2011). In addition to the PAT and OGS networks, northeastern Italy has been monitored also by the National Seismometric Network (Rete Sismica Nazionale, RSN) of the National Institute of Geophysics and Volcanology (INGV; Amato and Mele, 2008). Because of the intricate development of these networks in northeastern Italy, a clear and homogeneous long-term account of the overall seismic monitoring capabilities is not possible. On one hand, Schorlemmer *et al.* (2010) examined the period 16 April 2005–1 January 2008 using, for the Trentino area, a catalog obtained by integrating the PAT seismic bulletin (i.e., the phases of detected earthquakes) into the INGV national bulletin. On other hand, Gentili *et al.* (2011) used the OGS catalog for the period 1981–1991, when the TSN was managed by the OGS itself, because after that period, the TSN data stopped being systematically entered in the OGS bulletin. Nevertheless, these two studies provide a quite consistent information, suggesting that a level of completeness magnitude as low as  $M_L \cong 1.5$  ( $M_D \cong 2.0$ ) is reached independently, both in the Friuli and in the Trentino–Lombardy areas, by the two networks operating there.

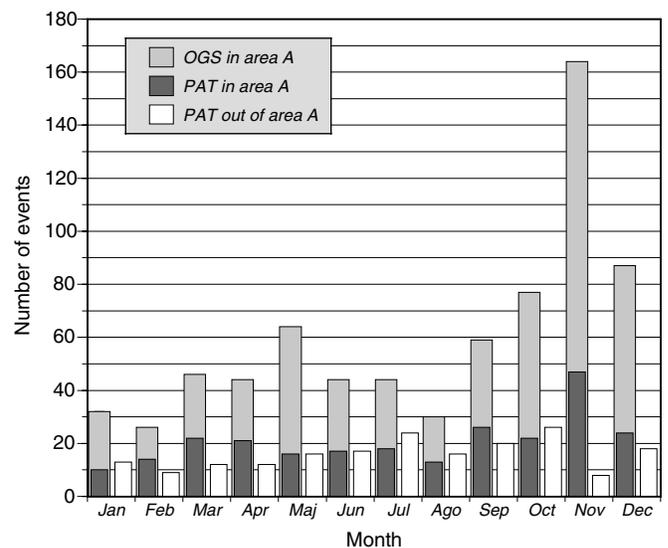


▲ **Figure 2.** (a) PAT seismic event catalog 1991–2009 and (b) OGS seismic event catalog 1977–2010, as in the work of [Gentili et al. \(2011\)](#). The box shows area A.



▲ **Figure 3.** Seismometric stations of the integrated network (NEISN) used in off-line processing. The codes of the networks, which contribute to the integrated network, are specified in the gray box. The full name of the networks is reported in the Acknowledgments section. Network codes are all registered with the Federation of Digital Broadband Seismographic Networks, except TN. The inner box shows area A.

In 2004–2007, the OGS integrated its network into a broader transnational network, which included the networks of Slovenia, Austria, and Alto Adige: the NEISN. The advantages of a synergistic approach became so obvious that the PAT reached an agreement with the OGS to include the TSN in the NEISN. In the newly integrated network, continuous data acquisition and processing is performed using the BRTT Antelope® software, and specific modules have been developed to recognize seismic events and dispatch alarms (Bragato *et al.*, 2011). The real-time automatic alert system defines the first layer of seismic event detection, with trigger threshold set at  $M_D 2.5$ . The requirements for such a procedure are robustness (all events above threshold must be detected) and reliability (no false alarms or mislocations should occur). There is also a second and finer level of seismic event detection: it functions off-line, and it is used to draw up the seismic bulletin and earthquake instrumental catalog. In this case, the requirements are sensitivity (detect all possible events) and accuracy (locate all events to the best precision possible). This level still relies on visual recognition, and it is performed manually by a seismologist;

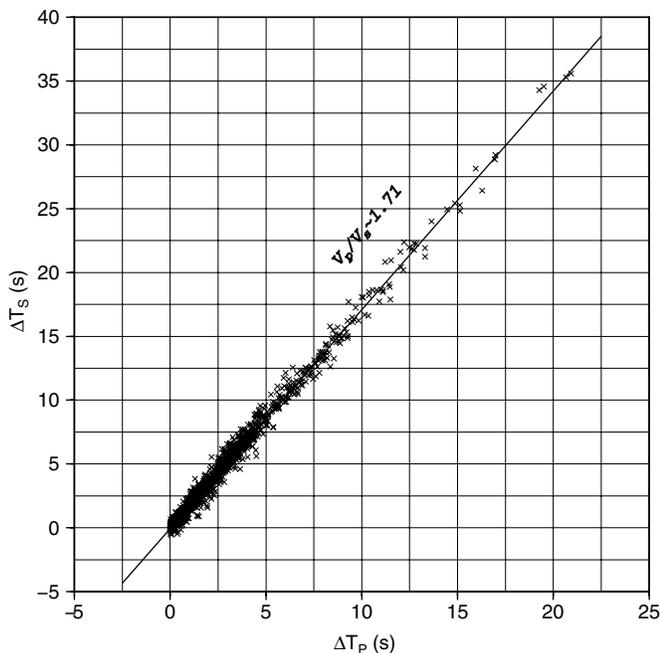


▲ **Figure 4.** Number of seismic events recognized during 2010 by the manual and automatic event recognition systems in area A.

	PAT (manual)		OGS (Off-Line, Area A)			OGS/PAT
	All	Area A	Auto	True	False (%)	
January	23	10	50	32	36.0	3.2
February	23	14	37	26	29.7	1.9
March	34	22	73	46	37.0	2.1
April	33	21	60	44	26.7	2.1
May	32	16	162	64	60.5	4.0
June	34	17	150	44	70.7	2.6
July	42	18	169	44	74.0	2.4
August	29	13	139	30	78.4	2.3
September	46	26	107	59	44.9	2.3
October	48	22	116	77	33.6	3.5
November	55	47	223	164	26.5	3.5
December	42	24	135	87	35.6	3.6
All	441	250	1421	717	49.5	2.8

For PAT: All = all events recognized by the old manual system; Area A = only events in area A. For OGS (only events in area A): Auto = total number of detected events; True = number of true events; False (%) = percentage of false events. OGS/PAT = ratio between the number of events recognized in area A by the OGS new off-line automatic system and the PAT old manual system.

hence, the need to develop an off-line system to best exploit the overall network sensitivity and make the seismologist's task easier and more effective.



▲ **Figure 5.** Modified Wadati plot for events that occurred in area A during 2010.  $\Delta T_P$  and  $\Delta T_S$  represent the differences between couples of *P*- and *S*-wave travel times for all events, respectively. The black line represents the best linear fit of the data. The slope of the line represents the average value of  $V_P/V_S$  for the study area estimated from the observed time-arrival data.

## THE OFF-LINE SYSTEM FOR SEISMIC EVENT RECOGNITION

The off-line procedure was developed as part of a pilot project aimed at recognizing all seismic activity, including the weakest events. Although tuned specifically for the Trentino region and the surrounding areas, there are plans to apply it to the entire integrated network in the future. The target area is marked as “A” in Figure 2. The goal was to detect all possible events inside this area. In another larger area marked as “B” and corresponding to the whole area shown in Figure 2, the goal was to identify and locate only larger events with  $M_D \geq 4.5$ . For the purposes of this paper, however, the focus will only be on the first goal. The procedure consists of two consecutive steps: (1) automatic event recognition and location and (2) computer-assisted validation and relocation performed by the operator. Although a reduction of false events is desirable, the main goal of the procedure is to detect all events because validation by an operator is in any case always required. Therefore, we made a number of choices aimed at best exploiting network sensitivity (e.g., highly sensitive detection, association with a minimum number of stations), which cannot be used for a

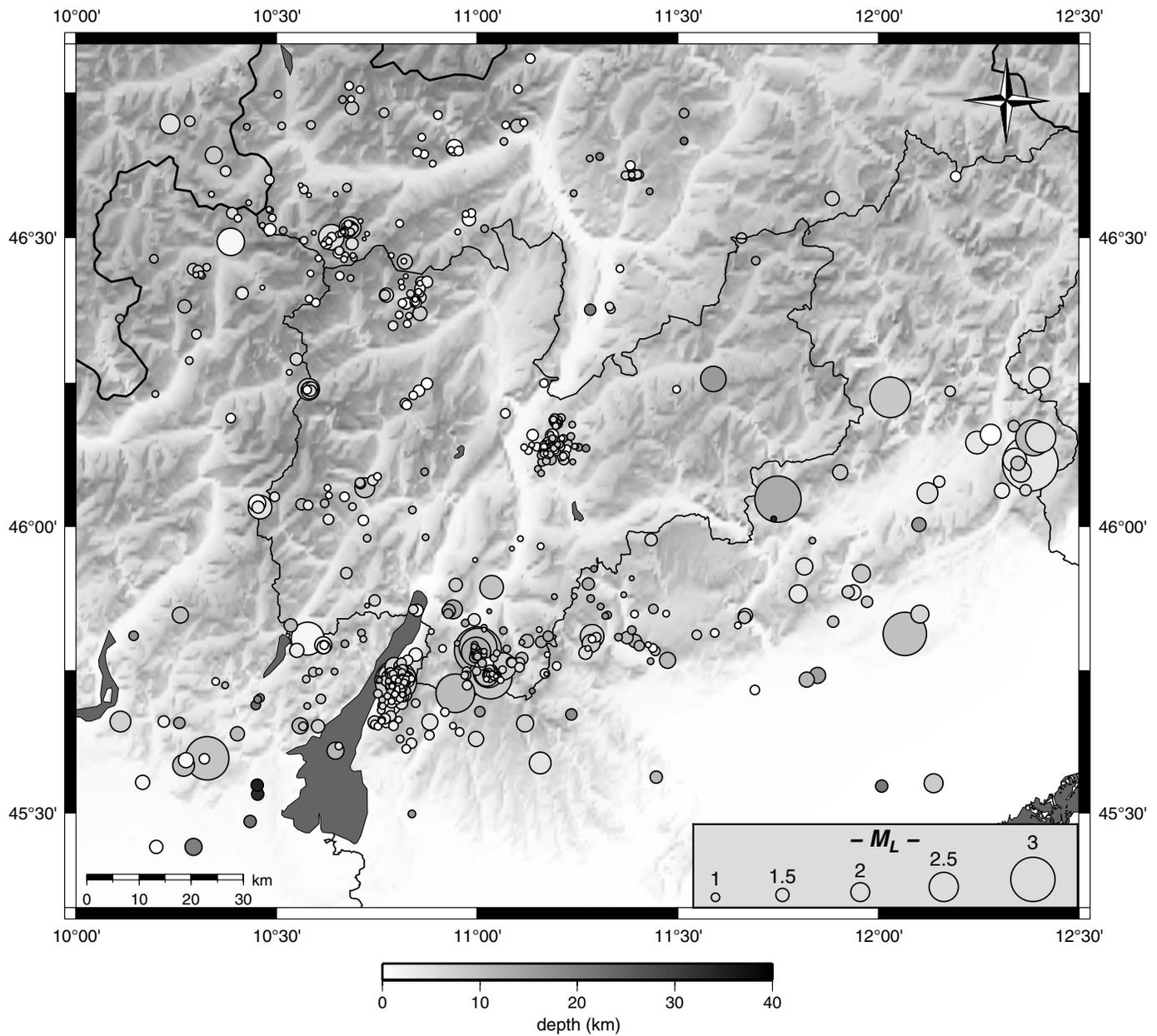
Depth (km)	$V_P$ (km/s)	$V_P/V_S$
$\leq 22$	5.85	1.78
22–39.5	6.80	1.78
$\geq 39.5$	8.00	1.78

real-time alert system, in which robustness and false-event prevention are the key issues.

The first step in developing the new procedure was to decide which of the NEISN stations to use. In addition to the seven PAT stations, 32 NEISN stations were added to the new virtual network. These stations belong to different physical networks that are managed by either national or foreign institutions, as shown in Figure 3, and they were selected specifically to surround area A completely and provide the highest possible station density inside this area. Recorded data (i.e., waveforms) were processed on a monthly basis using Antelope® detection algorithms tuned in such a way that the capability of the virtual network was fully exploited. Full details about

this tuning phase are given in the  electronic supplement to this paper.

Compared with the manual recognition system, the new automatic system boosts sensitivity and leads to a significant increase in the number of events, as shown in Figure 4 and Table 1. Moreover, it proved to be extremely effective in distinguishing events located inside the area-of-interest A from those outside this area. This makes it easier to perform the subsequent overall analysis because it spares the seismologist the task of locating events that, *a posteriori*, are of no interest. As a matter of fact, during the whole of the year 2010, the number of true events recognized by at least three stations in area A (717) is about three times the number of events



▲ **Figure 6.** Seismic events located in area A during year 2010 by means of the new semiautomatic off-line procedure developed by OGS.

recognized by PAT (250). Moreover, PAT manual detections include over 40% of excess events located outside area A. The latter point is far from being of marginal importance to seismologists because they do have to analyze waveforms (i.e., pick arrival times and determine locations) even for events that may turn out to be outside the area of interest.

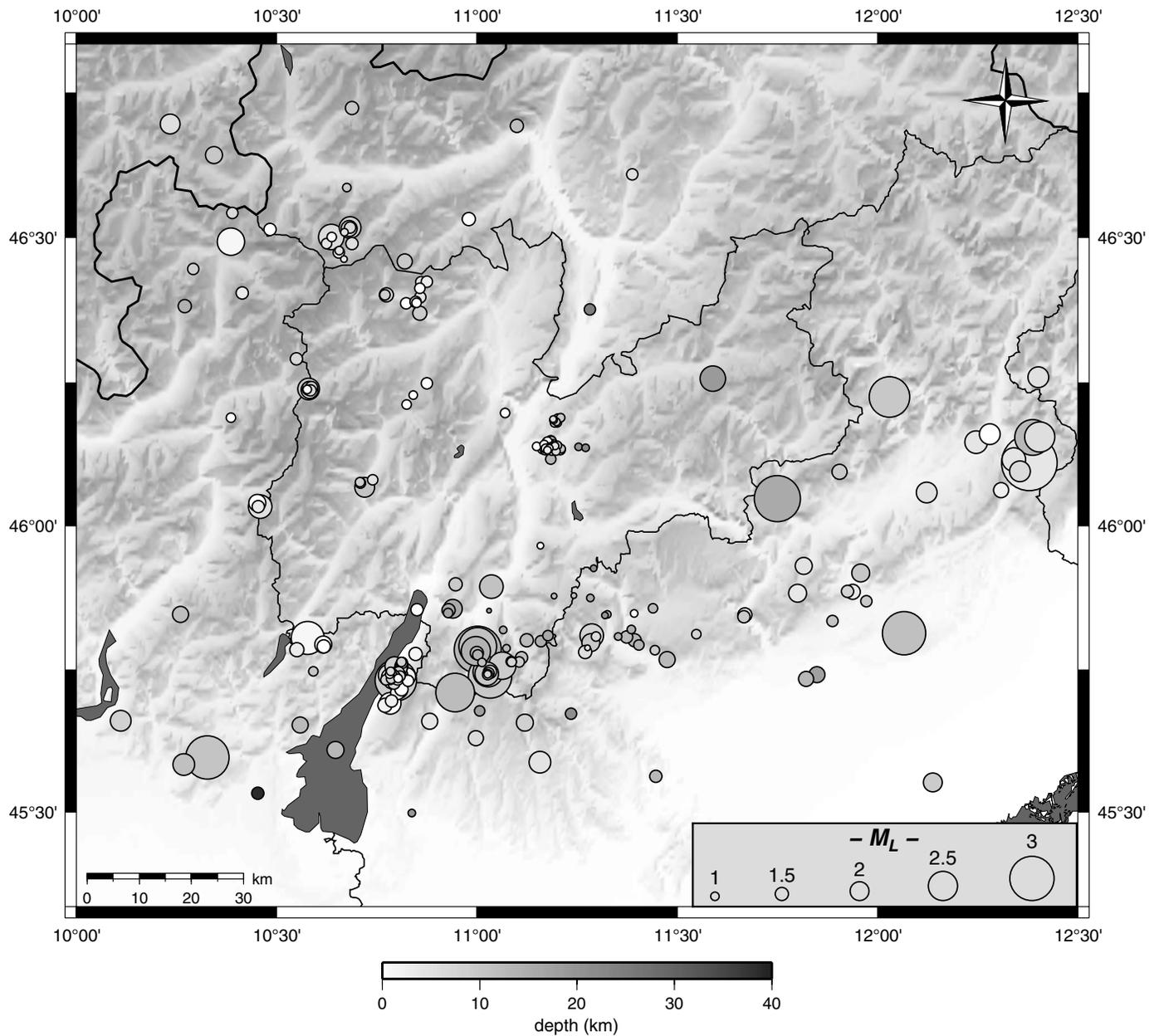
Nevertheless, the automatic procedure could carry a few minor drawbacks. The high sensitivity adopted here—but this is a matter of choice—results in a considerable amount of false events: about 50% for the whole of 2010, with monthly lower and higher bounds of about 79% and 27%, respectively. However, false events can be easily recognized by visual inspection through the *dbevents* program, which shows both a map indicating the epicenter and the stations involved in the location

and the respective seismograms marked with observed and theoretical picks.

Compared with the previous manual system, this procedure improves the seismologist's efficiency in analyzing a single event by about 30%. However, taking into account the increased number of recognized events (about three times) and the false events to be discarded (about 50% of all detected events), the overall analysis workload turns out to be twice as much.

## IMPLICATIONS ON THE ANALYSIS OF THE SEISMICITY

All the events recognized as potentially real seismic events are extracted from the continuous data stream and stored in the



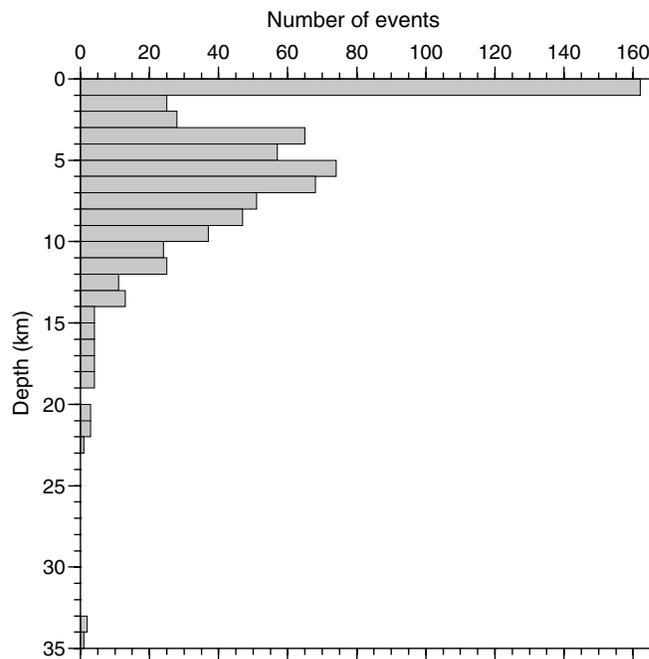
▲ **Figure 7.** Seismic events located in area A during year 2010 by means of the manual procedure previously used at PAT.

PickServer as SAC files for precise picking using Java Applet SeisGram2k (Lomax, 2008). For each event, the system extracts the waveforms of both the stations actually associated with the event according to *dbgrassoc* and the stations within a distance of 40 km from the epicenter. With the help of *dbevents*, the operator sifts out the false events and reprocesses the data until precise information concerning the location and magnitude is obtained.

The consistency of manual pickings and the presence of possible errors are verified by analyzing the modified Wadati diagram, in which the difference between *P* arrival times is plotted versus the corresponding difference for *S* phases for each seismic event and each couple of stations having both *P* and *S* readings. The Wadati diagram also reveals the average  $V_P/V_S$  ratio in the volume sampled by the ray paths. Figure 5 shows the diagram obtained, after refinement, for the 2010 dataset analyzed in this study. It features a very good alignment of points, with little dispersion, and it indicates a  $V_P/V_S$  ratio of 1.71, which is about 4% lower than the value actually used in the velocity structure for earthquake location (1.78, Table 2) computed with Hypoellipse (Lahr, 1979).

The location of the 2010 seismic events (Fig. 6) shows a seismicity concentrated mainly in the southern and western boundaries of the Trentino-Alto Adige region. It should be noted that the cloud of events located in the center of the map (i.e., northeast of Trento) is mainly due to quarry explosions. The most active area is the one between Lake Garda and Val d'Adige, with three earthquakes of  $M_L \sim 3$  occurring between 21 October and 1 November, followed by several minor events. In general, the seismicity of 2010 is in line with that of the past years (e.g., Fig. 1). However, the improvement of sensitivity gained by this new semiautomatic approach is clear if we compare the new map of the events (Fig. 6) with the one previously obtained by means of the visual recognition system (Fig. 7). Most events stand at a depth of 4–10 km (Fig. 8). Note the significant number of events at depth 0–1 km, which accounts mainly for the shallow mining activity. A short account of the location errors is included in the  electronic supplement.

The improved performance of the microseismicity recognition system can be better appreciated thanks to the presence of two additional images: the evolution of the cumulative seismic moment (Fig. 9) and the cumulative number of seismic events versus magnitude (Fig. 10). Figure 9 shows the spread between the cumulative seismic moments estimated from events detected by the automatic and manual procedures. It points out that the seismic events recognized by the new procedure provide an overall increase in the estimated seismic moment of about 4.5%/yr. The improvements brought about by the new semiautomatic procedure can be clearly appreciated also in the magnitude distribution graphs computed by ZMAP (Woessner and Wiemer, 2005; Fig. 10). The microseismicity recognition system enables to decrease the average completeness magnitude ( $M_c$ ) from 1.3 to 1.0 (Table 3) and to perform a more reliable estimation of the *b*-value. *b* is a crucial parameter to evaluate seismicity variation within a given area. However, we point out that the

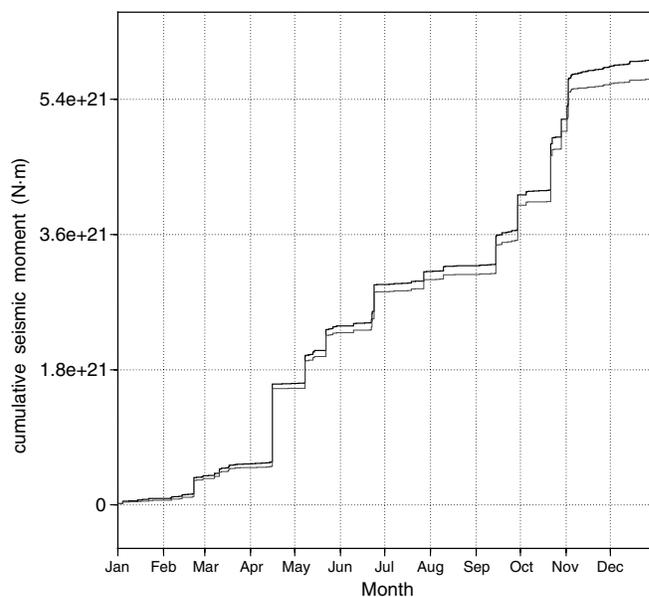


▲ **Figure 8.** Depth distribution for events located in area A during 2010.

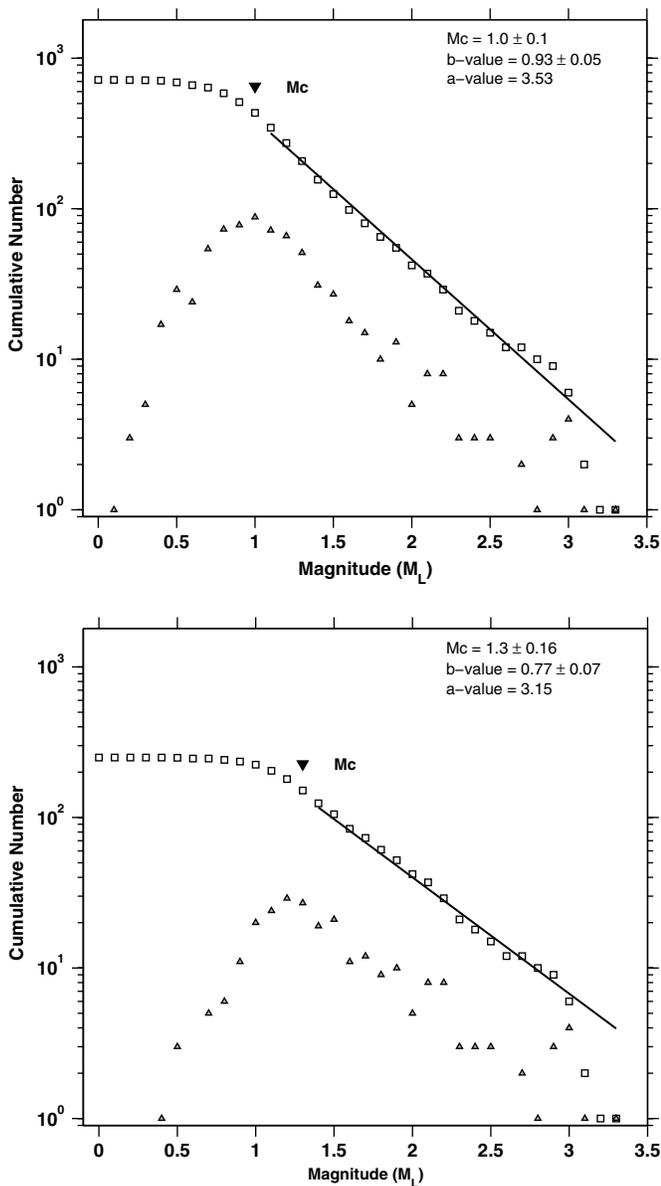
events due to mining activity are included in both results shown in Figure 10. Therefore, these *b*-values cannot be used to estimate the seismic hazard directly.

## CONCLUSIONS

A new semiautomatic procedure was developed to recognize seismic events in the Trentino area in northern Italy. This



▲ **Figure 9.** Released seismic moment estimated for 2010 through the new semiautomatic off-line procedure developed by OGS (black) and the manual procedure previously in use at PAT (gray).



▲ **Figure 10.** Gutenberg–Richter curve computed for events that occurred in area A during 2010. Top: new semiautomatic off-line procedure developed by OGS; bottom: manual procedure previously in use at PAT. Note that events due to mining activity are included; therefore, these  $b$ -values cannot be used to estimate the seismic hazard directly.

procedure is based on the BRTT Antelope® software and operates off-line as part of the processing system of the North-Eastern Italy Seismometric Network managed by the OGS. Although several details can be better appreciated if one is already familiar with Antelope®, several of the rules that were implemented are common to all seismic event recognition tools. A quite long and intense period of testing and calibration was needed to fine-tune the procedure. The authors spent a huge amount of time simply understanding the meaning of the parameters driving the detection and association functions,

**Table 3**  
 **$M_c$  Values Estimated in Area A from 2008 to 2010**

	2008	2009	2010
PAT	$1.3 \pm 0.18$	$1.4 \pm 0.14$	$1.3 \pm 0.16$
OGS off-line	—	—	$1.0 \pm 0.1$

and in this respect, Antelope® proves to be quite unclear and scarcely intuitive. However, the results eventually obtained are considerable. The automatic event recognition procedure has not only significantly improved the detection level of the network; it has also made it easier for the seismologist to reprocess previously recognized events. For the 2010 dataset, the total number of seismic events recognized increased by a factor of about 2.8, the average completeness magnitude decreased (i.e., improved) from  $M_L \cong 1.3$  to  $M_L \cong 1.0$ , and the  $b$ -value was estimated more accurately, and it was constrained much better.

The improved image of seismicity that is obtained by adding the microearthquakes will be of great help to gain a deeper insight into the main features of both the seismicity and the seismotectonics of the Trentino area. ☒

## ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by the Geological Service of the Provincia Autonoma di Trento (PAT). In particular, we thank Luca Froner for his help. We thank the reviewer P. H. Voss and the *SRL* editor Jonathan M. Lees for their valuable comments and suggestions.

The full identity of the networks that contribute to the North-Eastern Italy Seismometric Network (NEISN) managed by the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics (OGS) is the following: TN = Trentino Seismometric Network, managed by the Geological Service of PAT, Italy; SI = Province Sud Tirolo, Italy; OE = Austrian Seismic Network, managed by ZAMG, the Austrian Central Institute for Meteorology and Geodynamics; NI = North-East Italy Broadband Network, managed jointly by Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale and the University of Trieste, Italy; MN = MedNet, managed by Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy; IV = Italian National Seismic Network, managed by Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy; FV = Friuli-Veneto short-period network, managed by Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale; CH = Switzerland Seismological Network, managed by the Swiss Seismological Service.

## REFERENCES

- Amato, A., and F. M. Mele (2008). Performance of the INGV National Seismic Network from 1997 to 2007, *Ann. Geophys.* **51**, nos. 2–3, 417–431.
- Bragato, P. L., P. Di Bartolomeo, D. Pesaresi, M. Plasencia Linares, and A. Saraò (2011). Acquiring, filing, analyzing and exchanging seismic data in real time at the Seismological Research Center of the OGS in Italy, *Ann. Geophys.* **54**, no. 1, 9 pp., doi: [10.4401/ag-4958](https://doi.org/10.4401/ag-4958).

- Carulli, G. B., and D. Slejko (2009). Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard, *Ital. J. Geosci.* **128**, 201–215.
- Gentili, S., M. Sugan, L. Peruzza, and D. Schorlemmer (2011). Probabilistic completeness assessment of the past 30 years of seismic monitoring in northeastern Italy, *Phys. Earth Planet. Int.* **186**, 81–96.
- Gruppo di Lavoro MPS (2004). *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*, Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp., +5 appendici (in Italian), [http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto\\_conclusivo.pdf](http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto_conclusivo.pdf) (last accessed September 2012).
- Lahr, J. C. (1979). Hypoellipse: A computer program for determining local earthquake parameters, magnitude, and first motion pattern, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 79-431, 54 pp.
- Lomax, A. (2008). SeisGram2K—Seismogram visualization and analysis software for the internet Ver5.3; available at <http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html> (last accessed December 2010).
- Ordinanza PCM 3519 (2006). Ordinanza PCM 3519 del 28 aprile 2006 dalla G.U. n.108 del 11/05/06 *Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone* (in Italian).
- Priolo, E., C. Barnaba, P. Bernardi, G. Bernardis, P. L. Bragato, G. Bressan, M. Candido, E. Cazzador, P. Di Bartolomeo, G. Duri, S. Gentili, A. Govoni, P. Klinc, S. Kravanja, G. Laurenzano, L. Lovisa, P. Marotta, F. Ponton, A. Restivo, M. Romanelli, A. Snidarcig, S. Urban, A. Vuan, and D. Zuliani (2005). Seismic monitoring in north-eastern Italy: A ten-year experience, *Seismol. Res. Lett.* **76**, no. 4, 446–454.
- Rovida, A., R. Camassi, P. Gasperini, and M. Stucchi (Editors) (2011). CPTI11, la Versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, Milano, Bologna, Italy: available at <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI> (last accessed September 2012).
- Schorlemmer, D., F. Mele, and W. Marzocchi (2010). A completeness analysis of the National Seismic Network of Italy, *J. Geophys. Res.* **115**, 12 pp., B04308, doi: [10.1029/2008JB006097](https://doi.org/10.1029/2008JB006097).
- Woessner, J., and S. Wiemer (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, no. 2, 684–698.

**M. Garbin**  
*Sezione Centro Ricerche Sismologiche*  
*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*  
*(OGS)*  
*via Treviso 55-33100-Cussignacco, Udine, Italy*  
*mgarbin@inogs.it*

**E. Priolo**  
*Sezione Centro Ricerche Sismologiche*  
*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*  
*(OGS)*  
*Borgo Grotta Gigante 42/C-34010-Sgonico, Trieste, Italy*

# Electronic Supplement to **Seismic Event Recognition in the Trentino Area (Italy): Performance Analysis of a New Semiautomatic System**

by **M. Garbin and E. Priolo**

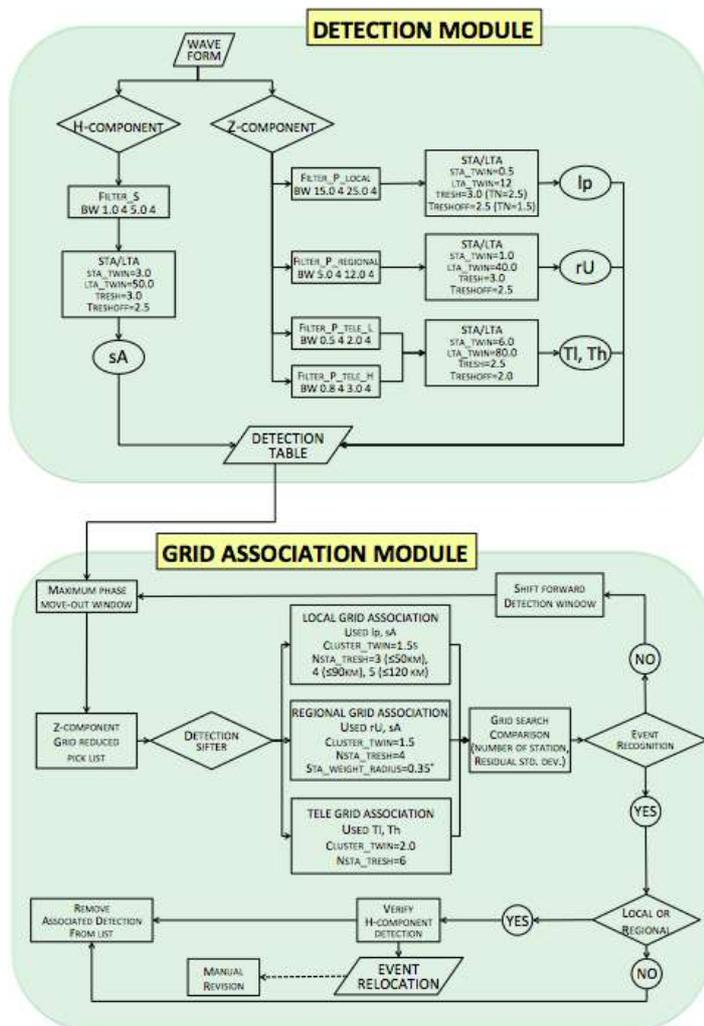
We developed a semi-automatic procedure to recognize all seismic events occurring in the Trentino region - NE Italy. We are especially interested in recognizing the weakest events, in order to gain a better understanding of the seismotectonic patterns of the area. This new procedure - which uses BRTT Antelope<sup>®</sup> software - operates off-line and strongly exploits the capabilities of the North-Eastern Italy integrated network managed by the OGS (NEISN). The results obtained after one year of testing (2010) are definitely appreciable with the total number of recognized seismic events increased by a factor of about 2.8 and the average completeness magnitude decreased (i.e. improved) from  $M_L \approx 1.3$  to  $M_L \approx 1.0$ .

This electronic supplement contains two sections. The first details the tuning of the two main Antelope<sup>®</sup> algorithms used for event recognition and location, i.e., *dbdetect* and *dbgrassoc*, respectively. The second provides a brief account of the location errors obtained for the one year testing period using the new recognition procedure.

---

## **1. The Off-Line System for Seismic Event Recognition**

All the metadata concerning the seismic network are collected in individual and - usually - static *dbmaster* tables (*dbmaster* is the Antelope<sup>®</sup> database which manages all the network information, e.g. sites, instrumentation, channels, etc.), whereas all the tables relevant to waveform file indexing and processing are created and kept in monthly and self-consistent directories. The main engines of this automatic processing step are two programs: *dbdetect* and *dbgrassoc*. The first program applies an STA/LTA algorithm on the continuous data stream, selects candidates for phase arrival time, and enters them into the detection table. The second program reads the detection table and, according to a pre-calculated travel-time table between stations and nodes of a regular 3D grid, creates groups of detections that match a candidate origin time with a certain pre-defined tolerance (i.e., associates groups of detections to candidate events), and eventually sifts out events from the list of candidates, first on the basis of the number of stations involved and then on the basis of the standard deviation of the residuals. Note that the detection module (*dbdetect* in Antelope<sup>®</sup>) recognizes only signal variations (i.e. triggers) which could potentially be due to seismic events, but which are often due to noise instead. It is only through a trial-and-error procedure where groups of triggers are associated to trial locations (module *dbgrassoc*), that possible seismic events can be recognized. **Figure S1** shows the flow diagram of the off-line processing adopted for the seismic event recognition which will be described below.



▲ **Figure S1.** Flow diagram of the off-line processing adopted for the seismic event recognition. Details are in text.

Two main tests were run in order to calibrate the detection and association algorithms. In the first, *dbdetect* was tuned to identify the wider number of triggers pertaining to seismic events on a per channel basis, and to try to distinguish between local and non-local arrivals as well as P- and S-phase candidates, respectively. The second test concerned the detections identified during the previous step and focused on *dbgrassoc*, with the aim of recognizing the largest possible number of events as well as distinguishing between well-located local events and non-local events (i.e. outside area A), for which accurate location was not a priority.

Successful event detection: this requires that *dbdetect* be tuned correctly, which basically means finding the correct trade-off between leaving the algorithm free enough to trigger at any possible event on one hand, and avoiding false events, i.e. triggers due to signal noise, on the other. The actual event recognition task is assigned to *dbgrassoc*. The *dbdetect* configuration was tuned according to the following procedure: 1) for testing purposes, we chose a 10-day target window of signals for which all existing seismic events had been already recognized accurately; 2) once the configuration was optimized for that window, we ran the same procedure on a number of different time windows in order to verify its validity. Any problematic or unsatisfactory result (e.g.: missed events, wrong associations, too many false events) was used to tune a finer configuration, and entered in the test for further verification.

Some details about the configuration parameters are specified below. In order to distinguish between the different kinds of arrival, the parameter file that drives *dbdetect* has 4 different configurations: three of them work on vertical channels with the goal of discriminating between local, regional and teleseismic P-arrivals (named PL, PR, and PT, respectively); the fourth one works on horizontal channels with the goal of identifying S-arrivals (named S). Each of these parameter files produces one or more detection tags, which are read and used in different ways by *dbgrassoc* during the subsequent

location step. Table S1 summarizes the setting of the four configurations and their differences.

	<b>PL</b> (P-local)	<b>PR</b> (P-regional)	<b>PT</b> (P-tele)	<b>S</b> (S-local/regional)
<i>sta_twin</i>	0.5	1.0	6.0	3.0
<i>lta_twin</i>	12.0	40.0	80.0	50.0
<i>nodet_twin</i>	2.0	5.0	10.0	2.0
<i>thresh</i>	3.0 (TN: 2.5)	3.0	2.5	3.0
<i>threshoff</i>	2.5 (TN: 1.5)	2.5	2.0	2.5
<i>det_tmin</i>	5.0	10.0	20.0	2.0
<i>det_tmax</i>	10.0	200.0	600.0	10.0
<i>filter</i>	BW 15.0 4 25.0 4	BW 5.0 4 12.0 4	BW 0.5 4 2.0 4	BW 1.0 4 5.0 4
<i>iphase</i>	lp	rU	TI	sA
<i>filter</i>	-	-	BW 0.8 4 3.0 4	-
<i>iphase</i>	-	-	Th	-
<i>sta</i>	.*	.*	.*	.*
<i>chan</i>	[EHS]HZ	[BEHS]HZ	[BH]HZ	[BEHS]H[NE]

▲ **Table S1.** The settings of the most significant parameters for *dbdetect* module. PL, PR, PT, and S define different detection configurations (see also text).

The latter concern the filter applied to the signals before the main processing procedure, the parameters of the STA/LTA algorithm and the channels/stations involved. For instance, local P-phase recognition works on high sampled data streams of both short period and broadband seismometers band-pass pre-filtered between 15.0 and 25.0 Hz. The threshold values of signal to noise ratio are set at 3.0 and 2.5 to define a detection as ON or OFF, respectively. These values are lowered for PAT stations to 2.5 (ON) and 1.5 (OFF) respectively, in order to maximize sensitivity towards local events. The length of the short time window is set at 0.5 s to accommodate several cycles of the lowest frequency allowed. If detection remains ON for less than 2 s, it is removed (*nodet\_twin*). If it exceeds 2 s, it is kept on for at least 5 s (*det\_tmin*). The *process\_twin* parameter refers to the length of hunks into which waveform data are broken, prior to processing. Lowering the value of this parameter simulates the processing of data packets acquired in real-time, and results in a generally higher number of detections, thus increasing processing time considerably. Moreover, given the high sensitivity required, a lot of detections correspond to noise fluctuations. For this reason, the *process\_twin* parameter was reasonably set at 60 s.

Once *dbdetect* has produced a satisfactory detection table, the next step is to configure *dbgrassoc*. The location algorithm works on the detection table and on a configurable number of tables containing the source-receiver travel-time, pre-calculated for each station-node couple, where nodes sample the volume according to a regular grid. To accomplish this task, we used the IASPEI91 velocity model, included by default in Antelope<sup>®</sup> package. The goal of the *dbgrassoc* configuration was to distinguish between local and non-local events, with the latter including both regional and teleseismic events. Three different grids and corresponding travel-time tables were built, namely *local*, *regional* and *tele*, hierarchically included into each other, though with different grid spacing parameters. Event recognition proceeds on each grid simultaneously, finding the best location, if any. In order to solve conflicts which may arise when different solutions are found for different grids, a priority scheme is applied, whereby solutions located within broader and coarser grids that fall within the boundaries of smaller and finer grids are rejected.

Below are some details of how *dbgrassoc* functions and of the type of configuration that was adopted. First, a pick list is drawn up from the detection table according to the maximum phase move-out expected for an event located at the margin of the station network (*process\_time\_window* = 200 s). The pick list is then updated each time a new detection is imported from the table (*process\_cycle* = 1).

Different subsets of detections included in the pick list are defined for each grid in order to search it for possible solutions. For instance, possible solutions for the local grid are created by using only detections tagged by *dbdetect* with *lp* or *sA* (parameter *phase\_sifter*), where *lp* or *sA* identify possible P-phases and S-phases, detected respectively on vertical and horizontal channels (parameters *P\_channel\_sifter* and *S\_channel\_sifter*). Given a specific node to be evaluated as a possible epicenter, a reduced pick list is created using travel-time tables from the original pick list, which accounts for origin times corresponding to the picked stations. These origin times are close to each other if the specific node actually represents an epicenter for those picks/stations. Admissible spacing between origin times (*cluster\_twin*) depends on uncertainty in automatic picks, velocity model and location grid. For example, *cluster\_twin* was set at 1.5 s for the *local* grid. Another important parameter is the minimum number of stations to be used depending on the distance from the epicenter (*nsta\_tresh*). It is kept low at local distance to increase sensitivity, while it is increased with distance to decrease the amount of false events. The following configuration proved to be satisfactory: minimum number of 3 stations within a radius of  $d \leq 50$  km, 4 stations for  $d \leq 90$  km, and 5 stations for  $d \leq 120$  km. For *regional* and *tele* grids the pattern is simpler, since only a minimum number of P-phases need to be included in *cluster\_twin*, regardless of the distance. Therefore, the minimum number of stations and *cluster\_twin* were set respectively at 4 and 1.5 s for the *regional* grid, and 6 and 2.0 s for the *tele* grid.

Event recognition relies on P-phase detection for all grids. S-phases are used with *local* and *regional* grids as well, although with some expedient. Noisy stations (e.g.: BALD) are explicitly down-weighted. Moreover, given the irregular station distribution over the *regional* grid, picks from station clusters with station-to-station distance inferior to 40 km are down-weighted (*sta\_weight\_radius* = 0.35 degrees) by the inverse of the number of elements (stations) in the cluster.

Once the seismic events have been identified, *dbampmag* computes the local magnitude. The attenuation-with-distance relation of Bragato and Tiento (2005) was used in this case, while no station-specific correction was applied.

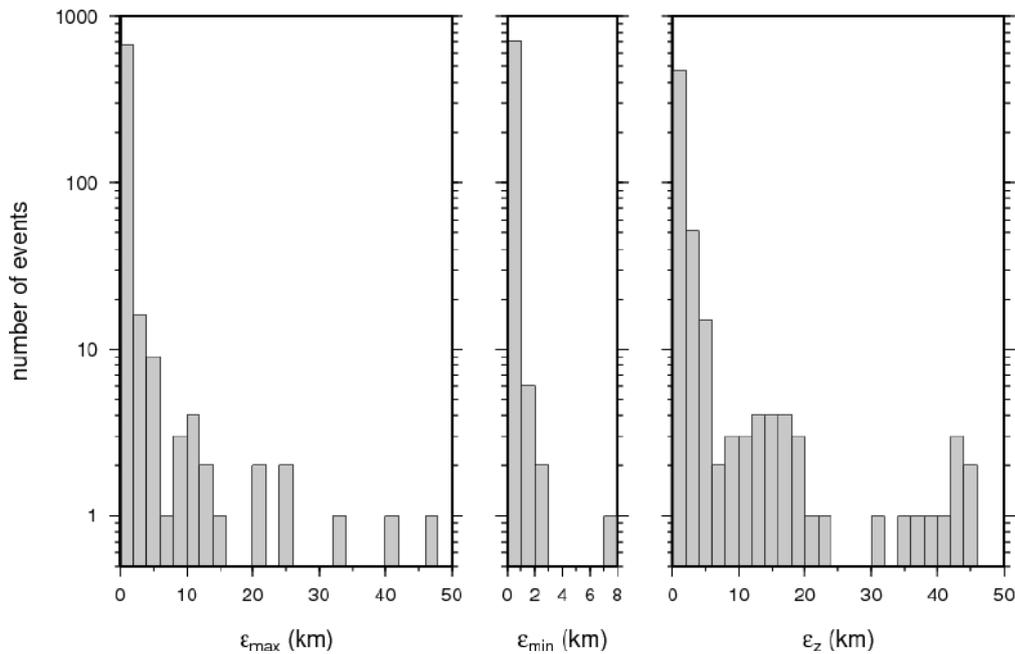
The last step of the automatic part of the procedure extracts waveforms on a “per event” basis and stores them in the Department server, called *PickServer*, which is used by seismologists for manual processing. Extracted waveforms include the stations associated by the *dbgrassoc* program, as well as all stations within a range of 40 km from the epicenters.

After the first 10-day testing period, the reliability of the final configuration was further verified for a longer period (4 months) by comparing the seismic events recognized automatically by means of the new procedure and those recognized manually by the PAT operator. At this stage, some further tuning steps were still needed in order to capture the few events that were still missing. The procedure was then applied to the entire 2010 dataset, with further reverse check and negligible adjustments. At this point, the procedure can be considered as having been fully developed and validated.

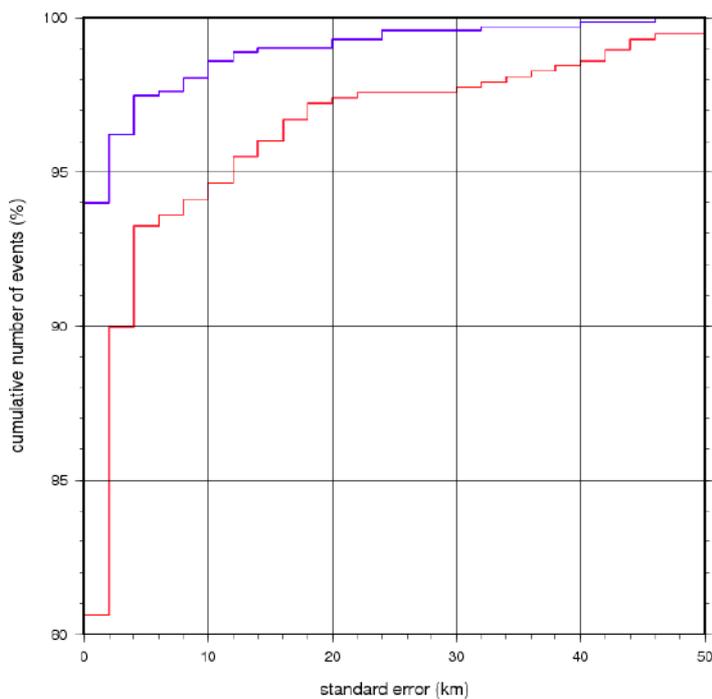
Though the need for manual validation of the automatically-generated results is crucial in order to remove inevitable false events, Antelope<sup>®</sup> has proved to be very effective in recognizing micro-seismic events. However, the tuning of the main functions needed for this purpose (i.e., *dbdetect* and *dbgrassoc*) has been far from straightforward. The scope and precise meaning of the parameters involved was often obscure, and we had to perform a huge number of trial-and-error tests - a very frustrating experience - to set the parameters so as to obtain the intended results.

## 2. Location Errors

Location errors are adequately low (**Figure S2**). About 94% of the 717 localized events features maximum horizontal standard error ( $\epsilon_{max}$ ) below 2 km. This percentage decreases to about 65% if depth error ( $\epsilon_z$ ) is included. Nevertheless, if the weak events with unconstrained depth (~19%, mainly due to mining activity) are excluded, the percentage of events with maximum error below 2 km increases to about 81% (**Figure S3**).



▲ **Figure S2.** Distribution of standard location errors resulting from the error ellipsoid projection on the surface of the Earth (*project\_ellipse* module from Antelope<sup>®</sup> contrib). Events not constrained in depth are not represented.  $\epsilon_{max}$ ,  $\epsilon_{min}$ : major and minor horizontal errors, respectively;  $\epsilon_z$ : vertical error.



▲ **Figure S3.** Cumulative number of events as a function of location standard error. Events not constrained in depth (~19% of the whole dataset) are not represented. The blue and red lines represent major horizontal error ( $\epsilon_{max}$ ) and maximum error, respectively.

---

## References

Bragato, P.L., and A. Tiento (2005). Local magnitude in northeastern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 579-591.

---

[ [Back](#) ]

# ***Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility: The Collalto Seismic Network***

**by E. Priolo, M. Romanelli, M. P. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, M. A. Romano, P. Marotta, P. Bernardi, L. Moratto, D. Zuliani, and P. Fabris**

*Online Material:* Seismic-hazard map, figures of event location and waveforms, phase reading distribution, and background seismic noise; and tables of event parameters, 1D regional model, and earthquake catalog.

## **INTRODUCTION**

The Collalto Seismic Network (Rete Sismica di Collalto, or RSC) is the infrastructure used to monitor the natural and induced seismicity of the natural gas storage concession known as Collalto Stocaggio, which is located in northeastern Italy. This network was realized and is currently managed by the Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), a public research institute, on behalf of Edison Stocaggio S.p.A., the storage concession holder.

The storage exploits a depleted natural gas reservoir that was converted into a seasonal reservoir in the 1990s. The reservoir is a geologic trap, with porous and permeable rock layers, a few meters thick, sealed by impermeable formations. The production levels are located at 1500–1600 m depth (Picotti, 2007) and extend approximately over a 10 km × 4 km wide area (Fig. 1). The gas storage activity affects four municipalities, all of which are located in the province of Treviso: Susegana, Nervesa della Battaglia, S. Pietro di Felleto, and Conegliano.

The storage is run on annual cycles, that is, the gas is injected into the reservoir during the warm season and extracted during the cold season, under the directives of the Ministry of Economic Development (Ministero dello Sviluppo Economico, or MISE) and the Authority for Electricity and Gas (Autorità per l'Energia Elettrica ed il Gas) and according to the nation's needs.

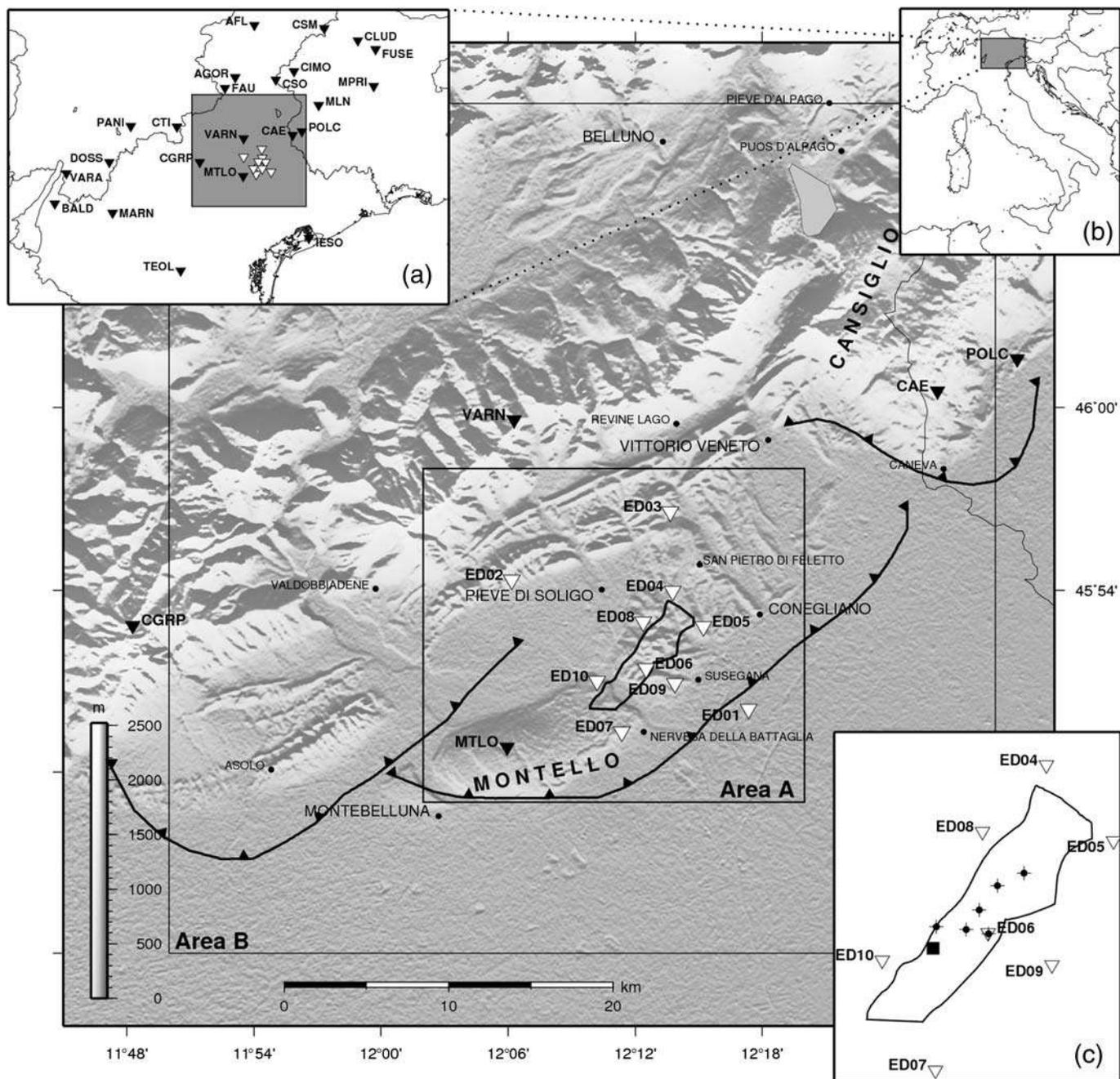
The Collalto storage facility has been in operation since 1994. According to the license, storage pressure should not exceed 160 bars, which was the original pressure of the reservoir. The development of the storage facility was carried out gradually. Accordingly, during the first 15 years of gas storage, the operating pressure was limited to about 70% of the original

pressure due to some limitations of the surface installations (compression station). To authorize the upgrading of the surface equipment to allow for the injection of up to 100% of original pressure, Edison Stocaggio S.p.A. and the municipality of Susegana signed an agreement in 2008. This agreement stipulated that a microseismic monitoring system had to be developed and that this service had to be undertaken by an independent, public institute to ensure safe storage operations for the local community.

The need for this type of monitoring was later recognized by the Ministry for the Environment during the procedure to obtain authorization of Environmental Impact Assessment (Valutazione d'Impatto Ambientale, or VIA). Thus, the Collalto plant was the first case of a storage facility developed in Italy with a seismic monitoring infrastructure according to ministerial regulations.

Seismic monitoring has since become mandatory for new storage concessions, according to regulations defined by the VIA of the Ministry of the Environment. Detailed information (in Italian only) about existing and planned underground gas storage concessions, as well as regulations and technical data, can be found at the MISE website (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it>; last accessed September 2014).

With the exception of two experimental test sites, the Collalto storage facility is the first in Italy that was allowed to operate with maximum gas storage pressure corresponding to 100% of the original confining pressure. The OGS was asked by the storage concession holder, Edison Stocaggio S.p.A., to design the seismic monitoring network according to ministerial regulations specified in the VIA document. As a public research institute, the OGS set itself the task of guaranteeing the best monitoring service and research activity, as well as providing full and transparent information, public data, and unbiased opinions. At present, the RSC is the only network in Italy devoted to monitoring the seismicity potentially induced by underground gas storage activity that is managed by a public authority.



▲ **Figure 1.** Location of the study area, including the Collalto Seismic Network (RSC). Seismometric stations are indicated by triangles; the 10 RSC stations by white triangles (labels start with ED; all are located within area A); and the stations of the Northeastern Italy Integrated Seismic Network (NEI) by black triangles, respectively. All the stations indicated are managed by the OGS. The two rectangles bordered by thin lines indicate the two target areas, A and B. The irregular area bordered by a thick black line within area A corresponds to the surface projection of the gas storage reservoir. The fault lines indicate the active faults known for the study area according to [Poli et al. \(2008\)](#). Insets (a) and (b) show the location of the study area at regional and national scale, respectively. Inset (c) focuses on the area of the gas storage reservoir to show the location of the gas injection/extraction wells (black circles) and the storage plant (black square).

The Collalto gas storage facility is located in a hilly stripe at the front of the southeastern Alps, at the northern margin of the Venetian Plain (Venice is about 50 km away). The region is characterized by medium-high seismic hazard ([Working Group](#)

[MPS, 2004](#); © see also electronic supplement available to this article); the four municipalities affected by the gas storage activity have been included in seismic zone 2 (zone 1 being the most dangerous one) since 1982.

A review of the seismological and seismotectonic data available for the whole Veneto region is given in [Sugan and Peruzza \(2011\)](#). The gas storage facility is located in the so-called Pedemontana Sud (PS) district, characterized by thrusts and folds trending east-northeast–west-southwest, verging mainly south-southeast, and buried under alluvial deposits ([Poli et al., 2008](#); Fig. 1). The deformation in the PS district goes back to compressive phases of the Messinian–Pliocene age ([Castellarin et al., 1998](#)), and it still features tectonic activity, with a deformation rate of 2–3 mm/yr ([Serpelloni et al., 2005](#)). The greatest historical seismic event was an earthquake on 25 February 1695, with Mercalli–Cancani–Sieberg intensity ( $I_{MCS}$ ) IX–X ( $M_w$  6.5, according to the 2011 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani; [Rovida et al., 2011](#)), in the area of Asolo, about 20–25 km west of Collalto. Two other major events occurred, respectively, on 29 June 1873 ( $I_{MCS} = IX-X$ ,  $M_w$  6.3) and 18 October 1936 ( $I_{MCS} = IX$ ,  $M_w$  6.1), at about 35 km northeast of Collalto, in the adjacent Alpago–Cansiglio (A) district. The instrumental seismicity recorded by the OGS since 1977 (<http://rts.crs.inogs.it>; last accessed September 2014) is moderate in the PS district, the biggest event having  $M_D$  4.0, and few events exceeding magnitude 3. It is worth mentioning that this area could have been affected by a deficit in detection capability due to the less dense station distribution in the Veneto, compared to the adjacent Friuli and Trentino regions ([Priolo et al., 2005](#); [Garbin and Priolo, 2013](#)).

Both of the recent studies that have suggested the presence of several seismogenic structures capable of generating  $M_w$  6+ earthquakes ([Galadini et al., 2005](#); [DISS Working Group, 2010](#)) and microseismic analyses based on a dense temporary network ([Anselmi et al., 2011](#); [OMBRA Project Group, 2011](#)) have not yet sketched out convincing images of the hypothetical silent sources in the Venetian piedmont area. The RSC network data will contribute to fill this gap of knowledge, as far as an adequate number of events will be recorded.

## THE COLLALTO SEISMIC NETWORK

The RSC was designed keeping in mind a twofold aim of monitoring both the microseismicity potentially induced by the storage activity on the natural underground reservoir and studying the natural seismicity in the surrounding area. The network instrumentation combines characteristics of high dynamics and high sensitivity to ensure high-quality registration of medium–strong earthquakes, as well as microseismic events, with enough resolution power at the reservoir depth. The goal is to reach completeness magnitude  $M_c$  in the 0–1 range in a restricted area surrounding the reservoir, preserving the capability of recording nonsaturated signals for natural medium–strong events ( $M_w \geq 5$ ) that might occur throughout the study area. The RSC consists of 10 seismometric stations and 1 permanent Global Navigation Satellite System (GNSS) site (Fig. 1). Table 1 summarizes the main features of the sites. Station sites are named by the code ED followed by two numbers, and the network is registered with the code EV at the Federation of Digital Broadband Seismograph Networks of

the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) consortium. The official starting date of the RSC is 1 January 2012. The GNSS permanent site is registered as SUSE at Scripps Orbit and Permanent Array Center (<http://sopac.ucsd.edu>; last accessed September 2014).

The network geometry is dense in the area above the reservoir, where the station spacing is about 2–4 km, and gradually rarifies to merge harmoniously in the regional seismic networks operated by the OGS ([Priolo et al., 2005](#); [Bragato et al., 2011](#)). The RSC is equipped with a number of stations that preserve the monitoring capability in case of temporary malfunctioning of some instruments or communications.

All sites are on private property. Stations are equipped with telecommunication systems and Global Positioning System (GPS) antennas for precise time synchronization. Power is provided by photovoltaic plants in most cases and main power otherwise.

The seismological instrumentation was manufactured by Güralp Systems Ltd. and consists of the following items:

- ten digital acquisition units (24-bit, 3- or 6-channels, model CMG-DM24S3/6-EAM), equipped with Linux operating system, Ethernet, GPS antenna for time synchronization, and 16 GB internal USB Flash drive memory storage;
- one three-component broadband seismometer (model CMG-3T) with flat response to velocity from 0.00833 Hz ( $T = 120$  s) to 100 Hz (BB120 code in Table 1);
- nine three-component borehole seismometers (model CMG-SP1) with flat response from 0.1 Hz ( $T = 10$  s) to 100 Hz (BB10 code); and
- five three-component accelerometers (model CMG-5TC) with full scale set at  $\pm 2g$  (ACC code).

The sampling frequency is set at 200 Hz for all acquisition units; this value is adequate for recording microseismicity with the adopted network geometry.

To achieve the best possible signal-to-noise ratio, all the seismological sensors are installed in boreholes with variable depth, depending on the local soil and instrument type. The well depth varies approximately from 13 to 33 m, with the exception of site ED01, which is located on the plain at a depth of 155 m, and site ED06, which hosts the broadband sensor at about 5 m depth.

Site ED06 has some peculiar features compared to the other sites and deserves a more detailed description. This site is located within the Edison Stocaggio Cluster 6 field and hosts both the seismological and GNSS stations. The site was prepared by excavating to a depth of about 5–6 m, where a stiff formation of over-consolidated clays (argillites) was found; it constitutes a good bedrock for both the seismological instruments and the GNSS pillar. The seismic site consists of an underground medium-density polyethylene housing, with 1.2 m diameter and 4.7 m height. The housing is divided vertically into two sections, providing good thermal insulation of the deepest section, which hosts the sensors. The seismological sensors (i.e., the broadband seismometer and the accelerome-

**Table 1**  
**Summary of the RSC Stations**

Sensor Location							Sensor Type			
Code	Latitude	Longitude	Elevation (m.a.s.l.)*	Depth (m)	Location Name	Site Condition	BB120 <sup>†</sup>	BB10 <sup>†</sup>	ACC <sup>†</sup>	GNSS <sup>†</sup>
ED01	45.834582	12.289224	54	-155	Susegana S. Lucia	Alluvial plain. Uneven interlayering of clay, sand, gravel, and conglomerate. <i>P</i> velocity estimated by a VSP survey increases from 800 to 2500 m/s between 0 and 40 m, and from 2500 to 3000 m/s between 40 and 155 m		X		
ED02	45.905697	12.103050	205	-33	Farra di Soligo	Piedmont hill. 0–16 m weathering and red clay, 16–33 m light blue clay		X		
ED03	45.942908	12.227786	235	-31.9	Corbanese	Piedmont hill. 0–11 m weathering and red clay, 11–20 m sandy clay, 20–32 m light blue clay		X		
ED04	45.899373	12.229493	182	-26.9	S. Maria di Feletto	Collalto hills. 0–20 m weathering and red clay, 20–26 m light blue clay, 26–28 m conglomerate		X		
ED05	45.880123	12.253799	110	-14.5	S. Michele di Feletto	Collalto hills. 0–10 m weathering and red clay, 10–14.5 m conglomerate		X	X	
ED06	45.857011	12.208484	174	-5	Collalto Campo 6	Collalto hills. 0–2 m filling soil, 2–6 m well-consolidated yellow clay. $V_p$ of clay 1400 m/s, estimated by a refraction survey	X		X	X
ED07	45.822174	12.189355	167	-14.5	Nervesa della Battaglia	Montello hills. 0–11 m weathering and red clay, 11–12.5 m gravel, 12.5–15 m conglomerate		X	X	
ED08	45.882510	12.206460	193	-14.3	Collalto Cucco	Collalto hills. 0–7 m debris, 7–14.5 m weakly consolidated conglomerate. Water table at 12.5 m		X	X	
ED09	45.848796	12.231489	105	-14.6	Susegana Castello	Collalto hills. 0–8 m weathering and sandy clay, 8–15 m consolidated conglomerate		X		
ED10	45.850026	12.170177	144	-13.6	S. Croce del Montello	Montello hills. 0–14 m weathering and uneven interlayering of clay and conglomerate		X		

\*m.a.s.l., meters above sea level.

<sup>†</sup>BB120, broadband seismometer; BB10, extended band seismometer; ACC, accelerometer; and GNSS, geodetic sensor.

ter) lie on a thick concrete basement, which is solidly secured to the rock at a depth of about 5 m.

At the same site, close to the seismological station, the SUSE geodetic station is installed. The station base consists of a concrete pillar (1 m × 1 m thick and 5 m high), which is completely buried and solidly anchored to the rock, and terminates in a slender, free pillar (1.5 m high) with the GNSS antenna on top. The geodetic instrumentation consists of a Topcon CR-G3 GNSS choke ring antenna. The GNSS receiver is set for continuous acquisition with a 1 s sampling interval. This feature, together with the fact the GNSS receiver is co-located with the seismic receiver, will allow direct integration of the two types of data in the future, both in the long- and in the short-period band, in case of major earthquakes. The SUSE station is included in the Friuli Regional Deformation Network (FReDNet) system (Battaglia *et al.*, 2003).

At all the other stations, the seismometric sensors are located within a 12 cm wide borehole, whereas the other instruments (e.g., digital acquisition units, GPS, radio modem, etc.) are located at the surface. For the four three-component high-dynamic stations (ED05, ED06, ED07, and ED08), the accelerometric sensors are located at the surface within the top-borehole cockpit.

Concerning data communication, RSC stations are equipped with routers with GPRS/EDGE or UMTS interface, which provide Internet connection with the OGS acquisition centers located in Udine and Trieste.

The acquisition/processing system consists of:

- two Apple Mac Mini servers equipped with Intel Core 2 processors, which serve as acquisition and real-time processing systems, respectively;
- an Apple Mac Pro server equipped with two Intel Xeon Quadcore processors, used for both real-time and off-line data-processing; and
- a network storage system with about 20 TB of disk space, for permanent data storage.

Once raw data are acquired from the stations, they are converted into MiniSEED format to be stored and processed. Data are permanently archived with daily rate into two separate storage systems: a network unit currently used by the processing system and, primarily, the OGS Archive System of Instrumental Seismology (OASIS) (Priolo *et al.*, 2012; E. Priolo *et al.*, unpublished manuscript, 2015). The latter provides full information about the seismological sites as well as free access to continuous waveform data through its web portal (<http://oasis.crs.inogs.it/>; last accessed September 2014).

Similarly, for the SUSE GNSS station, RINEX files can be freely downloaded through the FReDNet website (<http://www.crs.inogs.it/frednet>; last accessed September 2014).

The stations in the acquisition system are set to record continuous data in both the proprietary format (Güralp compress format) and MiniSEED format. The real-time link and data archiving is performed through SeedLink protocol, which manages communications between stations and the acquisition server. The core of the acquisition system is a generic ring buffer and SeedLink server, called ringserver, which puts in-

coming data into a circular memory (ring buffer), recovers and fixes possibly missing pieces of data, and checks all server-client dialogs. Once raw data within the ring buffer are flagged as valid, they are archived in the permanent mass storages in MiniSEED format.

Data processing is performed in both real-time and off-line modes, respectively.

Real-time processing is based on Earthworm and SWARM softwares. Earthworm ([www.earthwormcentral.org](http://www.earthwormcentral.org); last accessed September 2014) is an open-source software system developed for processing data acquired from seismological regional and local networks; in the RSC system, the event detection and notification functions are activated. The Seismic Wave Analysis and Realtime Monitor (SWARM, [www.avo.alaska.edu/Software/swarm](http://www.avo.alaska.edu/Software/swarm); last accessed September 2014), on the other hand, is used for displaying the acquired signals on dedicated monitors in real time and performing some basic analysis on the fly.

The main tasks of off-line processing are data archiving/distribution, signal quality control, seismic event detection and location, and monitoring surface movements via estimation of GNSS time series and velocities.

As previously said, the first task is managed by OASIS (Priolo *et al.*, 2012; E. Priolo *et al.*, unpublished manuscript, 2015). It consists of a database that contains full information about the seismic network sites, an archive of continuous waveforms and waveforms of selected earthquakes, and an interface website to access all the data. The RSC data are loaded daily into OASIS in the early morning (CET time zone) to ensure that possible delayed packets have been recovered. As a consequence, all waveform data from the previous day to the current one (Italian time) are readily available.

Signal quality control is performed by different tools. At present, the following functions are implemented for all the stations: (1) power spectral density plots (McNamara and Buland, 2004) for different time periods by PQLX (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/pqlx/>; last accessed September 2014); (2) battery status plots; (3) a web page with the modem/router status; and (4) statistics on the communication system.

Much of the off-line processing, and in particular event detection, is performed by the BRTT Antelope system (<http://www.brtt.com/>; last accessed September 2014), which is the same system used by the Northeastern Italy Integrated Seismic Network (NEI), managed by the OGS (Priolo *et al.*, 2005; Bragato *et al.*, 2011). This part will be more broadly described in the following section.

Finally, as far as GNSS processing is concerned, time series and velocities are calculated using the GAMIT/GLOBK 10.40 package developed at Massachusetts Institute of Technology.

## DETECTION AND CHARACTERIZATION OF SEISMIC EVENTS

Two areas have been defined as target areas for detecting seismic events. The large area (area B), which is used as a regional

frame, is approximately 50 km wide; the small area (area A), which surrounds the reservoir, is 20 km wide (Fig. 1).

At present, the processing and specific analysis activities carried out for the RSC do not require continuous surveillance by operators or an on-call service, because events to approximately the perception threshold ( $M_L \sim 2.8$ ) are detected by the regional seismic alert system managed by the OGS for the civil defense of the Veneto region.

The RSC detection and location system becomes operational after signal acquisition and data storage. The procedures for detecting microseismicity differ greatly from the ones used by the alert system for civil defense, whose aim is detecting and recognizing the relevant events in the shortest time; it must be fast but also robust and reliable in order to avoid false events, requirements which exist at the expense of low sensitivity. To make the best use of the seismic network and detect as many seismic events as possible in the target areas, the RSC system is not fully automatic and requires a manual off-line intervention. The processing and analysis functions are therefore tuned to detect weak events and solve different problems. An example is the ability to interpret signals and associate phases that are recorded by a small number of stations (minimum three), although accounting for some errors.

The off-line processing procedure is similar to the one already developed and used for seismic monitoring of the Trentino province and described in Garbin and Priolo (2013). Three steps are needed:

1. dataset preparation, by integrating the RSC data with those of some of the NEI network stations;
2. semiautomatic recognition of seismic events, based on automatic event detection and manual removal of false events by visual inspection;
3. manual repicking and relocation.

To improve the location capability within areas A and B, the detection area includes the Veneto, Trentino, and Friuli–Venezia Giulia regions, adding a group of about 20 stations of the NEI network to the 10 RSC stations. The most distant stations are used for recognizing the farthest events and as an aid to the subsequent seismologist's analysis. For local and regional events, Antelope calculates a provisional local magnitude  $M_L$ . To ensure compatibility between the  $M_L$  estimations made by the RSC and the NEI regional network, the same attenuation relationship is used, namely the one proposed by Bragato and Tento (2005).

The next step is the detection and removal of false events, which at this time is done with rapid manual checks by trained personnel. It must be noted that the high sensitivity setup of the detection system causes a large number of triggers that can lead to several false associations. Other false events derive from natural phenomena (i.e., thunderstorms, which are very frequent in that area) or artificial causes (the RSC network is located in a rather densely populated and industrial area).

After the detection and removal of false events, all waveforms for the events identified within area B are extracted and saved in Seismic Analysis Code format. © Some examples of the waveforms recorded by the RSC for three events are shown in the electronic supplement.

Once the dataset of extracted waveforms for all identified events has been created, the procedure continues with the manual reading of arrival times for all seismograms and with location. The phase picking is done by Seisgram2K (Lomax, 2008).

We perform what we call a zero-level data processing for determining earthquake locations, with the goal of having locations that are coherent with those performed by the NEI network; in this way, data of new local events can be directly merged and compared with the seismicity data previously available for this study area. More sophisticated processing will be performed in the future, inasmuch as a richer seismological dataset and more reliable constraints on the geologic/geophysical model will be available; they will be the topics of a forthcoming article. Therefore, Hypo71 (Lee and Lahr, 1975) locates the events using the same regional velocity model adopted for the NEI network (Priolo *et al.*, 2005; © see the electronic supplement).

The consistency of manual pickings and the presence of possible errors are verified by analyzing the modified Wadati diagram (Lay and Wallace, 1995). The diagram also reveals the average  $V_P/V_S$  ratio in the volume sampled by the ray paths.

The last step is that of magnitude calculation and calibration. The latter consists of compensating the systematic station residuals in order to reduce the difference between the average station magnitude and the estimated magnitude, through an iterative minimization process.

## SEISMICITY DETECTED AND NETWORK PERFORMANCE

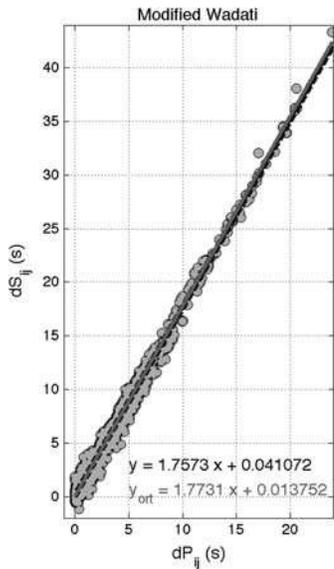
In this section, we describe the seismicity recognized in the first two years of activity of the network, from 1 January 2012 to 31 December 2013. This period includes a complete cycle of injection of the gas into and extraction from the reservoir. It should be noted that by “recognized” we mean events located by at least three stations and five phases and for which the local magnitude has been correctly estimated.

Figure 2 shows the modified Wadati diagram. The  $V_P/V_S$  ratio is nearly equal to 1.77 (assuming that the orthogonal regression provides the best fit), which is a value notably consistent with that assumed for the regional velocity model. The average uncertainty of the arrival-time readings is about 0.03 s (© see the electronic supplement for more details). The largest uncertainties are on the order of 1 s and correspond to events for which the signal is embedded in the noise.

Figures 3 and 4 show the map and depth distribution of all recognized events, respectively, according to the list in © Table S3 of the electronic supplement. The complete list of events recognized within the target areas is regularly updated at the RSC website (<http://rete-collalto.crs.inogs.it/en/tags/dati-e-grafici>; last accessed September 2014).

The following events were recognized for the period 1 January 2012 to 31 December 2013:

- within area A, 82 events with local magnitude  $-0.6 \leq M_L \leq 1.2$ ;



▲ **Figure 2.** Modified Wadati diagram obtained from the 2012–2013 RSC dataset presented in this study. The  $x$  and  $y$  axes represent the arrival-time difference between pairs of stations for the  $P$  and  $S$  wave, respectively. The straight lines represent the result of the linear orthogonal (dark gray) and nonorthogonal (black) regressions, respectively. The regression equations and coefficients are also explicitly indicated. The slope of each line allows estimation of the  $V_P/V_S$  ratio of the crustal structure at local level.

- within area B (outside area A), 134 events with local magnitude  $-0.4 \leq M_L \leq 2.3$ ; and
- within the whole area represented in Figure 3, 272 events with local magnitude  $-0.6 \leq M_L \leq 2.3$ .

Remarkably, all recognized events have magnitudes below a commonly accepted perception threshold ( $M_L$  2.8) and below the level of completeness magnitude ( $M_L > 2.0$ ) of the Italian National Seismic Network of Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia for the study region (Schorlemmer *et al.*, 2010). The only two events with  $M_L > 2$  are located in the Col Visentin and Cansiglio highland areas, at about 16 km north and 20 km northeast, respectively.

Few epicenters fall near the surface projection of the reservoir. However, in most cases the depth of these events is between 7 and 10 km, whereas only a few of them are shallower (5 km). No clusters can be recognized within area A, whereas some clusters can be seen in area B; for instance, those located south of Montebelluna, in the Alpage area, and close to Vittorio Veneto, respectively (localities are shown in Fig. 1). In particular, the cluster closest to the reservoir, at a distance of about 6–7 km (i.e., north of the reservoir at the edge of area A) is not linked spatially to the gas storage activity by the presence of any other intervening event. It consists of very weak events, for which no additional analysis was carried out. Considering the distance from the reservoir, the matter has no practical interest for this study.

Figure 4a shows that most events recorded in area A occur at a depth between 5 and 13 km. Moreover, no event occurs at a distance of less than 3 km from the external boundaries of the reservoir (Fig. 4b). We checked that this condition persists even if different and slower velocity models are considered. The issue of refining the local model is certainly of the highest interest for this kind of study, but it cannot be properly addressed with the limited earthquake sample we have at our disposal at this time.

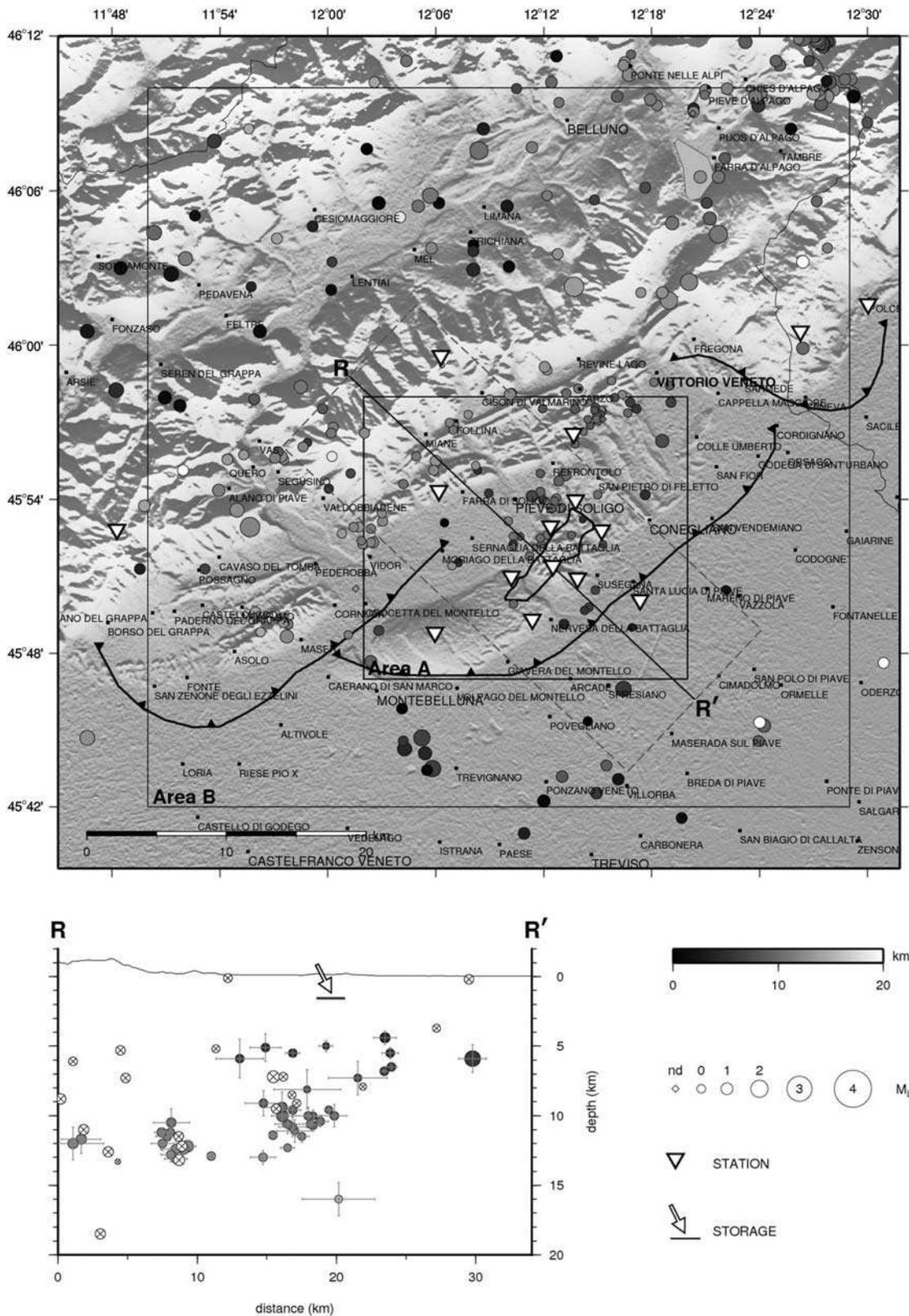
The vertical section of Figure 3 shows the location uncertainty of events detected in area A, horizontal and vertical errors ( $err_h$  and  $err_v$ , respectively) are included in (Table S3). The average location errors are a few hundred meters, but for about 10 events the uncertainty is larger than 4 km. The estimated depth is unreliable ( $err_v > 5$  km) for a small number of events (white cross-hatched symbols), which are usually very shallow and correspond to quarry explosions. It should be noted that the network resolution power depends on the azimuthal coverage for the horizontal direction and the presence of a station above the event for the depth. For three to four very weak events, which are detected by a few stations, those conditions often fail.

Figure 5 compares the seismicity recognized in area A with the gas storage activity at Collalto, through curves representing the gas flow and gas pressure, respectively, measured at the mouth of the well. These data were provided to us by Edison Stocaggio S.p.A. We emphasize that this is the first time that such kind of data have been published, at least for gas storage activities carried out in Italy. We point out the following phases of gas storage activity:

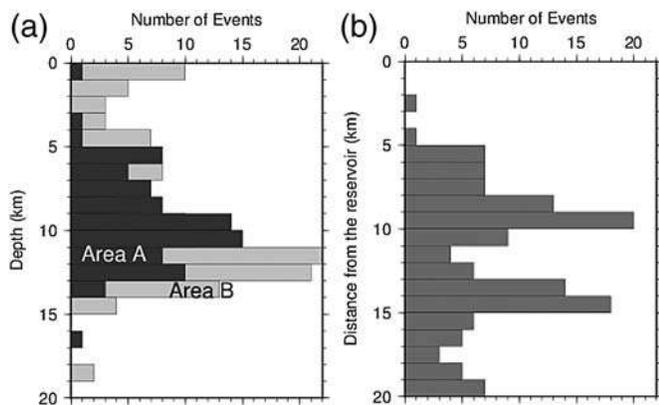
- gas supply (i.e., extraction) during the 2011–2012 winter period, until March 2012;
- gas injection from mid-April to mid-October 2012;
- gas supply from November 2012 to March 2013;
- gas injection from April 2013 to mid-October 2013; and
- gas supply from November 2013 to the end of 2013, when the observation period of this study ends.

Each phase is preceded and followed by a cessation period of 15–20 days, during which the storage manager carries out several control operations. The period of April 2012–April 2013 represents the first full cycle of gas storage carried out with dynamic pressure increased to about 140–150 bars, which allows the bottom static pressure of the reservoir to reach a value close to 90% of the maximum authorized pressure (original pressure).

The highest hourly average flow values during the extraction phases increase between the winter of 2011–2012 (when values range between 130 and 150  $\text{kSm}^3/\text{h}$ ) and the winters of 2012–2013 and 2013–2014 (when average values range between 160 and 190  $\text{kSm}^3/\text{h}$ , respectively). The highest dynamic pressure, measured at the surface installations, exceeds 140 bars, but always remains below 150 bars, in the injection periods corresponding to late summer/early autumn. At the beginning of November, when injection is switched to extraction, the pressure suddenly decreases from approximately 130



▲ **Figure 3.** Seismic events (circles) located by the RSC in the period 1 January 2012 to 31 December 2013. The gray color scale and symbol size represent the event depth and local magnitude ( $M_L$ ), respectively. White inverted triangles represent stations. Fault lines are as in Figure 1. The vertical cross section  $R-R'$  of the 14 km wide strip bordered by the thin dashed line in the map is shown in the bottom left panel. The horizontal and vertical bars represent the location errors. White circles with an internal cross represent events for which the horizontal or the vertical errors are larger than 3 and 5 km, respectively. In the vertical section, the storage facility is indicated by the black solid segment below the arrow.



▲ **Figure 4.** (a) Distribution of the depth and (b) the distance from the reservoir for the events located by the RSC in the period 1 January 2012 to 31 December 2013.

bars to approximately 70–80 bars. Toward the end of the supply phase, the gas pressure reaches about 30 bars.

The seismicity recognized by the monitoring system in area A is very weak: the cumulative number of events estimated on a 15 day basis is always of few units, and the event local magnitude is very low, usually  $M_L < 1$ . Only one event of  $M_L \sim 2$  is recognized, located farther than 5 km from the reservoir (Figure 3). The small cluster of seismicity previously mentioned occurred at the end of 2012 and the beginning of 2013: it consists of 19 weak events ( $M_L \leq 0.48$ ) located a few kilometers southwest of Vittorio Veneto.

Taking uncertainty into account, all events belonging to area A occur at a distance greater than 3 km from the reservoir. No clear correlation is appreciable between the seismicity and the activity developed within the reservoir.

Concerning the effectiveness of the RSC monitoring system, we cite the strong seismic sequence of Emilia on 20 May 2012, which produced thousands of events in subsequent months. These earthquakes represent a source of “noise” that reduces the capability of detecting the weak signals of small local earthquakes. However, the list of area B events does not feature clear evidence of a reduction in detection sensitivity.

We have also adopted the Gutenberg–Richter relationship to estimate the seismicity rate and the network performance (using ZMAP; Woessner and Wiemer, 2005). The results obtained for the whole dataset of the period 1 January 2012 to 31 December 2013 (see also Table S3) are shown in Figure 6 and Table 2. The completeness magnitude ( $M_c$ ) and  $b$ -value are equal to  $M_c = 0.86$  and  $b = 1$  for area B, and  $M_c = 0.19$  and  $b = 1.2$  for area A, respectively. Compared to the existing neighboring networks, the OGS regional network NEI is the most dense network operating in northeastern Italy; it detects earthquakes with a completeness magnitude of about 1.5 (Gentili *et al.*, 2011). Moreover, the RSC improves the threshold completeness by about 0.6 and 1.3 magnitude units in areas B and A, respectively. Previous values have been obtained by the entire magnitude range (EMR) method, which is considered the most reliable and effective one (Woessner and

Wiemer, 2005). We emphasize the still limited statistical significance of the estimates presented in this study, and we believe we cannot provide further comments at this stage.

Conversely, we believe that the excellent level of completeness magnitude attained is not only due to the quality of the instruments and electronic devices, but also to the site selection and, in particular, to the care with which the sensors are deployed. © As evidence, we present a preliminary analysis of the noise level for some stations in the electronic supplement, while we postpone a more accurate analysis to a future paper.

## INFORMATION, DATA DISSEMINATION, AND PUBLIC PRESENTATIONS

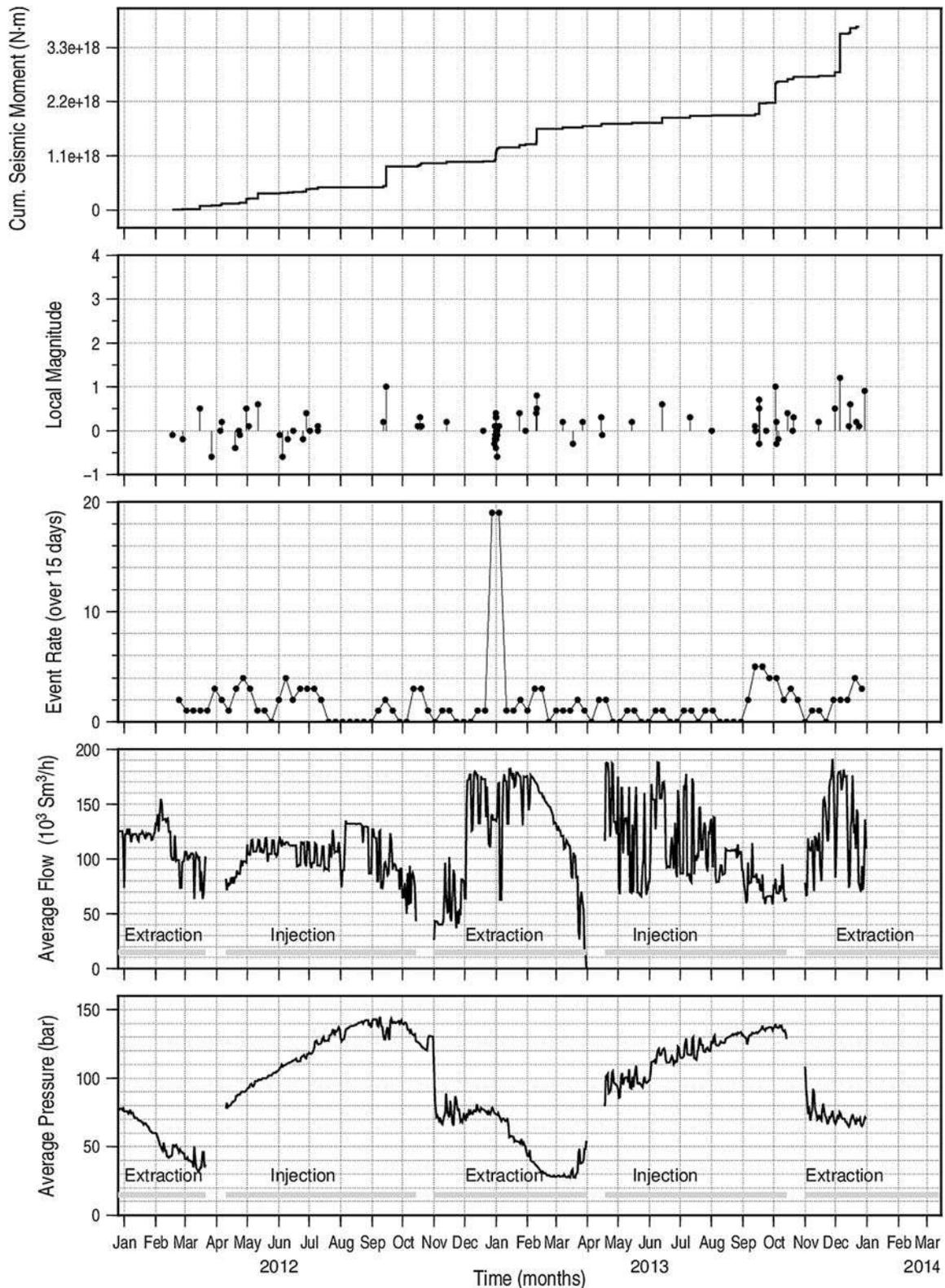
A key role of the RSC project is that of disseminating information and data. This is mainly done through the RSC website [www.rete-collalto.crs.inogs.it](http://www.rete-collalto.crs.inogs.it) (last accessed on September 2014). A brochure (in Italian) was also prepared and distributed to explain in a clear and simple way the scientific framework and the goals of the network’s activities. This brochure can be downloaded from the Scientific Material and Documentation section of the RSC website <http://rete-collalto.crs.inogs.it/en/tags/materiale-scientifico-e-documentazione> (last accessed September 2014).

The RSC website (Figure 7a) also has a complete description of the network and aims at providing any related information in detail. Seismicity data are published on the website monthly, after the seismologist’s revision. According to regulations, the scientific reports are sent to the company and controlling authorities, as well as released on the website, at the end of each injection/extraction cycle, that is, roughly every six months. However, we are also preparing a fast track for publication of detected events, with preliminary location parameters.

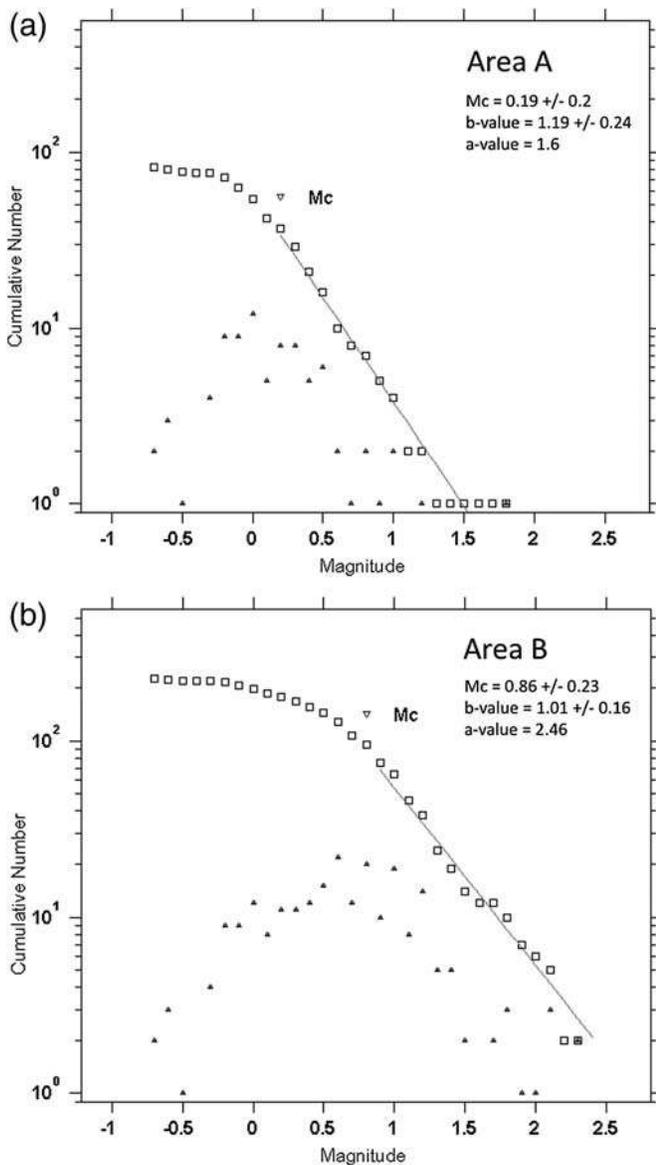
Original recorded data can be freely accessed through the RSC website as well. Continuous waveform data can be downloaded through the Data and Graphs section, which has a direct link to OASIS (<http://oasis.crs.inogs.it/>; last accessed September 2014), with a specific selection of the RSC stations (Fig. 7b).

The RSC project has been presented not only to the scientific community and authorities, but also to the population of the towns of Susegana and Collalto and to other areas hosting similar facilities. This is another distinct and particularly important aspect (in our opinion), as during public meetings part of the population has expressed strong disappointment about the overall management of the gas storage facility and underground exploitation at the national level. (See, for instance, the videos of the presentation by the RSC to local populations on 29 October 2012 [in Italian], posted on the RSC website under Scientific Material and Documentation.)

People are extremely worried, because they realize that the Italian territory (especially the Po Plain) is massively occupied by concessions for oil and gas exploitation, although they are of a conventional type (e.g., no shale gas) and limited in size. They feel that regulations are not completely clear and do not provide adequate protection of the environment and the population. Especially after the 2012 earthquakes in Emilia, they are



▲ **Figure 5.** Comparison between the seismicity recognized in area A in the period 1 January 2012 to 31 December 2013 and the gas storage activity carried out by Edison Stocaggio S.p.A. The x axis represents the time with the same scale for all panels. The three upper panels represent seismicity, in terms of (from top to bottom) the cumulative seismic moment, the local magnitude  $M_L$  and the seismic rate calculated in a 15-day window, respectively. The two bottom panels represent the gas storage activity, through the average flow (units in thousands of standard cubic meters per hour) and pressure, respectively. Pressure is measured at the well mouth. Thick gray lines indicate the periods of gas extraction from or injection into the reservoir. Gas storage data are provided by Edison Stocaggio S.p.A.



▲ **Figure 6.** Magnitude–frequency distribution and completeness magnitude for earthquakes located in (a) area A and (b) area B during the period 1 January 2012 to 31 December 2013. Calculations are made by software ZMAP using the EMR method (Woessner and Wiemer, 2005). Magnitude is local, discretized in 0.1 wide bins. Triangles and squares represent the incremental and cumulative number of earthquakes, respectively. The straight line represents the estimated Gutenberg–Richter relationship. Estimated coefficients are explicitly written and given as annual values.

afraid that oil and gas exploration and geothermal exploitation activities might have induced or triggered earthquakes along existing faults; in general, they do not trust public managers, private companies, or even scientific institutions.

We have experienced two conflicting circumstances: (1) very reasonable points of view and requests that can be readily answered and (2) false beliefs and considerable confusion, for which an intense work of scientific outreach is needed. Both situations should be faced with transparency, following

well-established rules and roles for the different actors (public administrations, energy companies, scientific institutions, and so on).

## CONCLUSIONS

In this article, we have described the seismic network realized by the OGS for monitoring the natural and induced seismicity in the area of the natural gas storage facility of Collalto, managed by Edison Stocaggio S.p.A. The monitoring infrastructure was designed and realized to provide the high-quality data needed to locate events accurately, estimate their magnitude, and characterize the seismic sources. We hope that, in addition to the strict fulfillment of ministerial specifications, the data acquired will allow more advanced studies, such as those relating the release of seismic energy to the pressure distribution inside the reservoir.

In the basic analyses of seismicity provided by the first two years of monitoring, no events have been detected at a distance lower than 3 km from the reservoir. The RSC system is able to detect and record a broad range of events, from strong earthquakes to microevents of a magnitude as low as 0.0. This kind of data has never been published before, at least for the gas storage activity carried out in Italy. Based on these “start-up” data, no correlation can be identified between the local seismicity and the gas storage activity.

The criteria used for defining an earthquake as induced consider, among other concepts, the spatial and temporal correlation between the events and the source of activity (Davis and Frohlich, 1993). According to the recent report entitled “Induced Seismicity Potential in Energy Technologies” (National Research Council, 2013), induced seismicity is due to an increase of the pore pressure above the levels existing *ex ante* to the fluid injection. As Astiz *et al.* (2014) wrote, “Injection-related earthquakes typically follow a pattern, wherein the points of initiation (hypocenters) of earthquakes in the sequence are both temporally and spatially correlated with the magnitude of the pressure increases on the causative faults. Most earthquakes that are allegedly induced by fluid injection occur within a few km of an injection well, where the injection pressures are greatest.”. For oil and gas production activity, Eisner (2013) suggests that induced seismicity should occur within 2–5 km from the injection well. The earthquakes recorded by the RSC in 2012–2013 verified none of these conditions. In addition, the distinctive nature of the exploitation activity should be kept in mind: the Collalto storage facility uses a depleted gas reservoir enclosed by highly impermeable and rigid formations made of sandstone that kept it sealed for about 6 Ma (Picotti, 2007). The gas storage activity involves injecting into and extracting from the reservoir, a clearly established quantity of gas during a one-year cycle, with rigorous control of the gas flow. This is very different from activities such as enhanced geothermal systems, unconventional oil and gas production, or fluid injection and withdrawal, all of which require either high pressure or huge cumulative quantities.

Thus, in the still-open debate on what is the maximum distance for induced seismicity, considering the typology and

**Table 2**  
**Parameters of the Gutenberg–Richter Relationship (*a* and *b*) and Completeness Magnitude ( $M_c$ ) Estimated for the Period 1 January 2012 to 31 December 2013**

Area	<i>a</i> *	<i>b</i>	$M_c$ (EMR)	$M_c$ (MAXC)
B	2.46	1.01±0.16	0.86±0.23	0.68
A	1.6	1.19±0.24	0.19±0.2	-0.02

For the completeness magnitude, we provide estimations obtained by entire magnitude range (EMR) and maximum curvature (MAXC) methods (Woessner and Wiemer, 2005).

\**a* is normalized to 1 year.

size of the Collalto reservoir, and on the basis of the data recorded in the past two years, we believe that the value of 3 km might represent a reasonable maximum-distance range for induced seismicity.

This article presents what we would call the zero level of the research that has been developing with the RSC. We are currently working on two directions of classic investigations: (1) we strive to assess the network quality more rigorously

(a)

▲ **Figure 7.** Dissemination media for RSC activity. (a) Home page of the RSC website and (b) OGS Archive System of Instrumental Seismology web page showing the stations of the RSC network. *(Continued)*

(b)

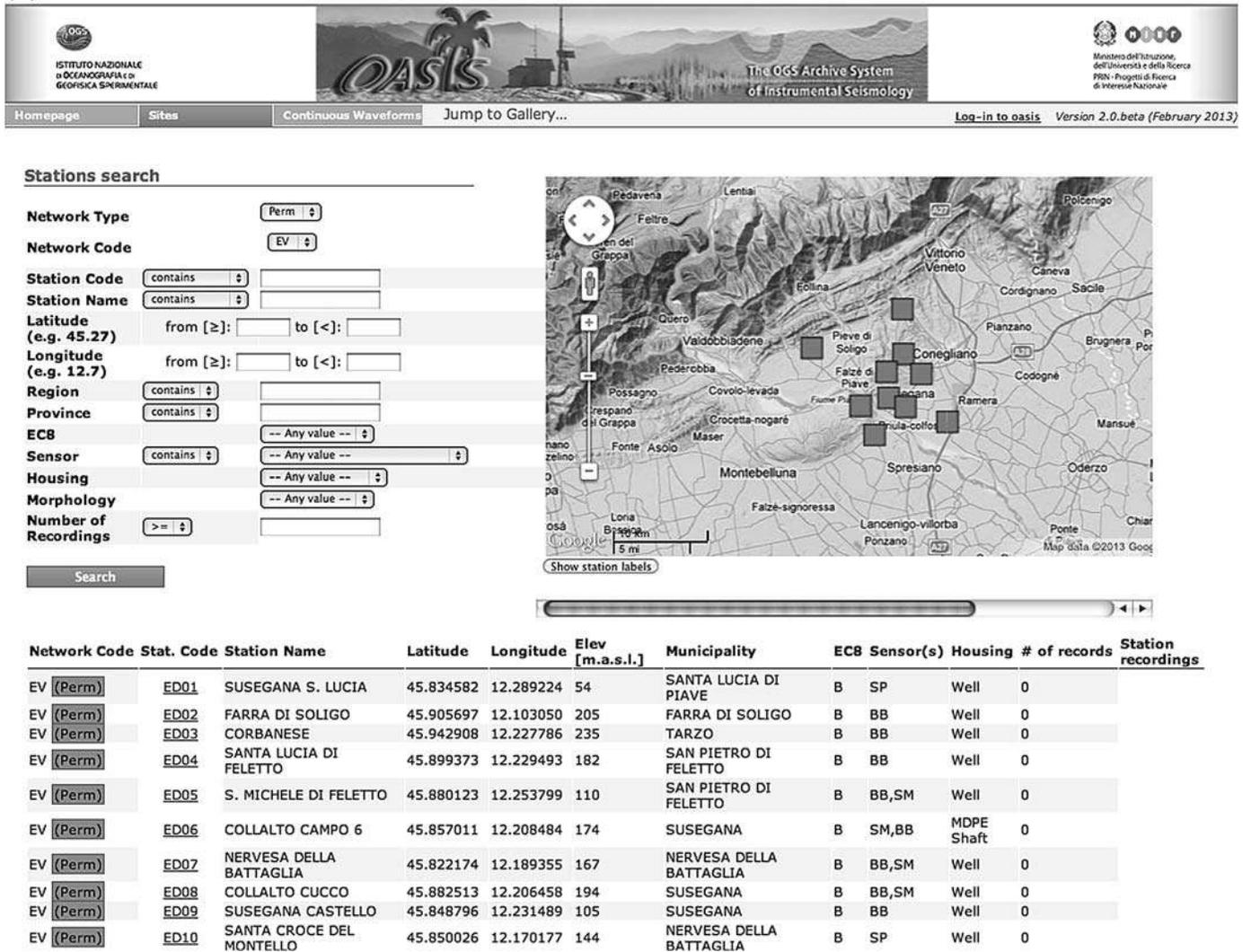


Figure 7. Continued.

through an analysis of background noise level versus detection performance and by the careful orientation of borehole sensors by means of teleseisms and (2) we aim to improve the overall seismicity image through a better definition of the structural model, the use of different location algorithms, and the estimation of focal mechanisms and magnitude calibration. All these analyses are feasible once a basic dataset, such as the dataset described in this article, has been established.

Finally, we would like to add some brief comments about the role of the OGS in this activity. The RSC was founded and is managed by the OGS on behalf of Edison Stocagggio S.p.A., which is the concession holder. The OGS is a national research institute, and it carries out this activity within its own institutional role and according to two basic principles: (1) to provide high-quality service to the customer, with an added value in terms of scientific and research support and (2) to provide the community with monitoring of the highest quality, unbiased scientific evaluations, data dissemination, and the overall

advancement of scientific knowledge. We believe that both these principles are extremely important.

## DATA AND RESOURCES

Information and data on the Collalto Seismic Network (RSC) can be found at <http://rete-collalto.crs.inogs.it> (last accessed September 2014). In particular, the Data and Graphs section provides links to event data in the form of a list and a keyhole markup language (KML) Google Earth file, as well as an overall view on map and along a vertical section.

The full dataset of continuous waveforms of the RSC is freely available at OGS Archive System of Instrumental Seismology (OASIS), which is the database that archives the instrumental seismological data of the OGS. Its website (<http://oasis.crs.inogs.it/>; last accessed September 2014) provides access to all data, such as information on sites and con-

tinuous waveform data, as well as waveform data and ground-motion parameters for major events.

The GNSS station SUSE is also included in the Friuli Regional Deformation Network (FReDNet), which is the OGS high-precision GNSS network devoted to monitoring the deformation of the Friuli area in northeastern Italy. All data are accessible to the public and can be downloaded through its website (<http://www.crs.inogs.it/frednet>; last accessed September 2014).

Seismic events detected by the NEI network are reported on the OGS Real Time Seismology website at [rts.crs.inogs.it](http://rts.crs.inogs.it) (last accessed September 2014). ✉

## ACKNOWLEDGMENTS

The Collalto Seismic Network (RSC) was founded and is managed by the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics (OGS) on behalf of Edison Stocaggio S.p.A. under requirements of the Italian Ministry for the Environment and Land and Sea Protection and in agreement with the Veneto Region. The RSC also uses data of the Northeastern Italy Integrated Seismic Network (NEI), managed by the OGS on behalf of the Veneto Region, the Autonomous Region of Friuli Venezia Giulia, and the Autonomous Province of Trento.

We would like to thank Edison Stocaggio S.p.A., especially Gaetano Annunziata, Director of Operations, and Andrea Volpe, for the full collaboration provided during the various stages of activity. We would also like to thank the colleagues of the OGS Seismological Section: Marco Mucciarelli, for his continuous encouragement and support regarding this activity; and Michele Bertoni, Elvio Del Negro, Paolo Di Bartolomeo, Giorgio Duri, and Cristian Ponton for their invaluable support in technical and administrative matters. We also thank the *SRL* Editor Zhigang Peng and the two anonymous referees for their precious suggestions, as well as Elizabeth Holtam, who revised the article for the English.

We acknowledge the use of the following software systems: Antelope, developed by BRTT (<http://www.brtt.com/>; last accessed September 2014); PQLX, authored by Richard Boaz (Boaz Consultancy) and distributed by Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) at [www.iris.edu/software/pqlx](http://www.iris.edu/software/pqlx), last accessed September 2014; Earthworm ([www.earthwormcentral.org](http://www.earthwormcentral.org); last accessed September 2014); SWARM, developed by the Alaska Volcano Observatory ([www.avo.alaska.edu/Software/swarm](http://www.avo.alaska.edu/Software/swarm); last accessed September 2014); and Generic Mapping Tools (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>; last accessed September 2014, [Wessel and Smith, 1991](http://www.wessel.com)).

## REFERENCES

Anselmi, M., A. Govoni, P. De Gori, and C. Chiarabba (2011). Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy), *Tectonophysics* **513**, 37–48.

Astiz, L., J. H. Dieterich, C. Frohlich, B. H. Hager, H. Bradford, R. Juanes, and J. H. Shaw (2014). *On the Potential for Induced Seismicity at the Cavone Oilfield: Analysis of Geological and Geophysical Data, and Geomechanical Modeling*, 139 pp., <http://labcavone.it/>

[documenti/32/allegatrapporto-studiogiacimiento.pdf](http://documenti/32/allegatrapporto-studiogiacimiento.pdf) (last accessed September 2014).

Battaglia, M., D. Zuliani, D. Pascutti, A. Michelini, I. Marson, M. H. Murray, and R. Burgmann (2003). Network assesses earthquake potential in Italy's southern Alps, *Eos Trans. AGU* **84**, no. 28, 262–264, doi: [10.1029/2003EO280003](https://doi.org/10.1029/2003EO280003).

Bragato, P. L., and A. Tiento (2005). Local magnitude in northeastern Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, no. 2, 579–591.

Bragato, P. L., P. Di Bartolomeo, D. Pesaresi, M. P. Plasencia Linares, and A. Sarò (2011). Acquiring, archiving, analyzing and exchanging seismic data in real time at the Seismological Research Center of the OGS in Italy, *Ann. Geophys.* **54**, no. 1, 67–75, doi: [10.4401/ag-4958](https://doi.org/10.4401/ag-4958).

Castellarin, A., L. Selli, V. Picotti, and L. Cantelli (1998). La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi meridionali orientali, *Mem. Soc. Geol. Ital.* **53**, 133–143 (in Italian).

National Research Council (2013). *Induced Seismicity Potential in Energy Technologies*, The National Academies Press, Washington, D.C., <http://www.nap.edu/catalog/13355> (last accessed September 2014).

Davis, S. D., and C. Frohlich (1993). Did (or will) fluid injection cause earthquakes? Criteria for a rational assessment, *Seismol. Res. Lett.* **64**, 207–224.

DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), doi: [10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1); available at <http://diss.rm.ingv.it/diss/> (last accessed September 2014).

Eisner, L. (2013). Felt earthquakes in the vicinity of oil and gas reservoirs, *Society of Exploration Geophysicists*, Virtual Course, [www.seg.org](http://www.seg.org) (last accessed November 2013).

Galadini, F., M. E. Poli, and A. Zanferrari (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M ≥ 6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy), *Geophys. J. Int.* **161**, 739–762.

Garbin, M., and E. Priolo (2013). Seismic event recognition in the Trentino area (Italy): Performance analysis of a new semi-automatic system, *Seismol. Res. Lett.* **84**, 65–74, doi: [10.1785/0220120025](https://doi.org/10.1785/0220120025).

Gentili, S., M. Sugan, L. Peruzza, and D. Schorlemmer (2011). Probabilistic completeness assessment of the past 30 years of seismic monitoring in northeastern Italy, *Phys. Earth Planet. In.* **186**, 81–96.

Lay, T., and T. C. Wallace (1995). *Modern Global Seismology*, Elsevier, New York, New York.

Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1975). Hypo71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* **75-311**, 113 pp.

Lomax, A. (2008). SeisGram2K: Seismogram visualization and analysis software for the internet Ver5.3, <http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html> (last accessed December 2010).

McNamara, D. E., and R. P. Buland (2004). Ambient noise levels in the continental United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, no. 4, 1517–1527.

OMBRA Project Group (2011). OMBRA: Observing Montello Broad Activity: Deployment of a temporary seismic network to study the deformation process across Montello fault (Eastern Alps), *Rapporti Tecnici INGV N. 180*, <http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/rapporti-tecnici-ingv/rapporti-tecnici-2011> (last accessed September 2014).

Picotti, V. (2007). *Relazione geologica di inquadramento del giacimento "Conegliano" e analisi dei possibili rischi geologici dovuti all'attività di "Collalto Stocaggio"*, Edison Stocaggio S.p.A., Internal Report, 18 pp. (in Italian).

Poli, M. E., P. Burrato, F. Galadini, and A. Zanferrari (2008). Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in north-eastern Italy, *Boll. Geof. Teor. Appl.* **49**, 301–313, [http://www2.ogs.trieste.it/bgta/provavpage.php?id\\_articolo=433](http://www2.ogs.trieste.it/bgta/provavpage.php?id_articolo=433) (last accessed September 2014).

- Priolo, E., C. Barnaba, P. Bernardi, G. Bernardis, P. L. Bragato, G. Bressan, M. Candido, E. Cazzador, P. Di Bartolomeo, G. Duri, S. Gentili, A. Govoni, P. Klinc, S. Kravanja, G. Laurenzano, L. Lovisa, P. Marotta, F. Ponton, A. Restivo, M. Romanelli, A. Snidarcig, S. Urban, A. Vuan, and D. Zuliani (2005). Seismic monitoring in north-eastern Italy: A ten-year experience, *Seismol. Res. Lett.* **76**, no. 4, 446–454.
- Priolo, E., G. Laurenzano, C. Barnaba, P. Bernardi, L. Moratto, and A. Spinelli (2012). OASIS: The OGS archive system of instrumental seismology, in *Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Sismica Studi teorici ed applicazioni professionali*, M. Mucciarelli (Editor), Aracne Editrice, Ariccia, Roma, 431–445.
- Rovida, A., R. Camassi, P. Gasperini, and M. Stucchi (Editors) (2011). CPT111, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPT1> (last accessed September 2014).
- Schorlemmer, D., F. Mele, and W. Marzocchi (2010). A completeness analysis of the National Seismic Network of Italy, *J. Geophys. Res.* **115**, no. B04308, doi: [10.1029/2008JB006097](https://doi.org/10.1029/2008JB006097).
- Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks, *Geophys. J. Int.* **161**, no. 3, 861–880, doi: [10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x).
- Sugan, M., and L. Peruzza (2011). Distretti sismici del Veneto, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Supplement, s3–s90, ISSN: 0006-6729, [http://www2.ogs.trieste.it/bgta/pdf/bgta0057\\_SUGAN.pdf](http://www2.ogs.trieste.it/bgta/pdf/bgta0057_SUGAN.pdf) (last accessed September 2014).
- Wessel, P., and W. Smith (1991). Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU* **72**, 441–461.
- Woessner, J., and S. Wiemer (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, no. 2, 684–698.
- Working Group MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003, *Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Milano–Roma,

aprile 2004, 65 pp.+5 appendici (in Italian), [http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto\\_conclusivo.pdf](http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto_conclusivo.pdf) (last accessed September 2014).

*E. Priolo*

*M. Romanelli*

*M. P. Plasencia Linares*

*L. Peruzza*

*M. A. Romano*

*P. Bernardi*

*L. Moratto*

*Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)*  
*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*  
*(OGS)*

*Borgo Grotta Gigante 42/C*

*34010 Sgonico*

*Trieste, Italy*

*epriolo@inogs.it*

*M. Garbin*

*P. Marotta*

*D. Zuliani*

*P. Fabris*

*Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)*  
*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*  
*(OGS)*

*via Treviso 55*

*33100 Cussignacco*

*Udine, Italy*

Published Online 24 December 2014

# Electronic Supplement to **Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility: The Collalto Seismic Network**

**by E. Priolo, M. Romanelli, M. P. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, M. A. Romano, P. Marotta, P. Bernardi, L. Moratto, D. Zuliani, and P. Fabris**

The Collalto Seismic Network (Rete Sismica di Collalto, or RSC) is the infrastructure used to monitor the natural and induced seismicity of the natural gas storage concession known as Collalto Stoccaggio, which is located in northeastern Italy. This network was realized and is currently managed by the Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), a public research institute, on behalf of Edison Stoccaggio S.p.A., the storage concession holder.

In our article, we describe the seismic network and the results obtained in the first two years of monitoring, from 1 January 2012 to 31 December 2013.

This electronic supplement provides some additional material about the following topics: the seismic hazard of the study area; some examples of waveforms recorded by the RSC; the 1D velocity model for localizing events using the basic procedure; an analysis of the *P*- and *S*-phase reading uncertainty; a preliminary analysis of the noise level; and the catalog of events recognized in the period 1 January 2012–31 December 2013.

## **Seismic Hazard of the Area**

According to the actual national seismic-hazard map (Working Group MPS, 2004), the area that hosts the Collalto gas storage facility is characterized by medium-high seismic hazard, with conventional values (i.e., horizontal peak ground acceleration on rock site, at 90% probability of nonexceedance in 50 years) of 0.225–0.25 g (**Fig. S1**). The four municipalities affected by the gas storage activity have been included in seismic zone 2 (zone 1 being the most dangerous one) since 1982.

## **Examples of Waveforms Recorded by the RSC**

In this section, we show three examples of the waveforms recorded by the RSC stations. The first two examples refer to the two local events labeled as 107 and 243, which can be classified as weak and very weak, respectively. The parameters of these events are reported in **Table S1**, while their location is shown in **Figure S2**. The waveforms of the two events are displayed in **Figures S3** and **S4**, respectively.

The third example refers to a teleseismic event, the  $M_w$  7.2 earthquake that occurred near the Coast of Guerrero, Mexico, on 19 April 2014 at origin time 14:27:36 UTC (see also <http://www.iris.edu/spud/momenttensor/6703379>; last accessed September 2014), at a distance of about 10,400 km from the RSC. **Figures S5** and **S6**, show the three-component seismograms recorded by stations EDO6 and EDO9, which are equipped with a very broadband sensor with proper period  $T = 120$  s and a compact borehole sensor with proper period extended to  $T = 10$  s, respectively. Thus, the two figures are useful to illustrate both the similar performance of the two sensors (**Fig. S5**) and the excellent performance of the compact sensor, even for the very long periods of a teleseismic event (**Fig.**

S6).

## 1D Velocity Model

The 1D velocity model adopted by the RSC for the so-called zero-level data processing is the same as the regional velocity model adopted by the Northeastern Italy Integrated Seismic Network (NEI), managed by the OGS (Priolo *et al.*, 2005; Bragato *et al.*, 2011). This model is listed in **Table S2**.

## P- and S-phase Reading Uncertainty

**Figure S7** shows the distribution of the picking uncertainty values for the 2012–2013 dataset for the *P* and *S* waves, respectively. The mean/median values for the *P*- and *S*-phase reading uncertainty are about 0.03/0.03 and 0.08/0.07 s, respectively. Note also that the 68% percentile of the uncertainty, which corresponds to the mean plus one standard deviation, has values of 0.15 s and 0.19 s for the *P* and *S* phases, respectively.

## Preliminary Analysis of the Noise Level

We present here a preliminary analysis of the noise level for some of the RSC stations. **Figure S8** shows the probability density diagrams computed by PQLX software (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/pqlx/>; last accessed September 2014) for three stations: EDO6, EDO7, and EDO1 (see also Table 1 and the map in Fig. 1 in the main text). Station EDO6 (Collalto Campo 6) is equipped with a broadband seismometer (Güralp CMG-3T,  $T = 120$  s), which is located at a depth of about 5 m within one of the Edison Stocaggio fields. EDO7 (Nervesa della Battaglia) and EDO1 (Susegana S. Lucia) are both equipped with an extended-band compact borehole seismometer (Güralp CMG-SP1,  $T = 10$  s); sensors are located at depths of 14.5 m and 155 m, respectively. Unlike all the other stations, EDO1 is located within the weakly consolidated alluvial sediments of the Venetian Plain; the well has been set deep in order to overcome this problem.

All the stations show a very good quality level in the period band  $T \geq 2$  s, which is very close to the new low-noise model (NLNM) (**Fig. S8**). In particular, for the broadband station EDO6, the high-quality band extends to the natural period of the sensor (i.e., 120 s). For the other two stations, the signal quality decays progressively at periods longer than the sensor's natural frequency (10 s); however, it still remains below the new high-noise model (NHNM) curve in a large band. In periods from about 0.1 to 2 s, the low noise level stays in the  $-130$  dB and  $-140$  dB range for all the displayed stations. Two facts are notable for this band: (1) a considerable presence of noise can be recognized (see several different higher density curves), and (2) the 150 m deep well of station EDO1 is really effective in reducing the noise to a level comparable to the one featured by the other stations, which are located at a shallow depth on highly consolidated soil or rock.

The same analysis performed on the whole observation period reveals a larger signal dispersion due to several factors, such as local anthropogenic noise, seasonal/weather effects, and temporary malfunctioning of instruments and sensors. A more careful case-by-case analysis is needed in order to interpret data correctly.

## Catalog of Events Recorded in the Period 1 January 2012–31 December 2013

**Table S3** contains the catalog of the events recorded during the period 1 January 2012–31 December 2013.

---

## Figures

**Figure S1.** Seismic hazard map of northeastern Italy (Working Group MPS, 2004). The yellow rectangle indicates the location of the Collalto gas storage license. Large and small labels indicate names of the administrative regions or autonomous provinces and major cities, respectively. For the Veneto region, the municipal administrative borders are shown. Thick-bordered areas in the Veneto show the municipalities entered into seismic zoning in the late 1930s (black color) and early 1980s (red color), respectively.

**Figure S2.** Locations of the local events 107 and 243, respectively, as reported in the full event list contained in Table S3.

**Figure S3.** Waveforms ( $Z$  component) recorded by the RSC station for the local event 107 with magnitude  $M_L$  1.0. Waveforms have been band-pass filtered in the 5–12 Hz frequency band.

**Figure S4.** Same as Figure S3, but for local event 243 with magnitude  $M_L$  –0.3.

**Figure S5.** Three-component waveforms recorded by stations EDO6 and EDO9 for the teleseismic event  $M_W$  7.2, which occurred off the Coast of Guerrero, Mexico, on 19 April 2014 at 14:27:36 UTC.

**Figure S6.** Same as Figure S5 except for the time window 2250–4500 s (total length of 1250 s), corresponding to the arrival of the first surface waves.

**Figure S7.** (a)  $P$ - and (b)  $S$ -phase reading distribution. The bar plots indicate the distribution of the values, and the red curves show the cumulative distribution. The insets show the values of the median, mean, and mean plus/minus the first standard deviation. The latter ones are estimated by assuming that data obey a semi-log distribution.

**Figure S8.** Example of background seismic noise levels estimated by PQLX software for three stations of the RSC network (EDO6, EDO7, and EDO1). Each panel represents one month of data (vertical component) corresponding to the 1 June 2013–30 June 2013 period. The two solid curves represent the new low- and new high-noise models (NLNM and NHNM), respectively (Peterson, 1993).

---

## Tables

**Table S1.** Parameters of the two local events shown in **Figure S2** (waveforms in **Figs. S3** and **S4**). Parameters are as follows: id, sequential identification number; area, area label; date, event date (yyyy/mm/dd); time, event origin time (hh:mm:ss.ss UTC); lat, event latitude ( $^{\circ}$ ); lon, event longitude ( $^{\circ}$ ); depth, event depth;  $M_L$ , event local magnitude ( $M_L$ ); Q, localization quality; GAP, gap of localization; No, number of observations (i.e., phases) used for localizing; Ns, number of stations used for localizing; errh, horizontal error; errv, vertical error; rms, root mean residual; and Location, epicenter municipality.

**Table S2.** One-dimensional regional model adopted by the RSC for localizing events.

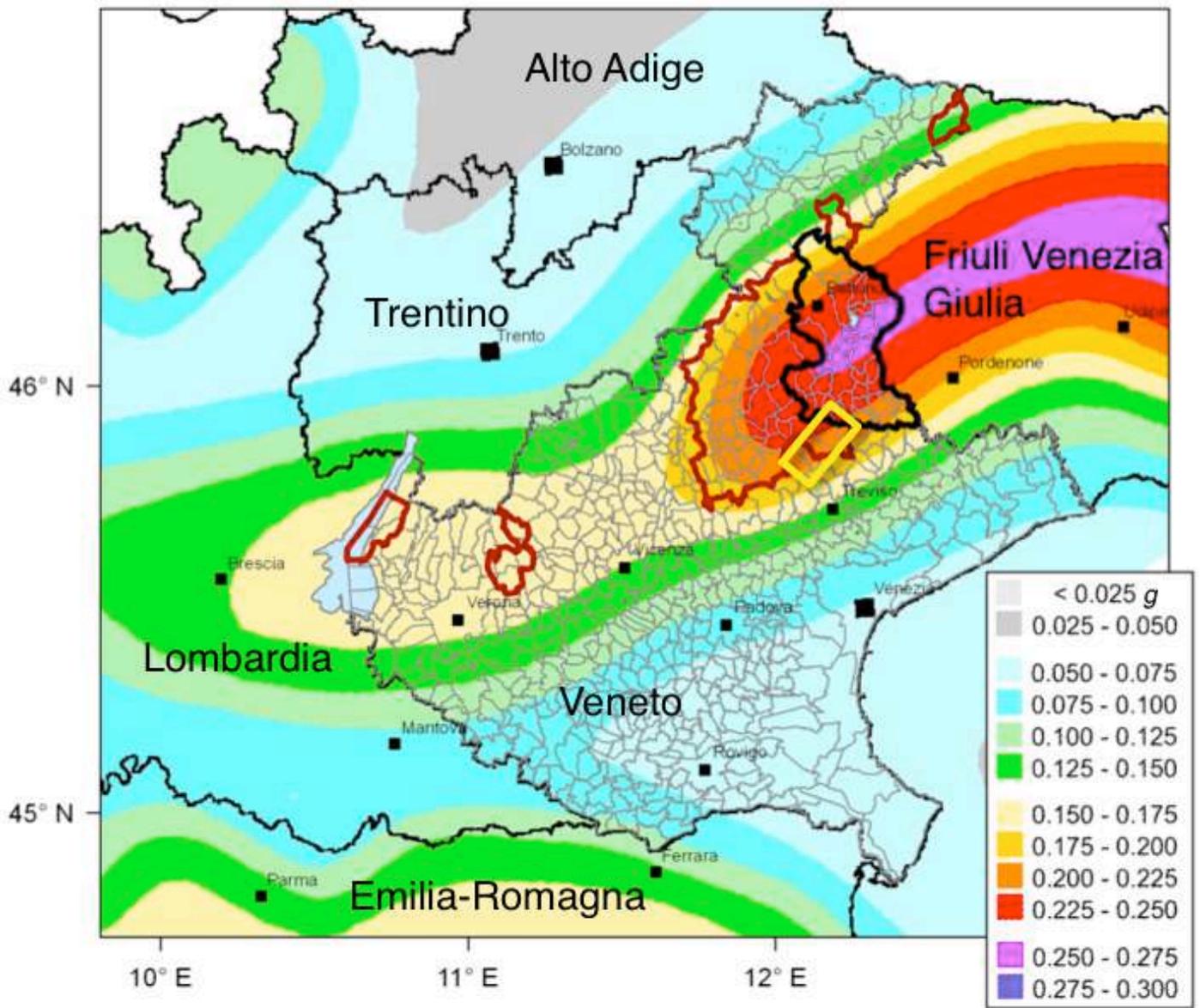
**Table S3** [Plain Text; 32 KB]. Catalog of the events recorded during the period 1 January 2012–31 December 2013. Column heads are as listed for **Table S1**.

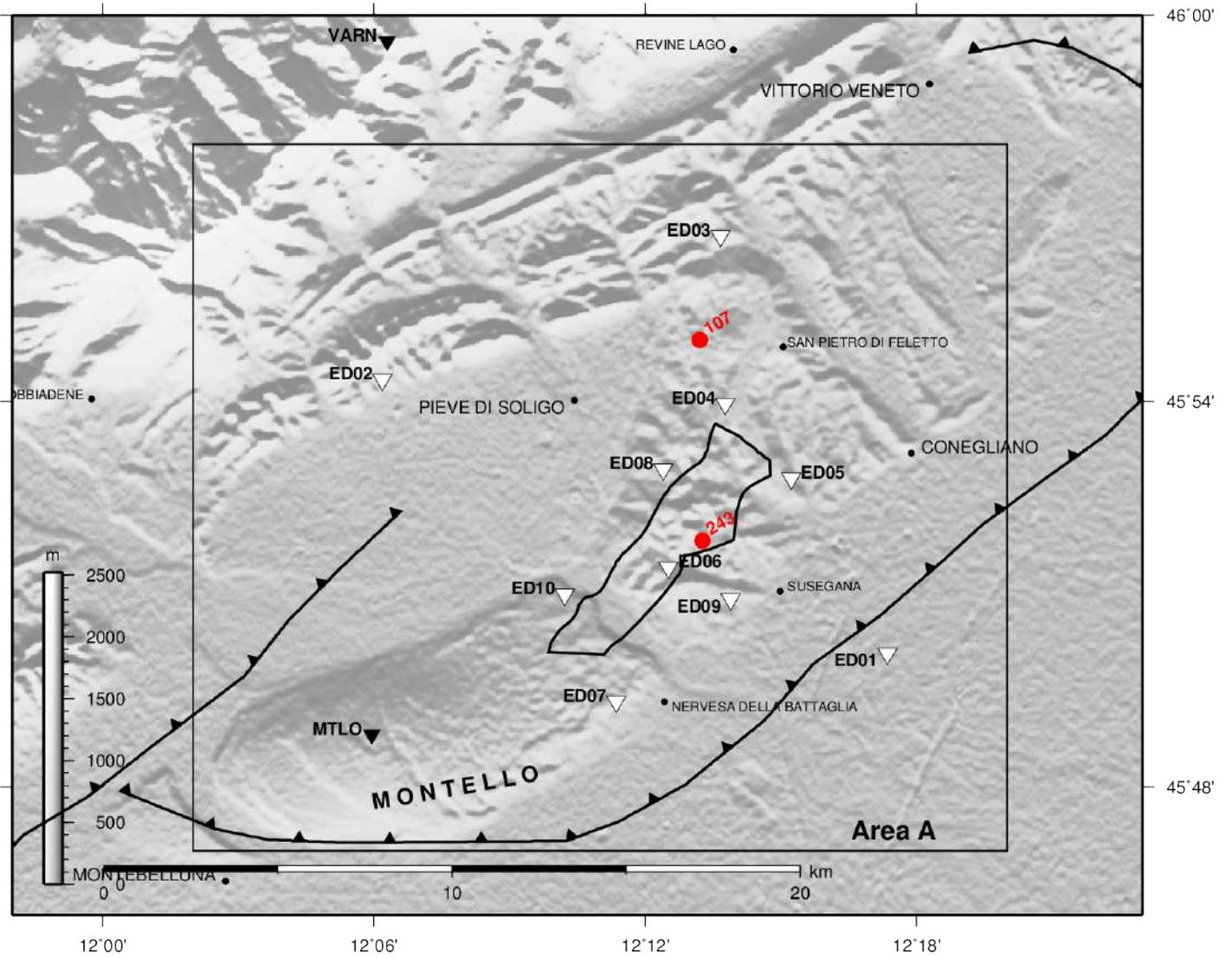
---

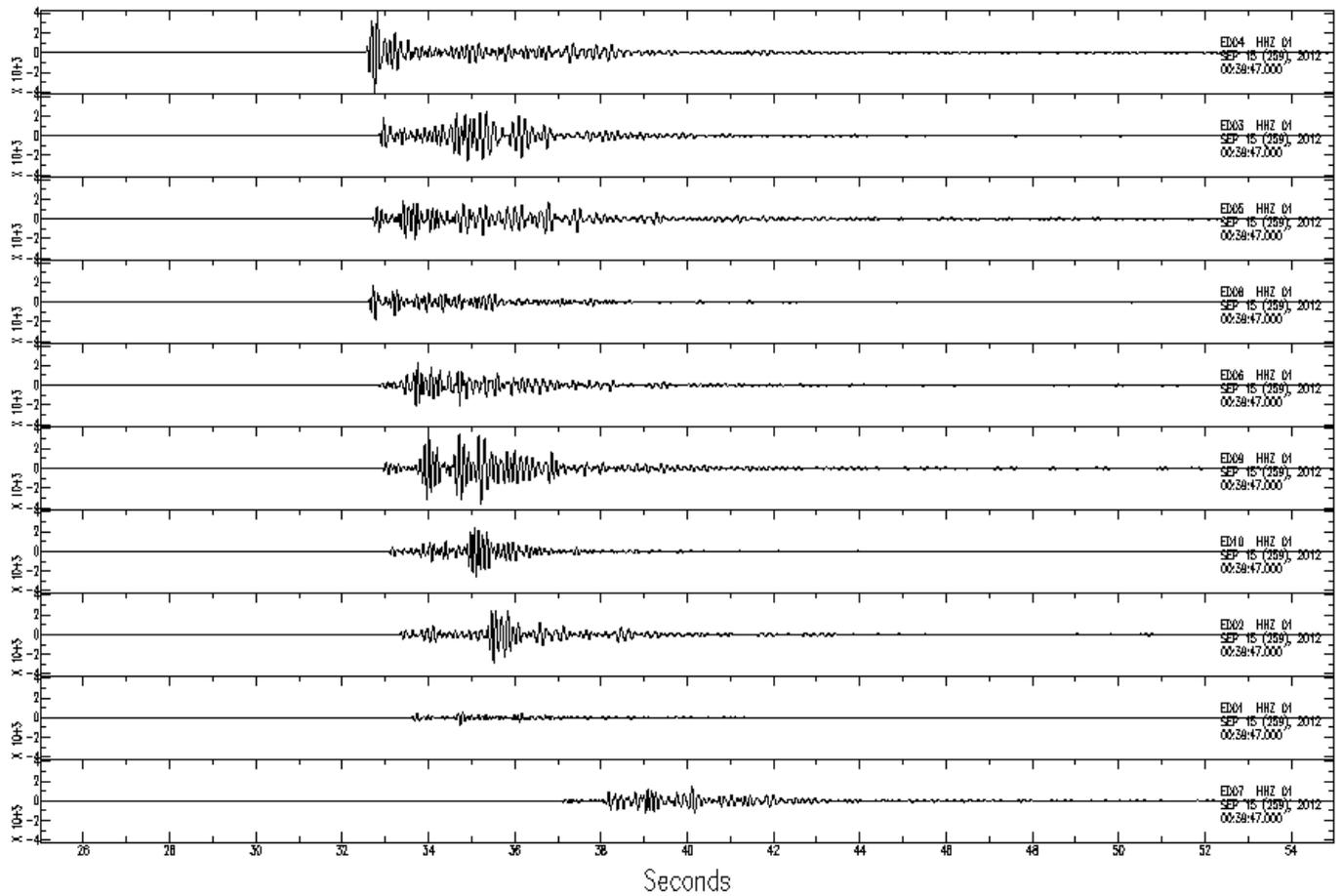
## References

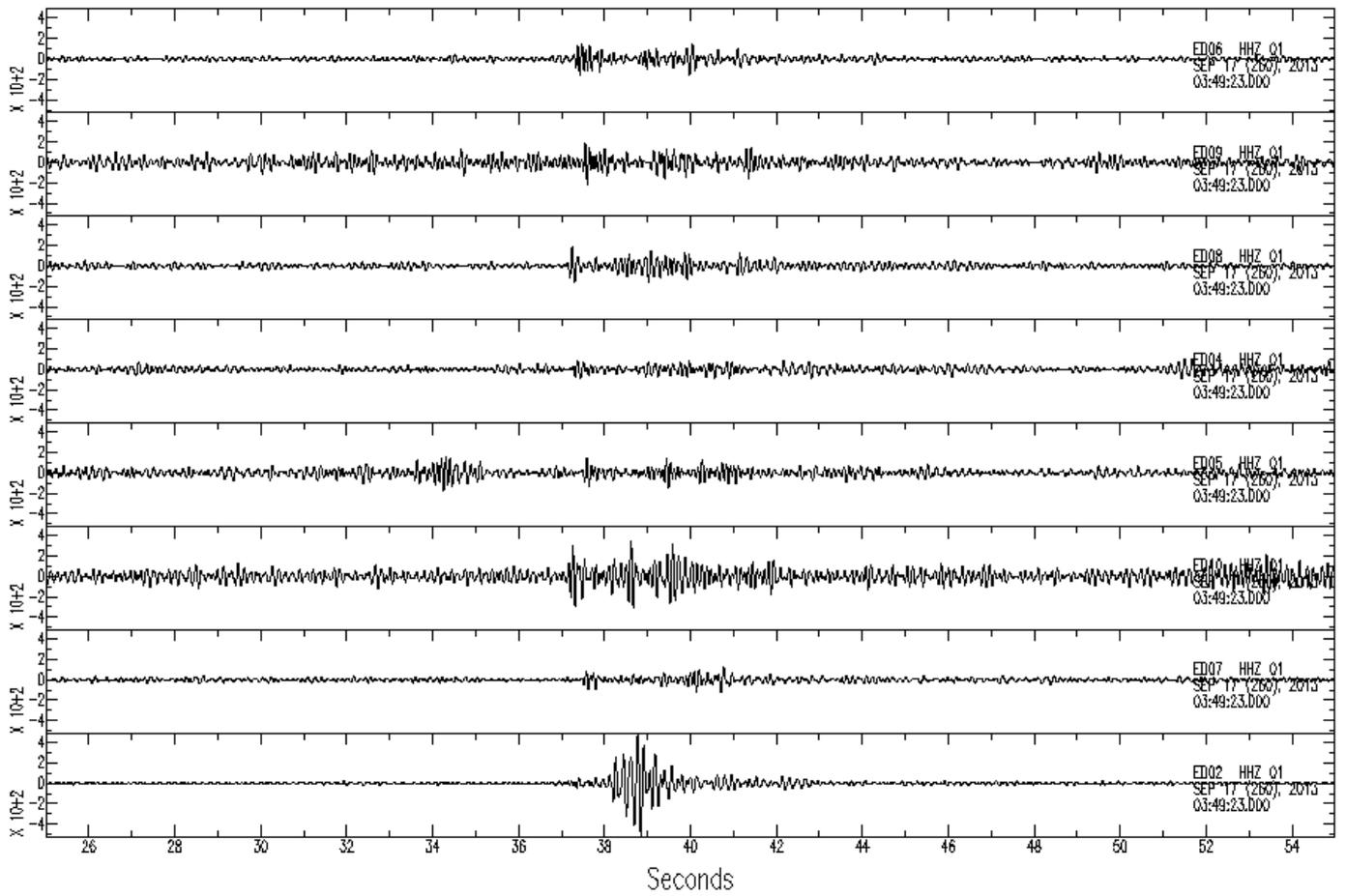
- Bragato, P. L., P. Di Bartolomeo, D. Pesaresi, M. P. Plasencia Linares, and A. Saraò (2011). Acquiring, archiving, analyzing and exchanging seismic data in real time at the Seismological Research Center of the OGS in Italy, *Annals of Geophysics* **54**, no. 1, 67–75, doi: 10.4401/ag-4958
- Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Tech. Rept. 93-322*, 1–95.
- Priolo E., C. Barnaba, P. Bernardi, G. Bernardis, P. L. Bragato, G. Bressan, M. Candido, E. Cazzador, P. Di Bartolomeo, G. Durì, S. Gentili, A. Govoni, P. Klinc, S. Kravanja, G. Laurenzano, L. Lovisa, P. Marotta, F. Ponton, A. Restivo, M. Romanelli, A. Snidarcig, S. Urban, A. Vuan, and D. Zuliani (2005). Seismic monitoring in northeastern Italy: A ten-year experience, *Seismol. Res. Lett.* **76**, no. 4, 446–454.
- Working Group MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003, *Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Milano–Roma, aprile 2004, 65 pp.+5 appendici (in Italian), [http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto\\_conclusivo.pdf](http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/rapporto_conclusivo.pdf) (last accessed September 2014).
- 

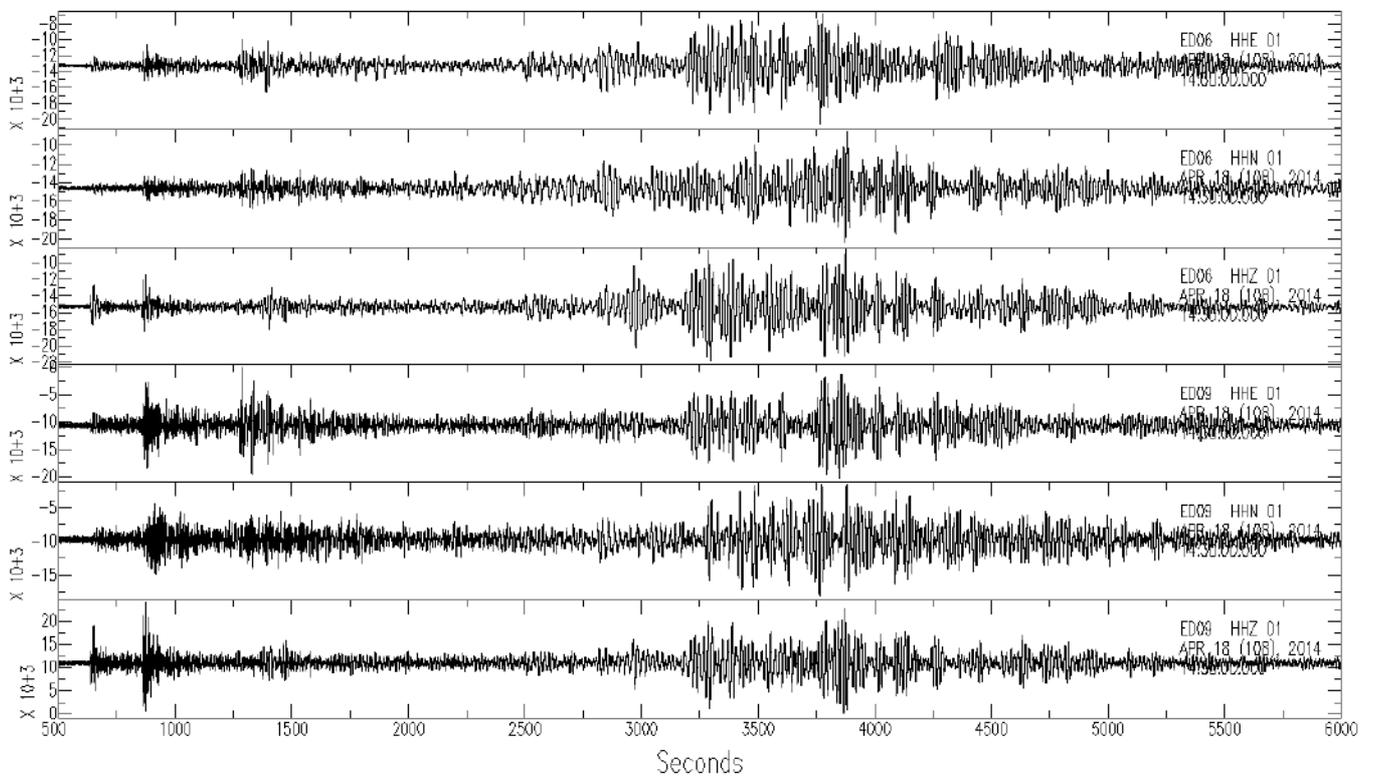
[ **Back** ]

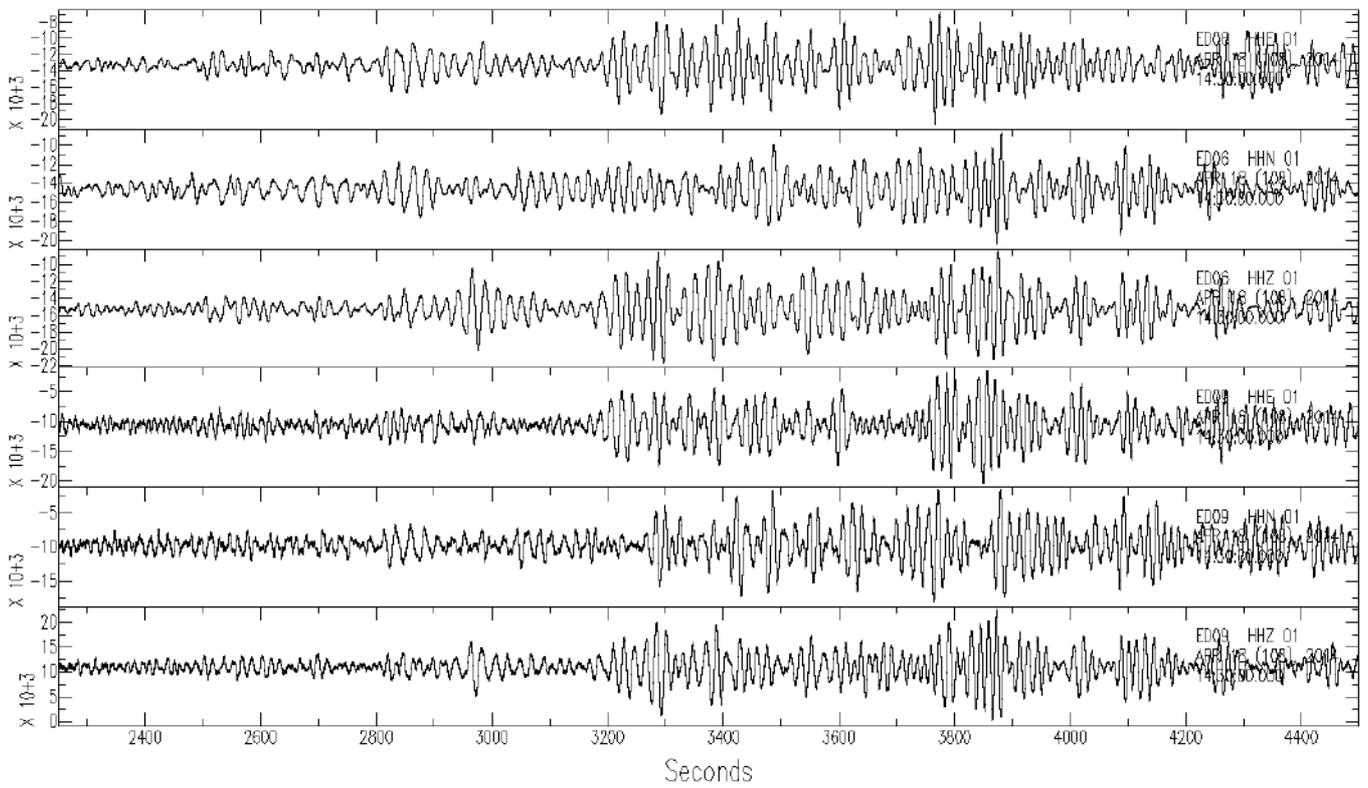


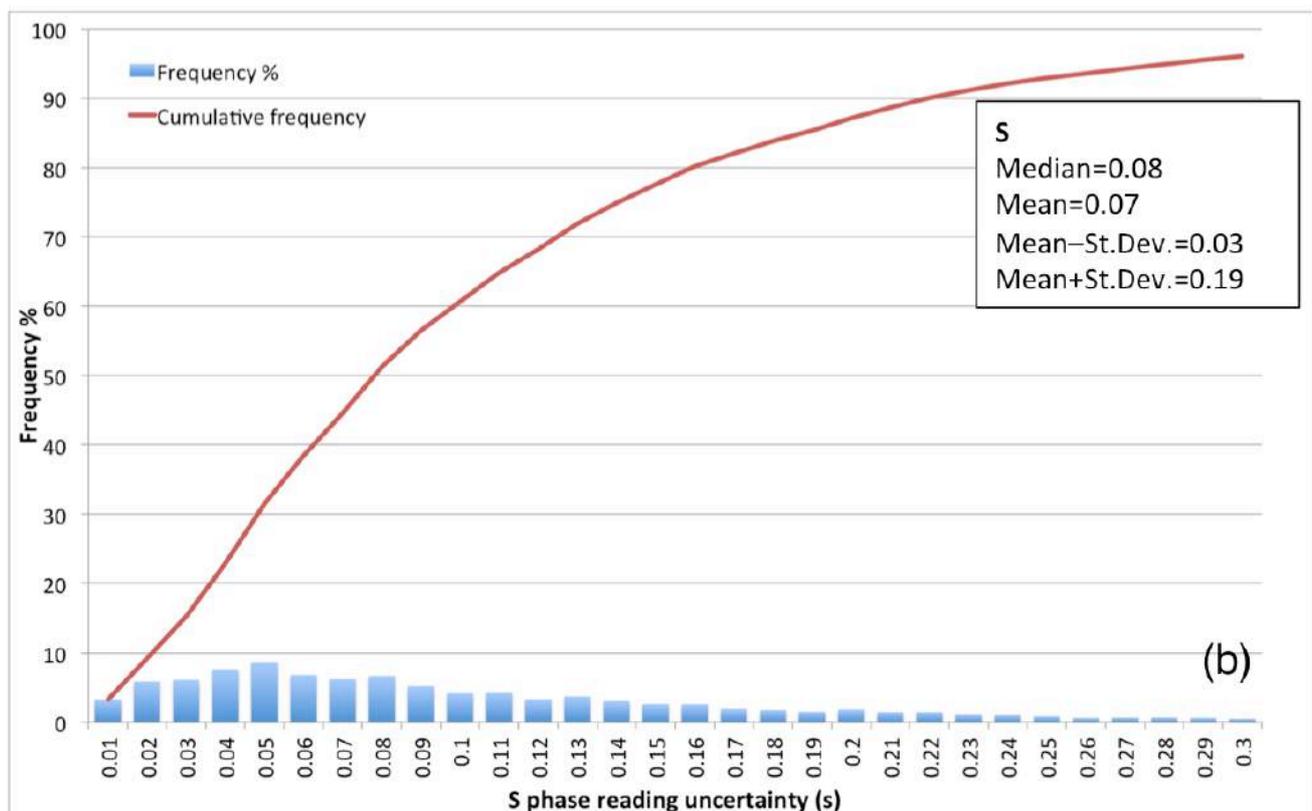
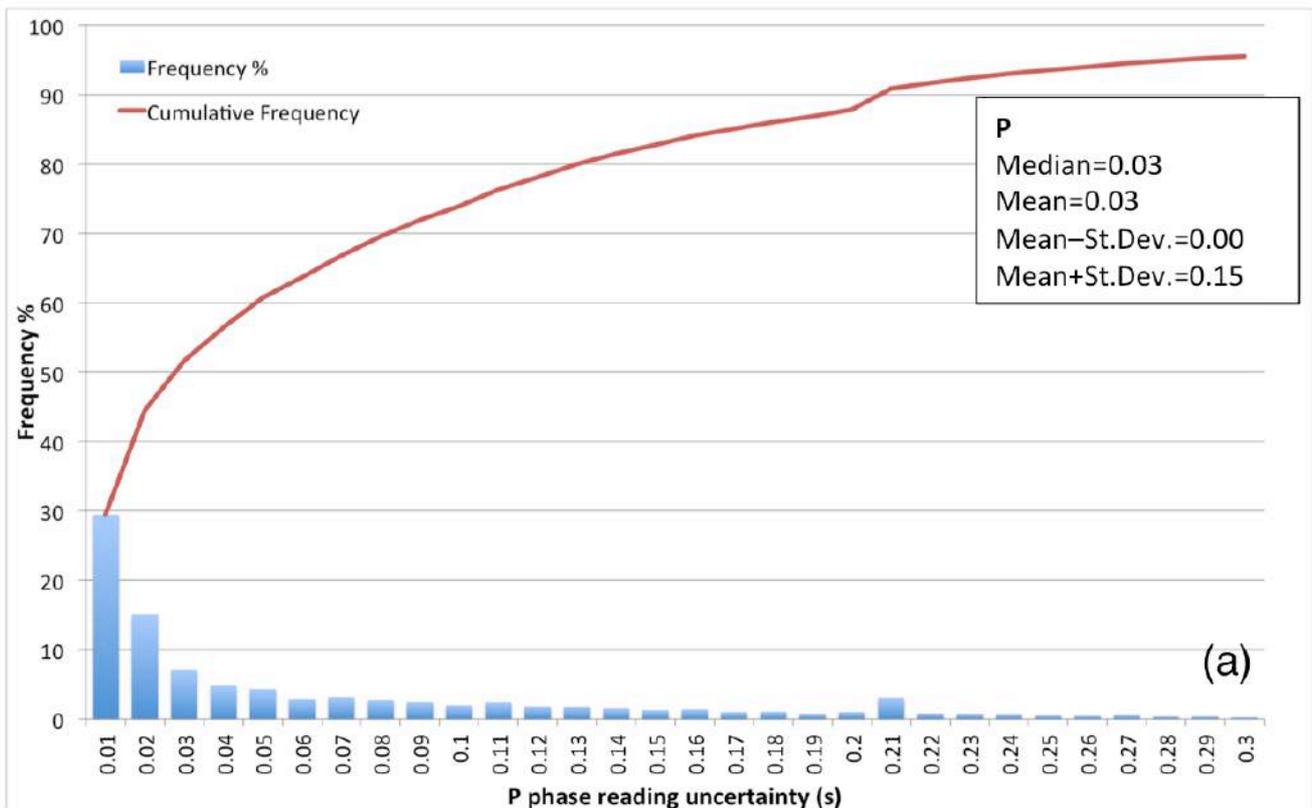


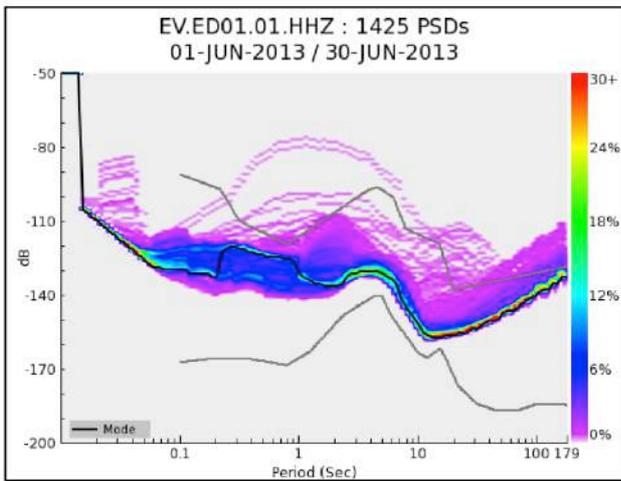
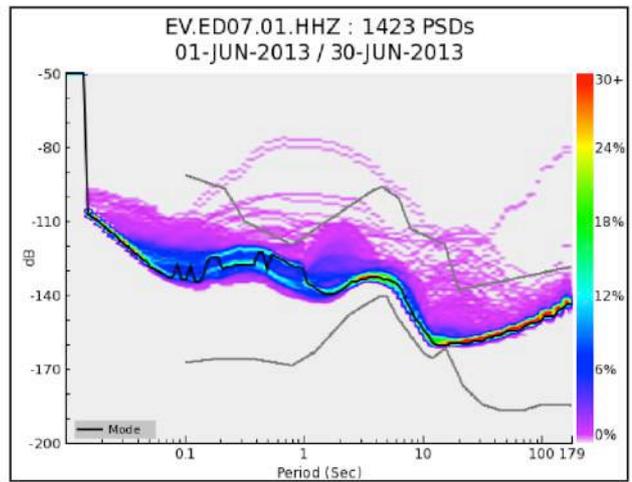
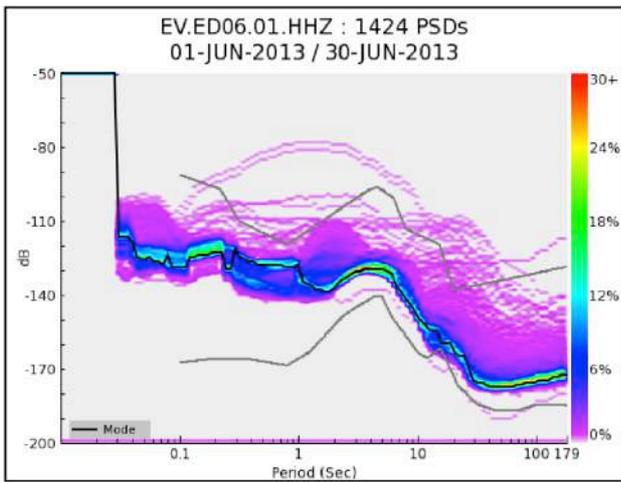












Electronic Supplement to  
**Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility: The Collalto Seismic Network**

by E. Priolo, M. Romanelli, M. P. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, A. Romano, P. Marotta, P. Bernardi, L. Moratto, D. Zuliani, and P. Fabris

**Table S1. Parameters of the two local events shown in Figure S2 (Waveforms in Figures S3 and S4)**

# ID	Area	Date	Time	Lat	Lon	Depth	MI	Q	GAP	No	Ns	errh	errv	rms	Location
107	A	2012/09/15	00:40:17.89	45.916	12.220	10.0	1.0	B	125	26	15	0.8	0.8	0.22	Conegliano (Veneto)
243	A	2013/09/17	03:49:57.60	45.864	12.221	16.0	-0.3	C	100	11	8	2.6	1.2	0.15	Conegliano (Veneto)

---

[ [Back](#) ]

Electronic Supplement to

# Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility: The Collalto Seismic Network

by E. Priolo, M. Romanelli, M. P. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, A. Romano, P. Marotta, P. Bernardi, L. Moratto, D. Zuliani, and P. Fabris

**Table S2. One-Dimensional Regional Model Adopted by the RSC for Localizing Events**

$V_P$ (km/s)	$V_P/V_S$	Layer Thickness (km)
5.85	1.78	22.0
6.80	1.78	17.5
8.00	1.78	half-space

---

[ [Back](#) ]

# Collalto Seismic Network Event List

# -----  
# File generated on: Fri Sep 12 18:05:57 UTC 2014  
# Location Method: Hypo71  
# Earth Model: fri.20100729+

# -----

#	id	Area	date	time	lat	lon	depth	Ml	Q	GAP	No	Ns	errh	errv	rms	Location
	1	B	2012/01/01	18:36:58.87	46.132	11.895	6.2	1.4	C	131	11	7	1.2	4.0	0.23	LE VETTE (VENETO)
	2	B	2012/01/01	19:40:43.53	46.140	11.927	14.6	0.6	D	191	6	3	3.5	6.1	0.29	LE VETTE (VENETO)
	3	B	2012/01/05	12:18:22.92	46.126	12.140	10.4	2.1	C	63	35	24	0.7	2.0	0.36	SEDICO (VENETO)
	4	B	2012/01/05	18:30:27.75	46.090	12.166	3.0	1.1	D	288	6	3	1.7	13.1	0.53	SEDICO (VENETO)
	5	B	2012/01/07	12:02:40.72	46.109	12.362	10.9	1.1	B	114	22	12	0.7	1.9	0.29	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
	6	B	2012/01/08	17:30:18.81	46.097	12.095	10.9	1.7	B	63	28	21	0.5	1.3	0.22	SEDICO (VENETO)
	7	B	2012/01/09	22:13:35.85	45.907	12.001	5.3	0.3	D	328	7	5	6.0	5.8	0.17	VALDOBBIADENE (VENETO)
	8	B	2012/01/11	14:59:51.21	45.906	11.899	11.6	1.1	B	128	11	7	1.3	1.6	0.23	CAVASO DEL TOMBA (VENETO)
	9	-	2012/01/15	23:32:23.47	46.181	12.274	12.6	0.7	B	111	12	7	0.5	1.2	0.12	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
	10	-	2012/01/19	03:36:04.22	46.183	12.275	13.1	0.8	B	144	11	6	0.7	1.9	0.13	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
	11	B	2012/01/30	12:37:00.03	46.159	12.299	11.3	0.9	C	149	13	7	1.5	2.8	0.33	BELLUNO (VENETO)
	12	B	2012/02/14	10:03:31.38	45.704	12.200	0.8	1.1	D	326	10	6	4.2	87.4	0.22	PAESE (VENETO)
	13	-	2012/02/16	21:40:16.11	46.050	11.808	1.4	1.3	D	195	15	9	1.2	20.5	0.28	FONZASO (VENETO)
	14	A	2012/02/17	12:31:03.35	45.894	12.215	11.5	-0.1	B	100	11	8	0.5	0.4	0.04	CONEGLIANO (VENETO)
	15	B	2012/02/21	16:24:29.35	46.092	12.351	7.3	0.8	C	137	10	6	0.9	3.7	0.21	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
	16	B	2012/02/21	18:31:20.50	46.082	12.354	9.3	1.2	B	70	23	15	0.5	1.0	0.19	BOSCO DEL CANSIGLIO (VENETO)
	17	A	2012/02/27	10:35:05.03	45.876	12.172	12.3	-0.2	B	133	7	5	0.5	0.3	0.02	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
	18	B	2012/03/01	15:05:15.96	46.041	12.335	12.0	2.0	B	74	34	20	0.5	0.9	0.21	BOSCO DEL CANSIGLIO (VENETO)
	19	B	2012/03/03	21:14:09.94	45.814	11.938	14.6	0.4	C	217	10	6	1.2	1.3	0.13	ASOLO (VENETO)
	20	B	2012/03/04	01:51:24.54	45.926	11.907	13.4	0.7	D	207	6	4	6.9	2.7	0.17	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
	21	B	2012/03/05	03:47:08.76	45.827	11.933	14.1	0.5	C	217	8	5	2.2	2.0	0.17	ASOLO (VENETO)
	22	B	2012/03/07	17:23:24.56	46.056	11.868	11.6	1.4	B	114	23	13	0.4	1.2	0.18	FELTRE (VENETO)
	23	A	2012/03/15	06:36:27.71	45.963	12.318	6.6	0.5	C	313	6	3	1.3	2.0	0.09	V.VENETO (VENETO)
	24	B	2012/03/17	22:56:22.38	46.061	12.135	4.9	0.8	C	147	16	11	1.0	2.1	0.21	MEL (VENETO)
	25	B	2012/03/24	04:26:11.75	46.038	12.228	13.6	2.3	B	67	38	27	0.5	0.8	0.20	COL VISENTIN (VENETO)
	26	B	2012/03/25	01:15:26.43	46.157	12.214	10.9	0.6	B	135	11	7	0.2	0.8	0.05	BELLUNO (VENETO)
	27	B	2012/03/25	23:43:50.15	46.090	12.084	10.6	1.1	C	330	14	10	1.8	1.9	0.14	SEDICO (VENETO)
	28	A	2012/03/26	21:23:20.07	45.887	12.236	5.0	-0.6	B	143	9	5	0.5	0.4	0.05	CONEGLIANO (VENETO)
	29	B	2012/03/28	12:24:34.92	46.162	12.463	13.0	1.0	B	169	6	3	0.3	0.5	0.03	M.CAVALLO (FRIULI)
	30	B	2012/03/29	11:09:04.57	46.065	12.135	0.2	0.7	D	315	5	4	3.4	151.5	0.13	MEL (VENETO)
	31	B	2012/03/30	02:26:14.61	45.841	12.369	2.3	0.3	D	322	7	5	5.6	17.9	0.14	VAZZOLA (VENETO)
	32	B	2012/04/02	23:25:12.85	46.049	12.135	4.5	1.2	B	111	28	16	0.5	1.3	0.23	MEL (VENETO)
	33	B	2012/04/03	10:34:23.75	46.051	12.168	1.1	0.9	C	123	14	9	1.0	11.3	0.24	MEL (VENETO)
	34	A	2012/04/04	18:56:05.50	45.901	12.212	10.8	-0.0	B	111	14	10	1.0	0.7	0.12	CONEGLIANO (VENETO)
	35	A	2012/04/05	19:57:57.52	45.828	12.238	5.5	0.2	C	249	10	6	0.6	0.4	0.06	SPRESIANO (VENETO)
	36	B	2012/04/06	08:46:36.72	45.878	12.013	13.5	0.3	B	133	9	5	1.3	1.5	0.17	VALDOBBIADENE (VENETO)
	37	B	2012/04/11	04:05:11.51	45.917	12.021	7.3	0.4	D	245	9	6	2.9	5.6	0.24	SEGUSINO (VENETO)
	38	B	2012/04/11	18:50:44.40	46.079	12.319	10.8	1.2	B	91	16	9	0.7	1.9	0.25	COL VISENTIN (VENETO)

39	-	2012/04/15	04:52:09.76	46.181	12.419	9.2	1.0	B	95	23	13	0.3	0.9	0.12	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
40	B	2012/04/17	03:42:32.18	46.140	12.144	3.5	1.1	C	118	20	12	0.8	5.8	0.20	SEDICO (VENETO)
41	A	2012/04/19	03:49:27.57	45.901	12.231	8.1	-0.4	C	218	8	4	2.4	1.4	0.18	CONEGLIANO (VENETO)
42	A	2012/04/22	22:00:59.33	45.903	12.250	10.4	0.0	C	248	10	5	0.6	0.4	0.07	CONEGLIANO (VENETO)
43	A	2012/04/23	19:48:40.05	45.869	12.172	11.1	-0.1	B	124	8	6	1.3	0.8	0.07	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
44	B	2012/04/25	15:36:51.58	46.036	12.003	1.2	0.7	D	259	8	5	1.3	7.9	0.11	LENTIAI (VENETO)
45	B	2012/04/27	01:26:54.55	45.937	11.981	6.1	0.2	C	170	7	5	2.6	5.8	0.31	SEGUSINO (VENETO)
46	B	2012/04/29	09:06:20.19	46.161	12.268	9.3	0.9	B	103	18	10	0.7	2.1	0.23	BELLUNO (VENETO)
47	B	2012/04/29	11:57:41.28	46.156	12.457	9.1	1.3	B	96	17	9	0.8	2.2	0.26	M.CAVALLO (FRIULI)
48	A	2012/04/30	03:51:34.01	45.912	12.214	9.4	0.5	B	80	19	11	1.1	1.1	0.26	CONEGLIANO (VENETO)
49	A	2012/05/02	11:36:53.13	45.917	12.197	9.1	0.1	C	140	8	6	1.3	0.9	0.11	CISON DI VALMARINO (VENETO)
50	A	2012/05/11	11:55:30.37	45.819	12.219	4.4	0.6	C	263	11	7	0.8	0.5	0.09	SPRESIANO (VENETO)
51	B	2012/05/15	13:57:22.92	45.819	11.963	10.7	0.6	D	209	7	5	3.4	1.9	0.07	MONTEBELLUNA (VENETO)
52	B	2012/05/21	01:47:34.00	46.029	12.316	12.7	1.9	B	82	34	20	0.5	0.7	0.17	COL VISENTIN (VENETO)
53	B	2012/05/24	13:40:07.31	46.034	12.310	13.0	1.0	B	125	20	10	0.8	1.1	0.20	COL VISENTIN (VENETO)
54	A	2012/06/02	03:44:37.72	45.919	12.139	5.2	-0.1	D	287	9	5	6.6	7.9	0.20	CISON DI VALMARINO (VENETO)
55	B	2012/06/03	01:20:25.42	45.972	12.232	11.0	0.4	C	247	11	6	0.5	0.3	0.04	V.VENETO (VENETO)
56	B	2012/06/03	01:49:19.10	45.969	12.221	10.0	0.4	C	146	16	9	0.9	1.2	0.22	V.VENETO (VENETO)
57	A	2012/06/04	23:26:53.25	45.850	12.233	7.9	-0.6	D	189	7	5	4.1	1.7	0.15	CONEGLIANO (VENETO)
58	B	2012/06/07	07:16:21.98	45.929	11.922	13.5	0.6	C	183	9	5	1.0	1.0	0.12	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
59	-	2012/06/09	02:04:56.87	46.202	12.457	11.6	4.6	B	58	40	25	0.4	0.6	0.23	BARCIS (FRIULI)
60	A	2012/06/09	19:49:05.33	45.876	12.178	8.5	-0.2	B	108	12	7	0.7	0.8	0.13	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
61	-	2012/06/11	21:58:00.05	46.192	12.459	8.0	0.8	C	200	6	3	0.0	0.0	0.00	BARCIS (FRIULI)
62	-	2012/06/12	08:59:11.08	46.198	12.453	10.7	1.3	B	116	12	6	0.7	1.4	0.17	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
63	-	2012/06/12	09:06:19.56	46.198	12.453	9.7	1.9	B	89	14	8	0.7	1.3	0.20	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
64	-	2012/06/12	18:31:55.00	46.194	12.459	5.8	1.7	C	79	30	15	0.4	1.2	0.22	BARCIS (FRIULI)
65	-	2012/06/12	21:38:12.81	46.207	12.481	10.9	0.9	C	135	13	7	0.8	1.9	0.18	BARCIS (FRIULI)
66	-	2012/06/13	22:24:26.86	46.201	12.455	8.3	1.7	B	69	28	17	0.4	0.8	0.15	BARCIS (FRIULI)
67	B	2012/06/14	21:46:31.05	45.756	12.241	0.2	0.3	D	336	7	4	2.1	62.9	0.09	SPRESIANO (VENETO)
68	A	2012/06/15	09:36:55.97	45.877	12.203	10.6	-0.0	B	105	12	7	0.6	0.5	0.08	CONEGLIANO (VENETO)
69	-	2012/06/15	16:38:10.26	46.199	12.440	9.6	1.9	B	57	34	18	0.3	0.7	0.16	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
70	-	2012/06/15	17:31:29.00	46.209	12.435	12.4	0.7	C	165	6	3	1.7	2.2	0.13	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
71	-	2012/06/16	12:28:16.70	46.195	12.458	6.9	1.4	B	98	21	11	0.6	1.8	0.27	BARCIS (FRIULI)
72	-	2012/06/16	19:41:24.65	46.206	12.464	11.2	1.2	B	126	18	10	0.5	1.0	0.14	BARCIS (FRIULI)
73	-	2012/06/20	01:17:58.01	46.175	12.279	12.4	1.2	B	99	21	11	0.2	0.6	0.09	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
74	B	2012/06/20	05:16:28.74	45.882	12.029	13.1	0.6	B	124	14	7	0.4	0.6	0.09	VALDOBBIADENE (VENETO)
75	B	2012/06/20	05:21:53.73	45.882	12.024	12.2	0.4	B	126	10	6	0.5	0.8	0.09	VALDOBBIADENE (VENETO)
76	A	2012/06/24	20:48:03.11	45.817	12.282	3.7	-0.2	C	313	8	4	0.7	0.9	0.05	SPRESIANO (VENETO)
77	-	2012/06/26	02:09:07.28	46.205	12.406	13.3	0.6	C	149	8	4	1.1	1.8	0.17	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
78	B	2012/06/27	19:27:34.14	46.166	12.175	7.4	0.6	D	216	7	4	3.2	5.5	0.19	SEDICO (VENETO)
79	A	2012/06/28	06:55:36.80	45.881	12.040	11.5	0.4	B	128	6	3	0.6	1.2	0.07	VALDOBBIADENE (VENETO)
80	-	2012/06/28	14:17:12.96	46.204	12.474	8.1	1.1	B	90	19	11	0.6	1.7	0.22	BARCIS (FRIULI)
81	B	2012/06/28	16:43:36.46	45.984	12.203	12.9	0.6	C	240	14	7	0.7	0.6	0.09	V.VENETO (VENETO)
82	A	2012/07/01	16:31:53.02	45.875	12.197	10.0	0.0	B	138	11	6	0.9	0.6	0.09	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
83	-	2012/07/05	00:24:21.46	46.202	12.450	11.0	0.8	B	116	20	10	0.6	1.2	0.20	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)

84	-	2012/07/05	04:46:07.68	46.206	12.404	13.9	0.5	C	147	8	4	1.5	2.3	0.22	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
85	-	2012/07/06	03:20:46.90	46.170	12.043	14.3	0.7	D	190	12	6	3.3	5.2	0.64	GOSALDO (VENETO)
86	-	2012/07/06	10:01:01.37	46.199	12.442	11.2	0.7	C	169	6	3	2.1	3.2	0.18	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
87	B	2012/07/07	10:03:23.09	46.069	11.953	13.9	0.7	C	168	9	7	1.9	3.9	0.29	FELTRE (VENETO)
88	A	2012/07/09	15:28:17.17	45.830	12.242	6.5	-0.0	C	309	9	5	0.4	0.2	0.02	SPRESIANO (VENETO)
89	A	2012/07/09	16:22:16.30	45.841	12.248	6.8	0.1	C	293	8	4	0.2	0.1	0.01	CONEGLIANO (VENETO)
90	-	2012/07/12	12:37:18.36	46.199	12.451	8.8	0.5	C	197	6	3	0.2	0.3	0.02	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
91	-	2012/07/14	15:12:39.62	46.204	12.449	8.5	1.8	C	67	29	18	0.8	1.7	0.40	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
92	-	2012/07/14	17:07:41.60	46.204	12.485	6.8	0.8	C	181	6	3	0.2	0.4	0.02	BARCIS (FRIULI)
93	B	2012/07/17	00:20:49.09	45.987	12.106	13.3	-0.4	D	214	7	4	4.4	1.4	0.15	CISON DI VALMARINO (VENETO)
94	-	2012/07/19	01:26:57.24	46.206	12.471	4.9	0.9	C	83	16	10	0.9	2.9	0.35	BARCIS (FRIULI)
95	B	2012/07/19	21:09:33.15	46.083	12.067	18.5	0.8	D	329	13	8	6.2	4.9	0.31	S.GIUSTINA. (VENETO)
96	B	2012/07/20	09:30:49.96	46.165	12.455	12.1	1.0	B	173	6	3	0.6	1.0	0.06	M.CAVALLO (FRIULI)
97	-	2012/07/21	06:24:24.73	46.171	12.462	2.2	0.8	C	239	5	3	0.1	0.9	0.01	BARCIS (FRIULI)
98	-	2012/07/25	19:04:47.91	46.009	11.777	2.6	1.4	C	176	21	12	2.1	14.4	0.49	FONZASO (VENETO)
99	B	2012/07/25	22:48:50.65	45.764	12.069	0.2	0.7	D	246	12	8	5.5	153.4	0.50	MONTEBELLUNA (VENETO)
100	B	2012/08/02	02:34:32.38	46.054	12.004	6.2	0.6	C	212	19	10	1.3	1.8	0.14	LENTIAI (VENETO)
101	B	2012/08/11	11:09:24.08	45.976	12.302	10.9	0.1	C	296	8	4	0.8	0.7	0.04	V.VENETO (VENETO)
102	B	2012/08/11	14:32:50.51	45.974	12.317	9.2	0.4	C	320	14	7	0.6	0.5	0.07	V.VENETO (VENETO)
103	B	2012/08/20	08:56:32.16	45.973	11.975	11.1	1.2	C	285	16	8	0.9	0.8	0.10	SEGUSINO (VENETO)
104	-	2012/08/31	13:59:57.74	45.745	11.777	12.7	1.5	B	118	13	7	0.8	1.7	0.14	ROSE (VENETO)
105	B	2012/09/08	00:24:31.89	46.092	12.103	0.9	1.0	C	156	23	13	0.6	18.4	0.21	SEDICO (VENETO)
106	A	2012/09/11	21:58:12.99	45.832	12.172	10.0	0.2	C	162	23	12	0.9	0.8	0.20	VOLPAGO (VENETO)
107	A	2012/09/15	00:40:17.89	45.916	12.220	10.0	1.0	B	125	26	15	0.8	0.8	0.22	CONEGLIANO (VENETO)
108	B	2012/09/18	03:00:29.78	45.812	12.019	11.7	0.2	C	223	9	5	1.0	1.2	0.12	MONTEBELLUNA (VENETO)
109	B	2012/09/22	10:00:52.52	46.077	11.986	4.1	0.8	C	217	12	6	2.1	4.5	0.16	LENTIAI (VENETO)
110	-	2012/09/24	17:47:52.91	45.896	11.830	14.0	1.0	C	214	13	7	2.1	0.7	0.11	CAVASO DEL TOMBA (VENETO)
111	B	2012/09/28	13:03:16.78	46.165	12.350	12.1	0.9	C	168	17	9	0.9	1.2	0.19	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
112	B	2012/09/28	14:27:57.61	45.943	12.003	11.0	0.5	B	169	12	6	0.6	0.9	0.12	SEGUSINO (VENETO)
113	-	2012/10/15	04:25:49.43	46.133	12.543	13.8	0.5	B	149	13	7	0.6	0.8	0.13	M.CAVALLO (FRIULI)
114	A	2012/10/15	18:13:52.27	45.899	12.210	9.6	0.1	B	127	13	7	0.6	0.5	0.08	CONEGLIANO (VENETO)
115	A	2012/10/18	03:29:20.76	45.891	12.050	12.4	0.3	C	270	12	6	1.1	0.8	0.12	VALDOBBIADENE (VENETO)
116	B	2012/10/18	13:12:04.98	45.928	11.957	12.3	0.9	B	171	11	7	0.2	0.3	0.03	SEGUSINO (VENETO)
117	B	2012/10/18	17:17:54.09	45.926	11.959	12.5	0.6	B	169	12	6	0.4	0.4	0.06	SEGUSINO (VENETO)
118	A	2012/10/19	12:51:56.89	45.965	12.150	13.1	0.1	B	171	6	3	0.8	0.3	0.03	CISON DI VALMARINO (VENETO)
119	B	2012/10/23	21:13:31.51	46.084	11.877	1.8	0.8	D	215	12	7	3.2	40.0	0.43	LE VETTE (VENETO)
120	-	2012/10/27	04:37:37.24	46.161	12.487	0.6	1.2	C	95	18	10	0.7	18.1	0.26	M.CAVALLO (FRIULI)
121	B	2012/10/27	12:31:45.15	46.127	12.036	0.1	1.0	D	336	11	6	2.3	198.8	0.29	S.GIUSTINA. (VENETO)
122	B	2012/10/29	10:34:22.69	46.054	12.440	24.3	1.1	C	328	8	4	1.9	2.3	0.06	BOSCO DEL CANSIGLIO (VENETO)
123	-	2012/11/12	09:56:48.29	46.172	12.479	10.3	1.0	B	115	10	5	1.4	2.9	0.26	BARCIS (FRIULI)
124	B	2012/11/12	19:39:59.07	46.153	12.339	4.7	0.9	C	201	6	3	0.6	1.4	0.02	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
125	A	2012/11/13	06:16:11.76	45.857	12.115	13.0	0.2	C	250	8	4	0.9	0.5	0.06	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
126	B	2012/11/16	16:06:04.68	45.811	11.962	12.2	1.2	C	213	20	11	0.6	0.6	0.09	MONTEBELLUNA (VENETO)
127	B	2012/11/16	16:50:19.12	45.820	11.959	12.9	0.5	C	209	8	4	1.2	1.5	0.12	MONTEBELLUNA (VENETO)
128	-	2012/11/17	16:00:56.22	46.184	12.446	7.3	0.7	C	210	6	3	0.3	0.6	0.02	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)

129	-	2012/11/18	02:41:09.39	46.198	12.436	11.7	0.5	D	225	6	3	4.0	4.8	0.14	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
130	-	2012/11/22	09:30:29.94	46.188	12.281	9.8	0.4	C	170	6	3	2.4	1.9	0.11	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
131	B	2012/11/24	07:29:10.71	46.128	12.189	11.4	1.0	B	128	18	9	0.9	1.9	0.25	SEDICO (VENETO)
132	B	2012/11/26	11:01:27.42	45.745	12.087	6.7	1.8	C	246	24	13	1.3	2.0	0.20	PAESE (VENETO)
133	B	2012/11/26	11:08:33.51	45.738	12.073	3.8	0.8	C	322	14	7	0.6	1.1	0.08	VEDELAGO (VENETO)
134	B	2012/11/26	13:23:45.63	45.724	12.092	0.5	0.8	D	272	10	5	1.2	21.3	0.11	PAESE (VENETO)
135	B	2012/11/26	13:54:31.88	45.735	12.090	4.2	1.3	C	265	21	11	1.0	2.3	0.13	PAESE (VENETO)
136	B	2012/11/26	14:30:09.37	45.743	12.070	5.7	0.6	C	322	8	4	1.0	1.2	0.07	VEDELAGO (VENETO)
137	B	2012/11/26	15:43:55.19	45.725	12.097	6.5	1.8	C	267	22	12	1.0	1.8	0.13	PAESE (VENETO)
138	B	2012/11/26	15:46:39.18	45.738	12.071	4.4	1.4	C	320	19	10	0.8	1.2	0.12	VEDELAGO (VENETO)
139	-	2012/12/01	18:10:24.06	46.196	12.464	7.3	0.5	C	219	8	4	1.1	2.2	0.08	BARCIS (FRIULI)
140	B	2012/12/02	01:10:36.27	45.855	11.886	6.9	0.6	D	193	10	7	2.5	2.2	0.31	CAVASO DEL TOMBA (VENETO)
141	-	2012/12/02	02:06:28.85	46.187	12.212	1.0	0.9	D	339	16	8	2.3	51.8	0.77	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
142	B	2012/12/09	02:14:30.06	45.961	11.863	1.2	1.1	C	156	18	10	1.1	12.2	0.36	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
143	B	2012/12/11	16:15:39.92	46.121	12.368	9.1	1.0	C	141	15	8	0.9	2.0	0.21	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
144	B	2012/12/12	20:21:29.06	46.109	12.345	12.6	1.1	B	119	20	10	0.4	0.9	0.14	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
145	B	2012/12/14	16:39:23.92	45.966	11.849	0.9	1.3	D	182	16	11	1.8	18.8	0.25	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
146	B	2012/12/18	19:58:01.71	45.777	12.274	5.9	1.7	C	260	23	13	1.0	1.0	0.19	SPRESIANO (VENETO)
147	A	2012/12/19	12:21:11.05	45.863	12.187	10.7	-0.0	A	84	18	9	0.5	0.4	0.09	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
148	A	2012/12/30	13:22:19.36	45.936	12.229	10.0	-0.3	B	173	10	5	0.8	0.5	0.06	V.VENETO (VENETO)
149	A	2012/12/30	16:56:10.04	45.948	12.243	8.7	-0.2	C	256	8	4	0.5	0.3	0.04	V.VENETO (VENETO)
150	A	2012/12/30	17:21:37.36	45.951	12.250	10.0	0.1	C	263	10	5	0.9	0.7	0.08	V.VENETO (VENETO)
151	A	2012/12/31	10:21:28.90	45.871	12.255	7.3	-0.1	C	154	10	6	2.1	1.2	0.18	CONEGLIANO (VENETO)
152	A	2012/12/31	12:24:24.58	45.959	12.229	8.8	0.3	C	230	15	8	1.0	0.8	0.15	V.VENETO (VENETO)
153	A	2012/12/31	12:24:49.68	45.955	12.252	9.4	0.4	C	257	13	7	0.8	0.5	0.09	V.VENETO (VENETO)
154	A	2012/12/31	12:25:22.49	45.952	12.255	9.2	-	C	267	8	4	0.6	0.4	0.04	V.VENETO (VENETO)
155	A	2012/12/31	13:20:34.57	45.954	12.249	9.2	0.1	C	263	8	4	0.9	0.6	0.07	V.VENETO (VENETO)
156	A	2012/12/31	14:14:56.31	45.944	12.229	7.6	-0.4	D	240	9	5	2.9	2.0	0.29	V.VENETO (VENETO)
157	A	2013/01/01	04:07:18.54	45.955	12.250	9.4	0.0	C	247	10	6	1.3	0.8	0.11	V.VENETO (VENETO)
158	A	2013/01/01	04:29:45.71	45.958	12.247	8.3	-0.1	C	247	9	5	1.5	1.1	0.13	V.VENETO (VENETO)
159	A	2013/01/01	04:29:45.39	45.952	12.249	10.0	-0.2	C	234	9	5	1.3	0.9	0.11	V.VENETO (VENETO)
160	A	2013/01/01	08:22:38.14	45.963	12.280	6.4	0.3	C	273	12	6	1.5	1.5	0.19	V.VENETO (VENETO)
161	A	2013/01/01	10:10:39.97	45.952	12.241	9.4	-0.1	C	255	9	5	0.8	0.5	0.06	V.VENETO (VENETO)
162	A	2013/01/02	03:39:05.60	45.957	12.255	9.5	-0.1	C	268	10	5	0.9	0.6	0.09	V.VENETO (VENETO)
163	A	2013/01/02	03:47:18.44	45.956	12.278	10.0	0.1	D	249	10	6	2.7	2.7	0.25	V.VENETO (VENETO)
164	A	2013/01/02	04:46:24.73	45.966	12.266	8.0	-0.0	C	249	12	7	1.6	1.3	0.20	V.VENETO (VENETO)
165	A	2013/01/02	06:02:04.42	45.940	12.229	9.3	-0.6	D	203	6	3	3.0	0.6	0.05	V.VENETO (VENETO)
166	B	2013/01/02	23:15:31.60	46.140	12.429	0.5	1.0	D	300	9	6	2.5	63.5	0.13	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
167	A	2013/01/04	03:10:46.41	45.959	12.199	8.4	0.1	C	298	11	6	1.9	0.9	0.13	CISON DI VALMARINO (VENETO)
168	B	2013/01/05	22:46:28.64	45.968	12.273	12.2	0.2	C	282	6	3	1.9	0.9	0.06	V.VENETO (VENETO)
169	B	2013/01/17	14:32:18.22	45.709	12.249	6.0	0.9	D	326	11	7	3.0	4.8	0.14	TREVISO NORD (VENETO)
170	B	2013/01/22	13:08:34.19	45.968	12.169	12.2	0.9	C	221	13	7	0.6	0.4	0.06	CISON DI VALMARINO (VENETO)
171	B	2013/01/22	13:09:35.01	45.969	12.170	11.9	0.5	C	222	12	7	0.4	0.3	0.04	CISON DI VALMARINO (VENETO)
172	A	2013/01/23	19:49:23.52	45.928	12.082	11.2	0.4	C	228	8	4	0.5	0.3	0.04	CISON DI VALMARINO (VENETO)
173	A	2013/01/29	23:56:54.28	45.950	12.113	12.0	0.0	C	194	8	5	0.8	0.5	0.04	CISON DI VALMARINO (VENETO)

174	-	2013/01/30	00:33:09.52	45.971	11.804	5.0	1.5	C	105	26	17	0.8	2.4	0.27	ARSIE (VENETO)
175	B	2013/01/30	13:45:39.86	45.947	12.005	11.7	0.6	C	282	9	5	1.4	1.0	0.08	SEGUSINO (VENETO)
176	B	2013/02/01	04:01:38.30	45.934	11.977	12.0	0.6	C	341	7	4	2.2	1.2	0.07	SEGUSINO (VENETO)
177	B	2013/02/02	19:01:05.92	45.755	12.400	23.6	0.9	D	334	6	6	9.3	8.6	0.02	S.POLO DI PIAVE (VENETO)
178	B	2013/02/03	07:47:26.05	46.092	12.047	0.6	1.3	C	161	26	16	0.5	22.0	0.18	S.GIUSTINA. (VENETO)
179	A	2013/02/09	15:40:52.01	45.872	12.040	12.1	0.4	C	297	12	7	0.7	0.5	0.07	VALDOBBIADENE (VENETO)
180	B	2013/02/09	16:16:13.69	45.871	12.032	12.5	0.4	C	301	13	8	0.7	0.5	0.07	VALDOBBIADENE (VENETO)
181	A	2013/02/09	20:34:35.23	45.872	12.042	12.3	0.8	C	296	13	8	0.6	0.4	0.06	VALDOBBIADENE (VENETO)
182	B	2013/02/09	20:49:07.19	45.873	12.031	11.0	0.2	C	302	11	6	1.0	0.9	0.09	VALDOBBIADENE (VENETO)
183	A	2013/02/10	03:07:38.55	45.886	12.051	12.2	0.5	B	112	18	11	0.5	0.6	0.10	VALDOBBIADENE (VENETO)
184	B	2013/02/10	20:19:19.03	46.155	12.399	5.7	1.2	C	310	15	8	1.1	2.9	0.23	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
185	B	2013/02/13	03:17:42.62	46.155	12.305	11.5	0.7	B	171	7	4	0.5	1.3	0.07	BELLUNO (VENETO)
186	B	2013/02/14	08:00:15.21	45.998	12.440	10.0	1.1	D	183	20	10	1.7	1.6	0.38	CORDIGNANO (VENETO)
187	B	2013/02/16	04:30:26.31	46.094	12.247	6.7	0.5	C	168	9	5	0.9	4.0	0.20	BELLUNO (VENETO)
188	-	2013/02/17	23:26:08.70	46.200	12.452	11.1	1.1	B	80	15	8	0.8	1.3	0.24	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
189	-	2013/02/18	00:30:42.25	46.144	12.500	8.3	0.7	C	197	9	5	1.7	3.0	0.22	M.CAVALLO (FRIULI)
190	-	2013/02/18	02:58:19.82	46.209	12.446	12.3	1.4	B	66	30	17	0.6	0.9	0.28	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
191	-	2013/02/18	02:59:24.37	46.194	12.457	8.7	0.1	B	126	8	4	0.2	0.4	0.03	BARCIS (FRIULI)
192	B	2013/02/24	07:56:44.74	45.893	11.916	12.7	1.4	B	133	21	12	0.9	1.2	0.25	CAVASO DEL TOMBA (VENETO)
193	B	2013/03/03	04:15:20.27	46.034	12.290	13.0	0.5	B	129	8	4	1.1	1.9	0.16	COL VISENTIN (VENETO)
194	-	2013/03/07	10:58:11.01	45.693	12.328	1.5	0.8	D	347	7	4	2.2	27.0	0.15	TREVISO NORD (VENETO)
195	A	2013/03/07	17:10:56.76	45.958	12.253	11.7	0.2	C	267	8	4	0.6	0.4	0.04	V.VENETO (VENETO)
196	B	2013/03/12	11:53:00.56	45.919	11.866	22.6	0.7	C	196	12	6	2.4	1.6	0.22	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
197	B	2013/03/15	21:00:43.59	45.842	12.026	13.1	-	C	243	6	3	0.6	0.5	0.03	VALDOBBIADENE (VENETO)
198	B	2013/03/17	01:40:42.36	45.965	11.932	8.8	0.8	D	210	15	9	1.8	2.9	0.33	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
199	A	2013/03/17	10:02:26.13	45.944	12.237	10.7	-0.3	C	249	10	5	0.8	0.6	0.08	V.VENETO (VENETO)
200	B	2013/03/18	14:48:54.86	46.161	12.396	11.2	1.2	C	142	14	7	1.0	1.8	0.24	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
201	B	2013/03/19	06:00:01.09	46.163	12.401	11.2	1.2	C	145	19	10	0.8	1.4	0.22	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
202	B	2013/03/23	01:29:00.26	45.977	12.263	11.1	0.2	C	278	8	4	1.2	0.9	0.07	V.VENETO (VENETO)
203	-	2013/03/23	07:10:12.52	46.184	12.415	9.6	0.9	B	96	12	6	0.4	1.1	0.11	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
204	B	2013/03/23	11:01:13.09	46.059	12.213	13.1	0.7	B	163	11	7	0.5	0.8	0.06	COL VISENTIN (VENETO)
205	B	2013/03/25	05:37:35.48	46.151	12.339	11.9	0.8	B	158	6	3	0.4	1.0	0.05	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
206	B	2013/03/25	22:57:05.85	46.150	12.338	11.3	-	B	159	6	3	0.3	0.7	0.03	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
207	A	2013/03/27	00:38:22.39	45.945	12.116	11.2	0.2	C	193	16	9	0.5	0.3	0.05	CISON DI VALMARINO (VENETO)
208	-	2013/04/03	17:12:48.79	46.196	12.465	9.1	0.9	B	121	12	6	0.8	1.7	0.19	BARCIS (FRIULI)
209	B	2013/04/06	15:36:48.71	45.959	11.995	8.8	0.5	D	186	14	9	2.0	3.2	0.31	SEGUSINO (VENETO)
210	B	2013/04/07	14:32:24.46	45.927	11.951	11.7	0.7	B	172	13	9	0.4	0.7	0.08	SEREN DEL GRAPPA (VENETO)
211	-	2013/04/12	08:48:41.30	46.170	12.465	8.9	1.2	B	120	8	5	1.2	2.9	0.17	BARCIS (FRIULI)
212	A	2013/04/14	15:05:39.23	45.949	12.117	11.5	0.3	C	190	8	6	0.8	0.4	0.04	CISON DI VALMARINO (VENETO)
213	A	2013/04/15	10:44:14.13	45.871	12.198	10.0	-0.1	B	96	16	8	0.6	0.4	0.09	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
214	B	2013/05/02	15:37:53.19	46.072	12.362	11.0	2.1	B	52	36	21	0.6	1.2	0.27	BOSCO DEL CANSIGLIO (VENETO)
215	B	2013/05/05	05:53:08.79	45.743	12.399	9.4	0.7	C	276	22	11	1.6	3.1	0.22	S.BIAGIO (VENETO)
216	B	2013/05/05	05:53:08.84	45.753	12.404	9.4	1.2	C	274	24	12	2.0	3.7	0.29	S.POLO DI PIAVE (VENETO)
217	-	2013/05/06	00:01:38.03	45.855	11.826	3.5	0.8	D	312	14	7	2.7	16.0	0.31	M.GRAPPA (VENETO)
218	-	2013/05/09	18:44:59.84	46.184	12.073	10.6	0.9	C	137	12	6	1.4	2.5	0.27	GOSALDO (VENETO)

219	-	2013/05/13	11:56:36.95	45.683	12.182	3.5	1.0	D	331	10	6	2.6	10.8	0.16	PAESE (VENETO)
220	A	2013/05/14	10:53:43.34	45.955	12.130	12.8	0.2	B	134	15	8	0.7	0.5	0.10	CISON DI VALMARINO (VENETO)
221	B	2013/05/16	17:23:34.67	46.009	11.937	1.4	1.3	C	174	19	12	2.2	27.3	0.44	FELTRE (VENETO)
222	B	2013/05/21	07:23:42.62	46.163	12.450	14.0	1.2	C	124	9	5	2.2	3.5	0.31	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
223	A	2013/06/13	11:17:33.82	45.815	12.047	6.7	0.6	D	291	11	6	2.8	3.5	0.30	MONTEBELLUNA (VENETO)
224	B	2013/06/16	03:47:05.31	46.162	12.349	10.5	0.4	C	159	8	4	1.3	3.1	0.18	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
225	B	2013/06/27	11:32:40.05	45.720	12.217	8.5	1.0	D	322	9	5	4.9	7.2	0.17	TREVISO NORD (VENETO)
226	B	2013/07/04	04:13:32.05	45.882	11.928	12.1	2.3	B	102	37	25	0.4	0.7	0.18	CAVASO DEL TOMBA (VENETO)
227	A	2013/07/11	00:03:33.82	45.959	12.286	5.8	0.3	B	177	13	9	0.6	1.2	0.07	V.VENETO (VENETO)
228	-	2013/07/14	14:07:29.77	46.170	12.207	10.0	0.9	C	136	10	6	0.7	2.3	0.13	PONTE NELLE ALPI (VENETO)
229	B	2013/07/17	08:34:50.40	46.165	12.469	12.0	1.0	C	165	7	4	1.1	1.8	0.11	M.CAVALLO (FRIULI)
230	B	2013/07/31	00:40:04.82	46.097	12.203	11.6	0.6	B	135	14	10	0.7	1.9	0.14	SEDICO (VENETO)
231	A	2013/08/01	09:58:07.44	45.922	12.137	12.9	0.0	C	235	9	7	0.3	0.1	0.01	CISON DI VALMARINO (VENETO)
232	B	2013/08/02	20:51:49.20	46.038	11.929	4.1	0.6	D	337	9	5	3.1	14.0	0.17	FELTRE (VENETO)
233	B	2013/08/03	18:38:00.83	46.063	12.096	12.1	0.9	B	83	24	14	0.4	1.2	0.18	MEL (VENETO)
234	B	2013/08/05	06:32:44.82	46.162	12.456	12.1	1.0	B	172	8	4	0.4	0.7	0.05	M.CAVALLO (FRIULI)
235	B	2013/08/19	08:07:48.29	46.102	12.294	7.7	0.8	C	254	6	3	0.3	0.4	0.14	BELLUNO (VENETO)
236	-	2013/08/28	07:38:28.84	46.172	12.485	10.8	1.0	B	131	11	7	1.9	3.2	0.29	BARCIS (FRIULI)
237	B	2013/09/05	11:09:38.12	45.718	12.269	2.3	0.9	D	343	7	4	1.3	7.9	0.12	TREVISO NORD (VENETO)
238	A	2013/09/12	23:06:43.53	45.960	12.248	7.8	0.1	C	249	10	7	0.6	0.6	0.04	V.VENETO (VENETO)
239	A	2013/09/13	03:33:08.88	45.944	12.229	8.4	0.0	C	211	11	7	2.1	1.0	0.16	V.VENETO (VENETO)
240	B	2013/09/15	16:17:57.94	45.928	12.004	18.5	0.6	C	156	8	5	1.3	3.2	0.13	SEGUSINO (VENETO)
241	B	2013/09/16	06:00:59.50	46.093	12.453	9.9	0.7	C	162	10	5	1.4	2.1	0.21	M.CAVALLO (FRIULI)
242	A	2013/09/17	01:28:59.34	45.919	12.098	12.4	0.5	B	104	21	12	0.4	0.4	0.10	CISON DI VALMARINO (VENETO)
243	A	2013/09/17	03:49:57.60	45.864	12.221	16.0	-0.3	C	100	11	8	2.6	1.2	0.15	CONEGLIANO (VENETO)
244	A	2013/09/17	03:53:05.00	45.925	12.100	13.2	0.7	B	105	19	12	0.4	0.6	0.12	CISON DI VALMARINO (VENETO)
245	B	2013/09/23	09:26:46.81	46.161	12.463	12.5	1.2	B	169	7	4	0.3	0.4	0.03	M.CAVALLO (FRIULI)
246	A	2013/09/23	21:50:22.85	45.885	12.108	0.1	0.0	D	314	8	4	2.7	112.3	0.15	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
247	-	2013/09/25	10:52:54.06	45.795	11.736	13.9	0.7	C	161	10	6	1.2	1.2	0.11	BASSANO DEL GRAPPA (VENETO)
248	B	2013/09/26	21:33:05.55	45.986	12.201	13.1	0.7	B	111	22	12	0.4	0.5	0.09	CISON DI VALMARINO (VENETO)
249	A	2013/10/03	03:39:20.90	45.902	12.189	7.2	1.0	A	66	18	12	0.5	0.7	0.14	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
250	B	2013/10/03	04:43:49.67	46.073	11.839	9.8	1.6	C	128	22	13	1.4	5.3	0.44	FELTRE (VENETO)
251	A	2013/10/03	17:13:46.42	45.894	12.208	9.1	-0.3	D	190	7	4	6.0	1.3	0.14	CONEGLIANO (VENETO)
252	A	2013/10/03	20:51:02.25	45.900	12.199	7.2	0.2	B	110	13	8	0.2	0.3	0.05	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
253	A	2013/10/05	19:17:05.02	45.877	12.226	9.6	-0.2	A	89	8	5	0.3	0.2	0.01	CONEGLIANO (VENETO)
254	A	2013/10/14	23:32:27.76	45.910	12.070	10.5	0.4	C	258	9	7	1.3	1.0	0.05	VALDOBBIADENE (VENETO)
255	A	2013/10/19	20:46:06.13	45.904	12.149	5.9	-0.0	C	276	7	5	1.7	1.4	0.06	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
256	A	2013/10/20	17:50:43.30	45.905	12.197	9.5	0.3	A	74	12	9	0.5	0.6	0.07	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
257	B	2013/10/24	09:31:45.59	45.727	12.258	9.0	0.8	D	322	10	6	4.3	5.4	0.19	TREVISO NORD (VENETO)
258	B	2013/11/01	09:44:03.48	46.046	11.855	2.2	1.6	D	146	18	11	2.1	30.8	0.53	FELTRE (VENETO)
259	B	2013/11/03	17:52:56.05	45.931	11.954	8.8	0.6	B	174	12	7	0.5	0.9	0.09	SEGUSINO (VENETO)
260	A	2013/11/14	09:51:06.04	45.876	12.172	10.6	0.2	B	135	9	5	0.9	0.7	0.08	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
261	-	2013/11/29	18:44:54.20	46.196	12.387	9.1	1.2	B	87	21	13	0.5	1.0	0.18	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
262	-	2013/11/29	19:14:37.57	46.207	12.373	13.0	1.0	B	111	13	7	1.1	1.7	0.25	PIEVE D'ALPAGO (VENETO)
263	A	2013/11/30	15:42:44.90	45.903	12.294	5.2	0.5	C	232	11	8	1.2	0.9	0.10	CONEGLIANO (VENETO)

264	A	2013/12/05	09:31:14.79	45.938	12.310	7.8	1.2	C	257	18	11	0.6	0.8	0.11	V.VENETO (VENETO)
265	B	2013/12/08	00:36:25.01	46.063	12.463	11.7	0.6	C	158	9	5	1.6	1.9	0.20	POLCENIGO (FRIULI)
266	A	2013/12/14	05:17:45.05	45.859	12.121	5.1	0.1	C	301	11	6	1.1	1.0	0.10	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
267	B	2013/12/15	02:36:02.50	46.166	12.370	11.8	1.0	C	152	8	6	1.5	2.8	0.13	PUOS D'ALPAGO (VENETO)
268	A	2013/12/15	18:14:49.00	45.943	12.034	12.6	0.6	B	155	15	11	0.4	0.5	0.07	SEGUSINO (VENETO)
269	A	2013/12/21	08:41:25.52	45.871	12.172	5.5	0.2	C	240	9	5	0.5	0.3	0.05	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
270	A	2013/12/24	00:42:16.71	45.886	12.167	11.4	0.1	B	140	13	7	0.3	0.2	0.03	PIEVE DI SOLIGO (VENETO)
271	-	2013/12/28	20:41:57.76	45.794	12.515	36.2	0.8	C	280	12	8	2.4	1.0	0.16	ODERZO (VENETO)
272	A	2013/12/29	16:44:12.11	45.795	12.040	9.4	0.9	C	221	15	10	0.7	1.2	0.08	MONTEBELLUNA (VENETO)