

Università degli Studi di Napoli “Federico II”

Scuola Politecnica e delle Scienze di Base
Area Didattica di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

Dipartimento di Fisica “Ettore Pancini”



Laurea triennale in Fisica

Un’applicazione del diagramma di Wadati ai dati ISNET

Relatori:

Dr. Guido Russo

Dr.ssa Grazia De Landro

Candidato:

Francesco Romano

Matricola N85000863

A.A. 2021/2022

A mia mamma e a mio padre che mi hanno sempre sostenuto,
a mia zia Margherita che mi ha sempre spinto a dare il massimo,
a Irene che nonostante tutto mi stata è accanto sia all'università che fuori,
e a nonna Nina che avrei tanto voluto fosse presente.

Indice

Introduzione	4
1. Il diagramma di Wadati	5
2. Analisi dati sismici	9
2.1. Diagrammi di Wadati	12
2.2. Analisi dei rapporti delle velocità sismiche	16
Conclusioni	19
Bibliografia	21

Introduzione

Localizzare un terremoto è importante, non solo per esigenze scientifiche, ma anche, e soprattutto, per esigenze di protezione civile. In questo lavoro di tesi si illustrato e usato il metodo del diagramma di Wadati. Nonostante questo metodo non sia ormai in uso nella pratica di osservatori, costituisce ancora un utilissimo metodo di analisi preliminare dei tempi di arrivo delle onde sismiche.

Per l'applicazione di questo metodo a eventi reali, sono stati analizzati dati relativi a terremoti accaduti tra il 2011 ed il 2013 nell'area delle faglie del terremoto dell'Irpinia del 1980, monitorata dalla rete sismica ISNet (Irpinia Seismic Network). Il diagramma di Wadati è stato utilizzato sia per localizzazione temporale di alcuni degli eventi, che per calcolare il rapporto delle velocità delle onde sismiche, $\frac{v_p}{v_s}$, che può essere utilizzato per monitorare la variazione spazio-temporale delle caratteristiche del mezzo di propagazione.

1. Il diagramma di Wadati

Quando si verifica un terremoto, esso genera due tipi di onde, le onde S e le onde P; queste viaggiano attraverso la Terra e raggiungono le varie stazioni sismiche dislocate sul territorio. Le onde P sono più veloci rispetto alle onde S, e quindi sono le prime che vengono rilevate alle stazioni. Il grafico del tempo di percorrenza delle onde rispetto alla distanza epicentrale¹ non è lineare (Figura 1). Le velocità di propagazione delle onde P ed S all'interno della Terra sono note con sufficiente dettaglio da consentire di tabulare i tempi di percorrenza di ogni tipo di onda in funzione della distanza epicentrale.

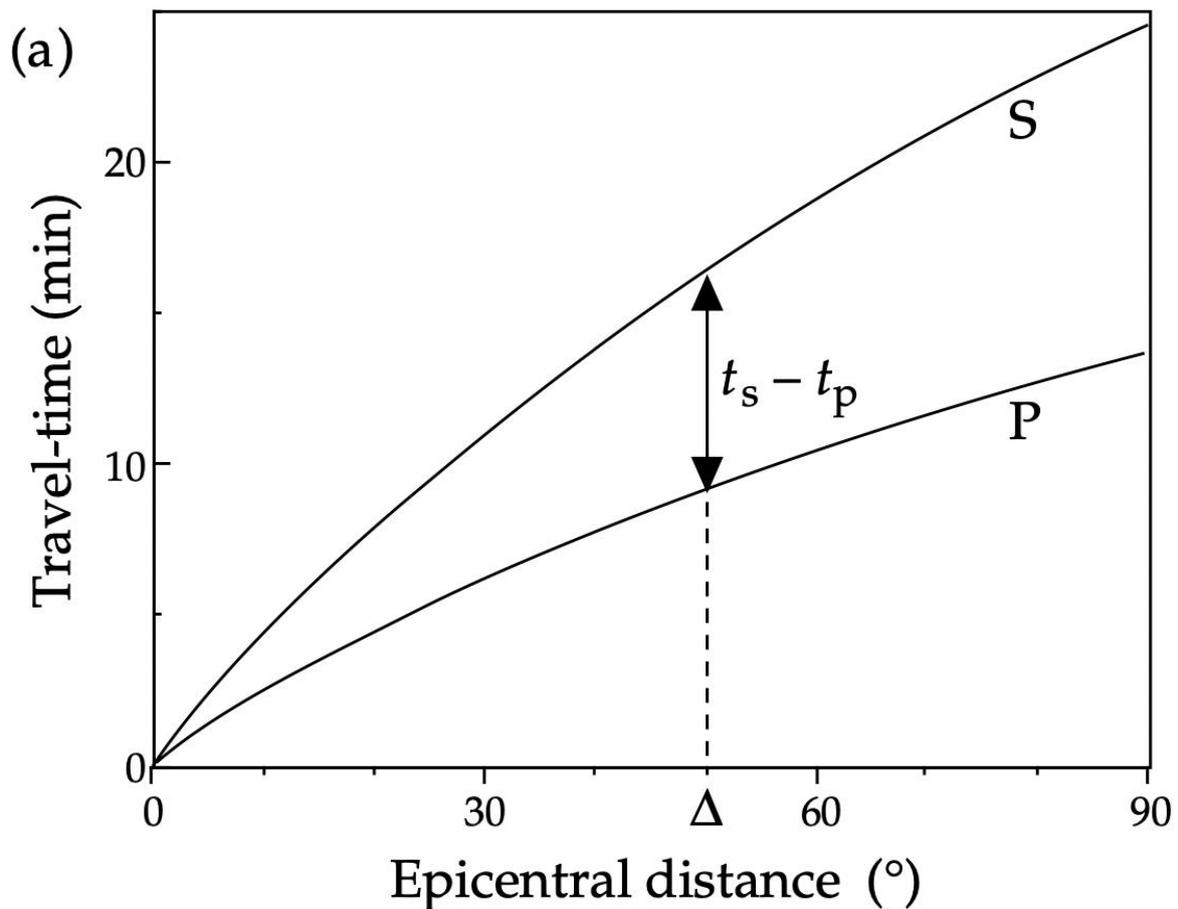


Figura 1

Grafico tempo di percorrenza in funzione della distanza epicentrale, le due linee sono relative alle onde P e alle onde S.

¹. L'ipocentro è il punto all'interno della Terra in cui si genera il terremoto. L'epicentro è la sua proiezione lungo la direttrice del raggio terrestre sulla superficie della Terra.

Nella pratica, ciò che è inizialmente noto sono i tempi di arrivo assoluti delle onde S e delle onde P (rispettivamente t_s e t_p) alle stazioni, e quindi la differenza tra i tempi di percorrenza. Conoscendo questa differenza e avendo a disposizione la tavola precedentemente menzionata, è possibile calcolare la distanza epicentrale, per esempio attraverso un grafico come quello mostrato in figura 1.

Per conoscere, invece, dove si trova l'ipocentro, si ha bisogno del tempo origine t_0 al quale è avvenuto il terremoto. Questo può essere ottenuto come segue: se D è la distanza percorsa dall'onda sismica alla stazione di rilevamento (figura 3), i tempi di percorrenza delle onde S e delle onde P sono rispettivamente

$$T_s = \frac{D}{v_s} \text{ e } T_p = \frac{D}{v_p},$$

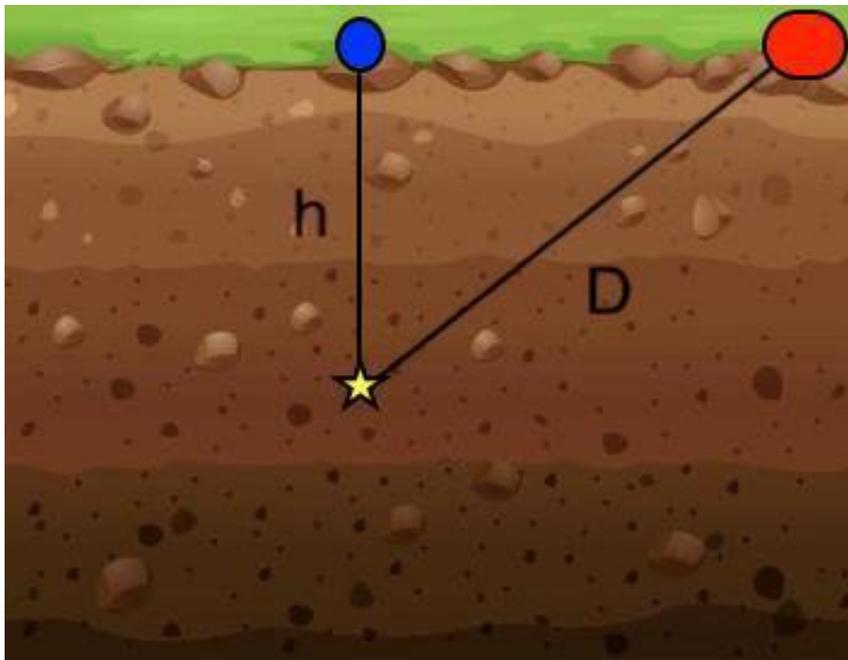


Figura 3

Schematizzazione della distanza percorsa dalle onde sismiche a partire dall'ipocentro (stella gialla) per raggiungere per l'epicentro (cerchio blu) a distanza h e la stazione di rilevamento (ovale rosso) a distanza D .

dove v_p e v_s sono le velocità sismiche delle onde S e P. Queste ultime sono supposte costanti, così come supponiamo isotropo il mezzo nel quale viaggiano. Possiamo quindi scrivere

$$t_s - t_p = T_s - T_p = D \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) = (t_p - t_0) \left(\frac{v_p}{v_s} - 1 \right).$$

Questa è una relazione lineare tra la differenza dei tempi di arrivo assoluti delle onde S e P ed il tempo di arrivo assoluto delle sole onde P. Il grafico che si ottiene riportando i tempi di arrivo misurati si chiama diagramma di Wadati (figura 2). Effettuando un fit lineare dei dati sarà possibile ottenere il coefficiente angolare

$$m = \left(\frac{v_p}{v_s} - 1 \right).$$

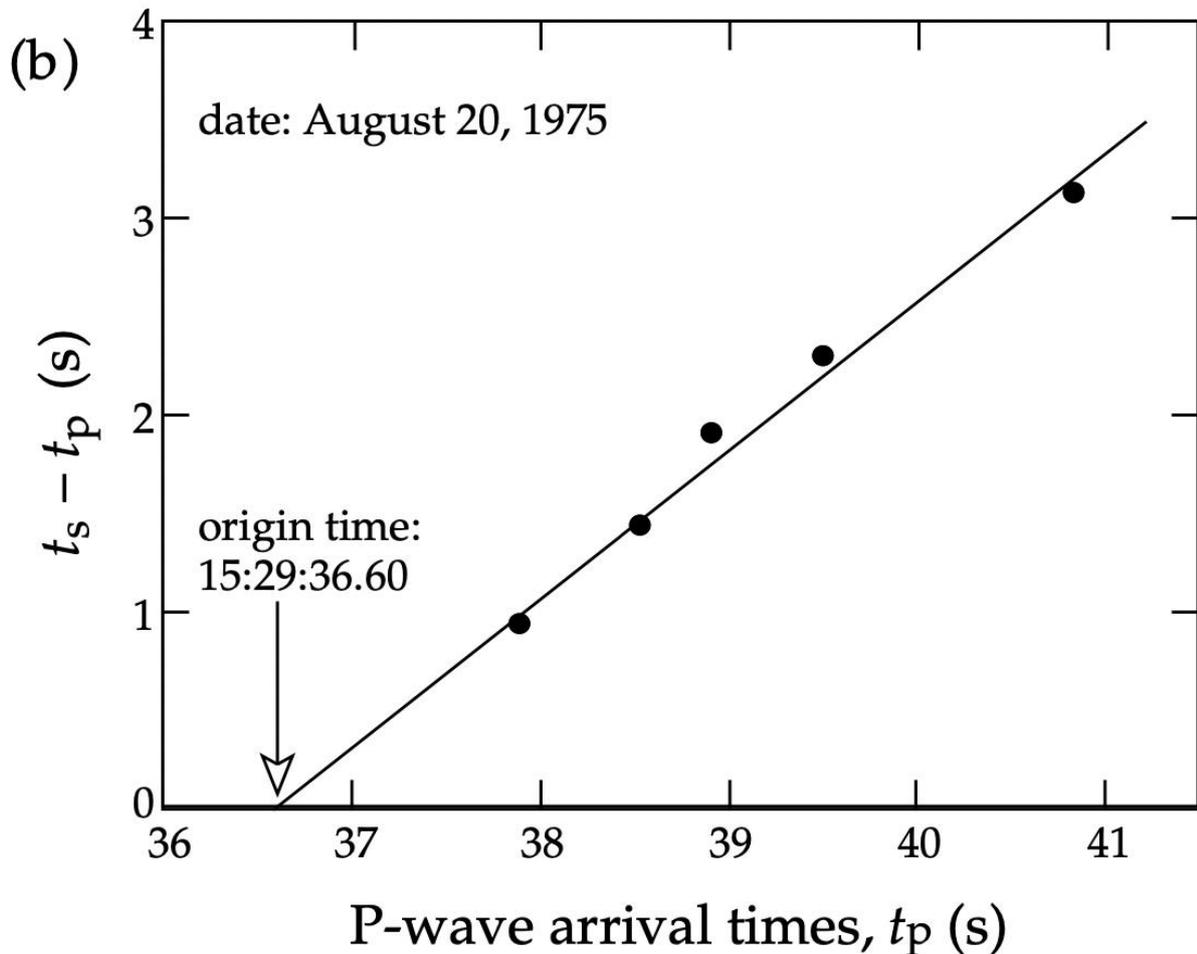


Figura 2

Diagramma di Wadati con determinazione del tempo origine al quale si verifica un terremoto.

Noto che sia m , dall'intercetta si potrà risalire al tempo origine t_0 . Se si conosce v_p si potrà risalire alla distanza del terremoto

$$D = v_p T_p = v_p (t_p - t_0).$$

Questa procedura, però, ci permette di dare una distanza solo da una stazione e, quindi, il terremoto potrebbe essere avvenuto in un qualsiasi punto di una sfera di raggio D attorno alla stazione.

Per ovviare a questo problema si intersecano le sfere di almeno tre stazioni, tale intersezione non sarà però un punto preciso data l'incertezza che caratterizza le misure, ma bensì, un volume più o meno ristretto. In alternativa, dalla relazione precedente è possibile scrivere

$$t_p = \frac{D}{v_p} + t_0$$

che consente, tramite un fit lineare e la conoscenza di v_p , di stimare D .

Il diagramma di Wadati consente, dunque, di localizzare un terremoto noto che sia il modello (omogeneo) di velocità. L'aspetto interessante del metodo è che la pendenza del diagramma porta comunque informazioni medie sul mezzo di propagazione. In particolare, è possibile ricavare informazioni sul rapporto $\frac{v_p}{v_s}$. Questo parametro ha un forte interesse sismologico perché è legato alla presenza di fluidi nel sottosuolo. Infatti, le onde S, al contrario delle onde P, non attraversano i fluidi; quindi, il denominatore della frazione tende a diminuire (in teoria la frazione dovrebbe divergere). Alti valori del rapporto in questione sono indice di un mezzo molto permeato di fluidi, bassi valori sono indice, al contrario, di un mezzo poco permeato da fluidi. In un mezzo elastico ideale si può dimostrare che il rapporto vale $\sqrt{3} \cong 1.73$.

3. Analisi dati sismici

L'Irpinia è una delle aree italiane con il più alto potenziale sismogenetico, e comprende oltre a parte della Campania, anche la parte occidentale della Basilicata. Per il monitoraggio sismico di tale area è stata installata nel 2005 la rete ISNet (Irpinia Sismic Network, Figura 4). Questa è una rete sismica ad alta risoluzione costituita da 31 stazioni sismiche dislocate lungo il sistema di faglie attive responsabile del terremoto Campania-Lucania del 23 novembre 1980, di magnitudo 6,9. In ciascun sito di rilevamento, sono installati velocimetri e accelerometri a tre componenti. ISNet è un laboratorio sul campo volto a caratterizzare i processi meccanici che avvengono lungo i sistemi di faglie dell'Appennino meridionale a partire dall'analisi dettagliata della microsismicità, e del ruolo dei fluidi nella generazione della sismicità. ISNet è anche una delle prime reti in Italia su cui è stato sperimentato un sistema di Earthquake Early warning.



Figura 4

La rete dati ISNet. I dati che arrivano dalle stazioni sismiche sono comunicati in tempo reale ai centri di controllo dislocati sul territorio, che li trasmettono ad un server centrale collocato nel dipartimento di Fisica dell'Università Federico II di Napoli.

In questo capitolo si è andati ad analizzare i dati dei terremoti avvenuti dal 2011 al 2013. In figura 5 è mostrata la distribuzione in pianta degli eventi considerati, mentre in figura 7 è mostrata la distribuzione in profondità. In figura 6 è invece mostrato l'andamento del numero di terremoti in funzione del tempo nel periodo analizzato. Lo studio è stato condotto per provare a identificare differenze nelle caratteristiche del mezzo di propagazione a partire dall'analisi della sismicità in funzione della zona in cui essa è prodotta e del tempo. A questo scopo il volume analizzato è stato diviso in tre zone (nord, centrale e sud). È stato usato il diagramma di Wadati per determinare le caratteristiche elastiche medie delle varie zone al passare del tempo.

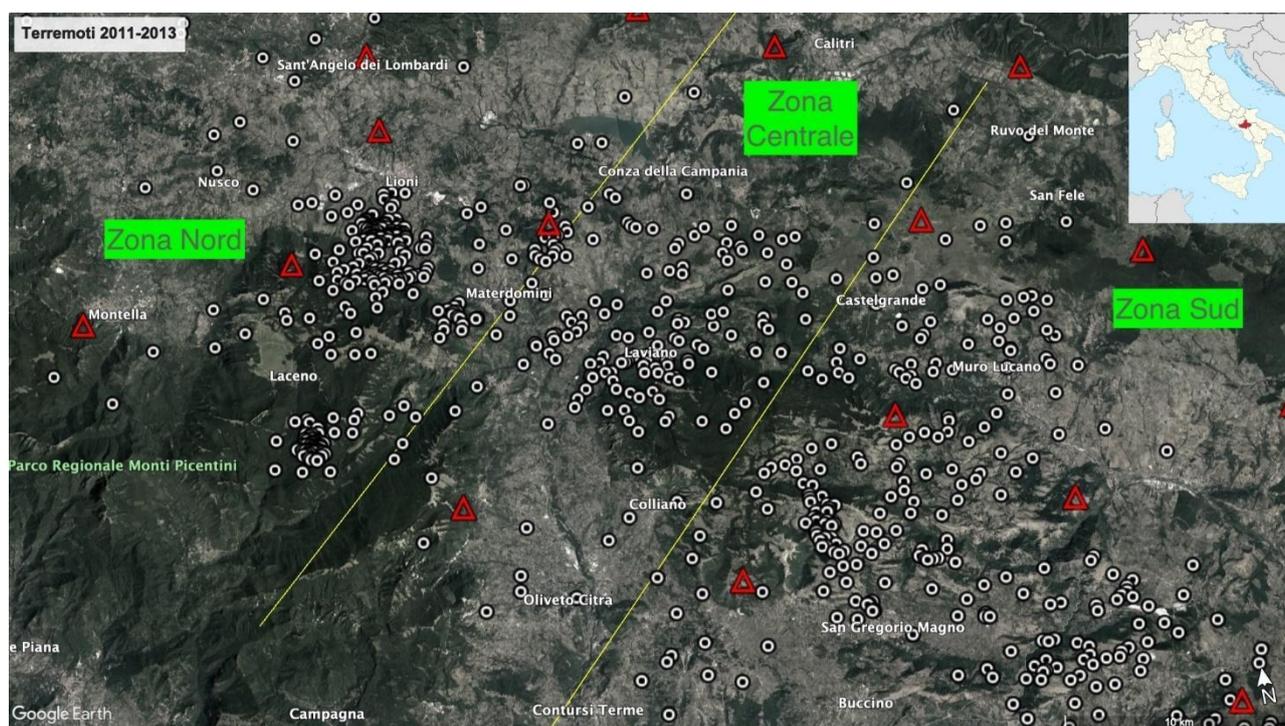


Figura 5

Immagine dell'Irpinia con gli eventi sismici avvenuti tra il 2011 e il 2013 (cerchi con bordo bianco), le stazioni di rilevamento Isnet (triangoli rossi) e la divisione in zone effettuata (righe gialle di delimitazione e i nomi delle zone evidenziati in verde).

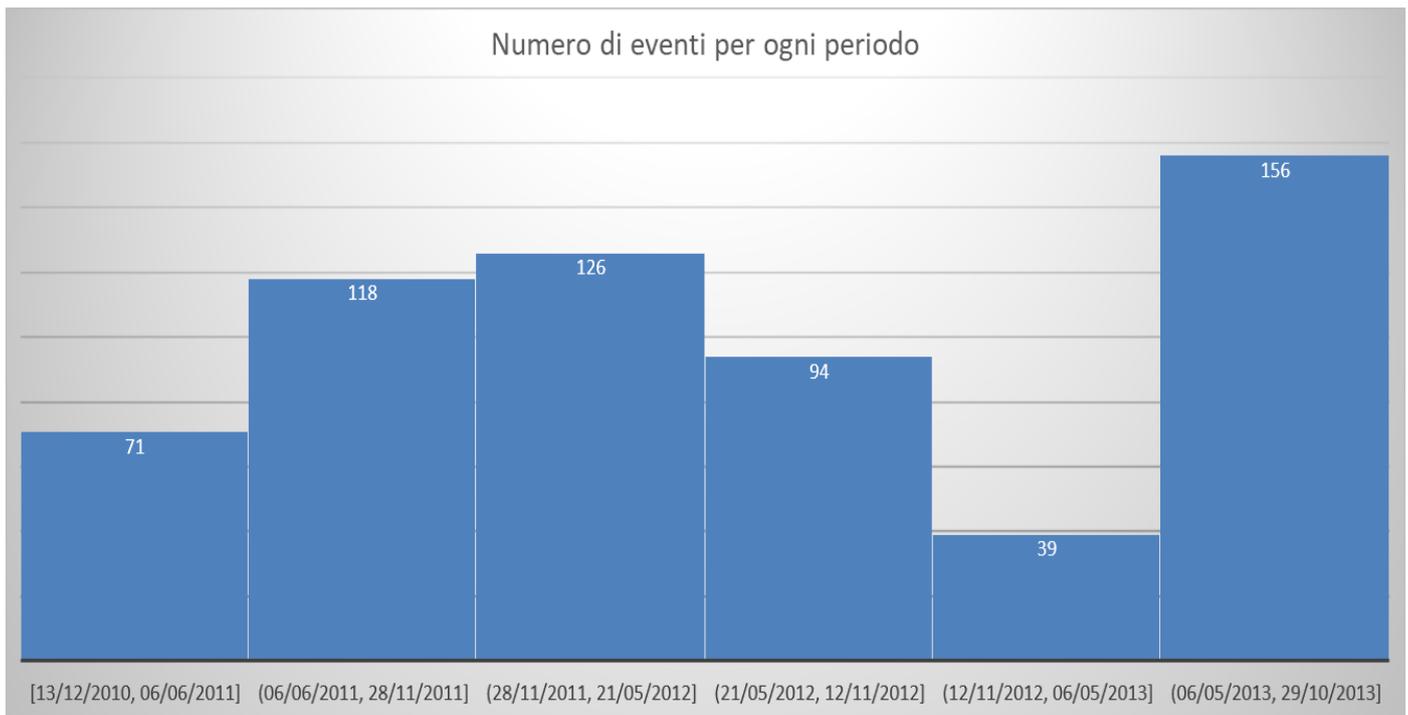


Figura 6

Istogramma con il numero di eventi in relazione al periodo sull'asse orizzontale.

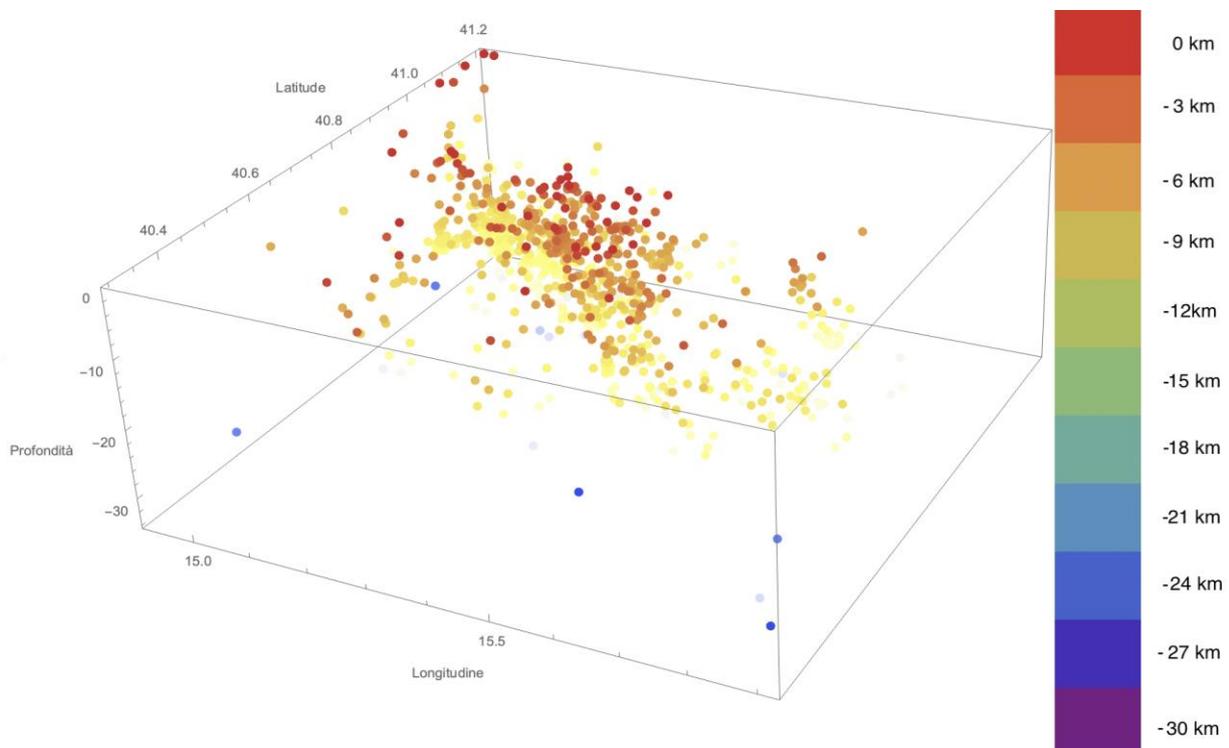


Figura 7

Distribuzione spaziale della sismicità secondo longitudine, latitudine e profondità (dal rosso al viola abbiamo un aumento della profondità come mostrato nella legenda).

3.1. Diagrammi di Wadati

Per ogni evento sismico sono stati considerati i tempi di arrivo assoluti delle onde P e delle onde S rilevati da un certo numero di stazioni della rete ISNet. Per tutti gli eventi per cui si avevano a disposizione almeno cinque letture P ed S, per le stesse stazioni, è stato tracciato un diagramma di Wadati. Questa scelta è giustificata dalla necessità di ottenere un fit significativo dei dati. Si riporta qui di seguito un esempio per ogni anno e zona in cui si sono suddivisi i dati (figura 8 e 9).

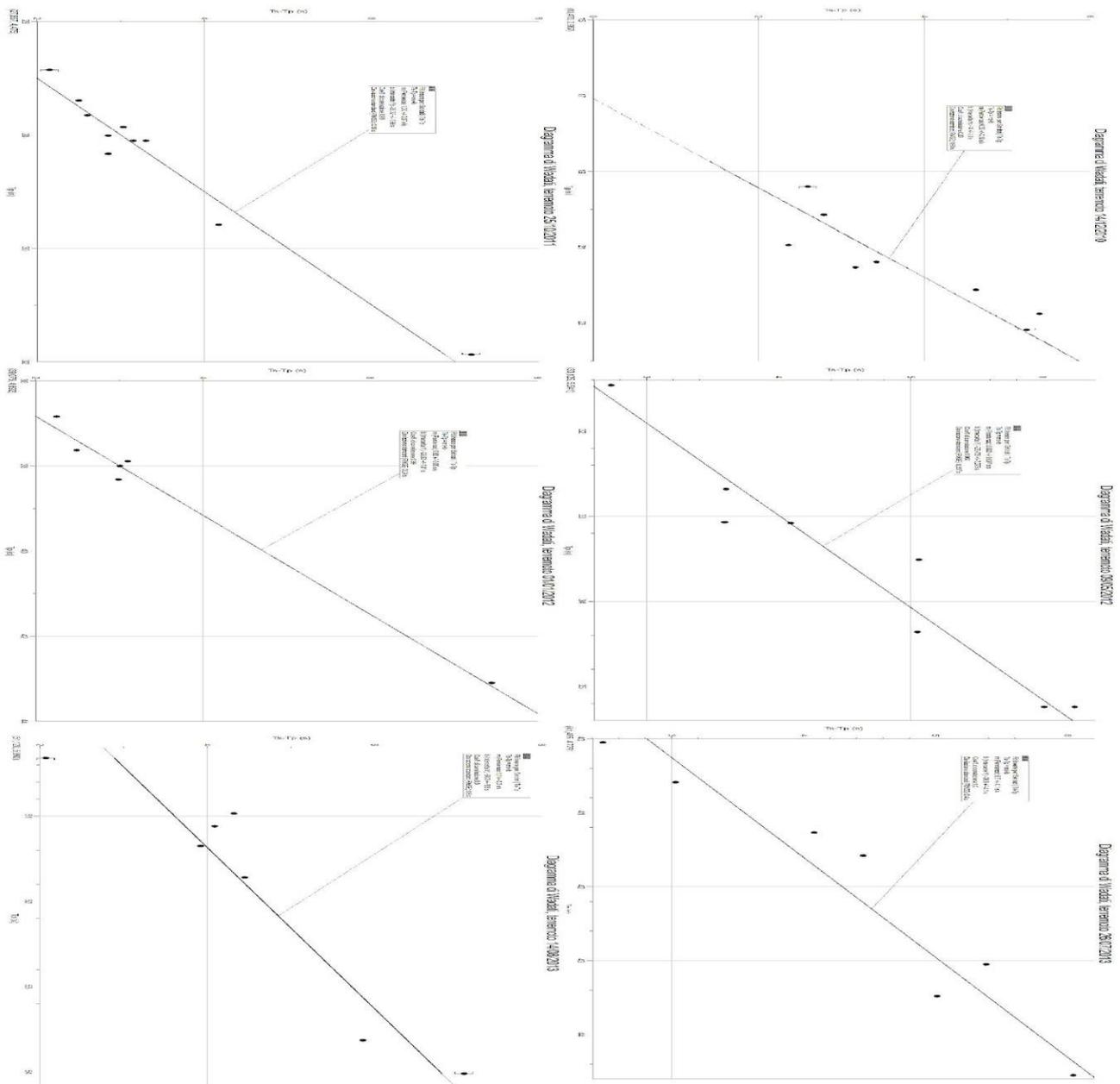


Figura 8

Diagrammi di Wadati. Nella prima colonna dall'alto verso il basso troviamo i diagrammi della zona sud 2011-2012-2013. Nella seconda colonna dall'alto verso il basso troviamo i diagrammi della zona centrale 2011-2012-2013.

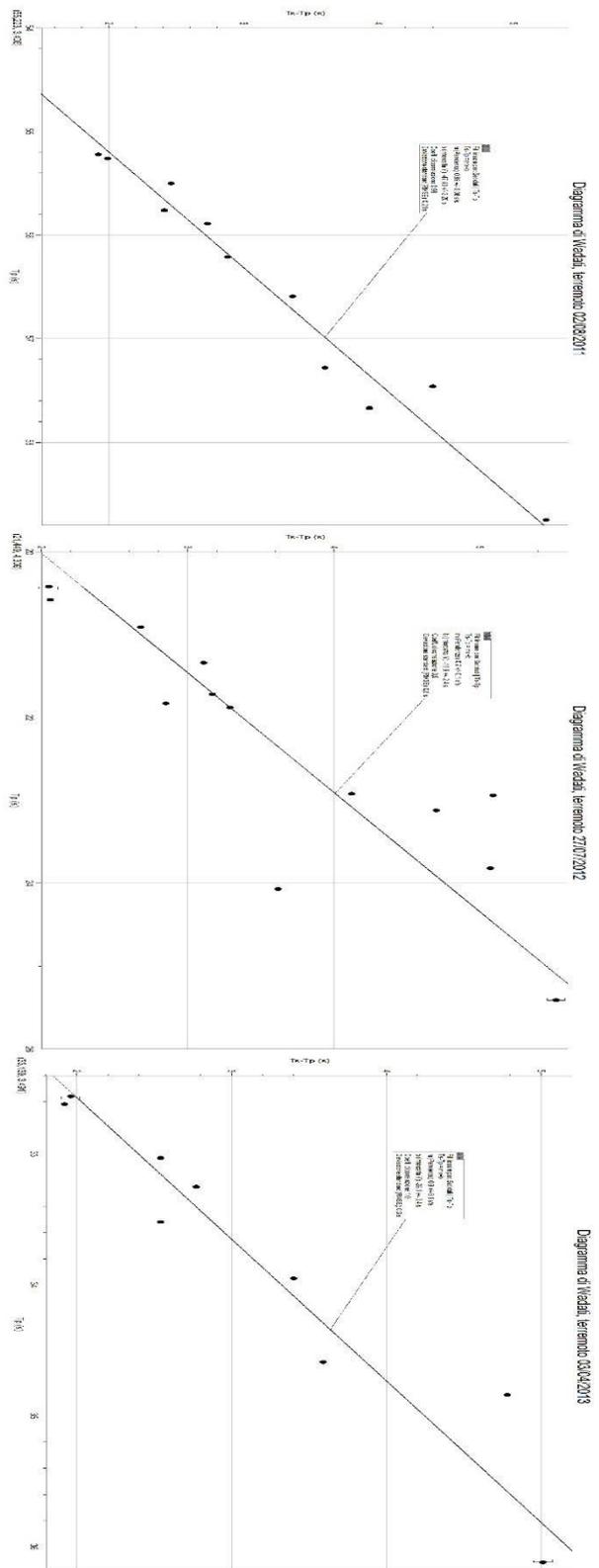


Figura 9

Diagrammi di Wadati. Dall'alto verso il basso troviamo i diagrammi della zona nord 2011-2012-2013.

Per ogni diagramma si sono ottenuti la pendenza della retta **m** e l'intercetta **b**. A questo punto è stato possibile calcolare il t_0 tramite la formula $t_0 = -\frac{b}{m}$ e anche il rapporto $\frac{v_p}{v_s}$ tramite la formula $\frac{v_p}{v_s} = m + 1$ di cui sono riportati sotto (tabella 1) a titolo di esempio i valori riferiti ai diagrammi in figura 8 e 9.

	m	Δm	b (s)	Δb (s)	t_0 (s)	Δt_0 (s)	t_{0_ril} (s)	V_p/V_s	$\Delta V_p/V_s$
Zona sud 2011	0.9	0.2	-14	4	16	4	16.15	1.9	0.2
Zona sud 2012	0.923	0.097	-26	3	28	3	27.88	1.923	0.097
Zona sud 2013	0.7	0.1	-26	4	37	4	36.57	1.7	0.1
Zona centrale 2011	1.00	0.07	-25	2	25	2	24.06	2.00	0.07
Zona centrale 2012	0.86	0.05	-29	2	34	2	34.16	1.86	0.05
Zona centrale 2013	1.1	0.2	-50	9	45	9	39.36	2.1	0.2
Zona nord 2011	0.89	0.06	-47	3	53	3	52.44	1.89	0.06
Zona nord 2012	0.7	0.1	-12	2	17	2	17.48	1.7	0.1
Zona nord 2013	0.9	0.1	-28	3	31	3	29.9	1.9	0.1

Tabella 1 – Parametri delle rette dei diagrammi di Wadati in figura 6 e 7, calcolo di t_0 e $\frac{v_p}{v_s}$ con relativo errore e confronto con il tempo t_{0_ril} riportato nel catalogo ISNet.

Il confronto con il t_0 del catalogo, ottenuto con metodi di localizzazione raffinati che usano un modello di velocità 3D (colonna 7 in tabella 1), mostra che, in generale, il criterio di selezione usato fornisce risultati attendibili.

È stato poi tracciato un ulteriore diagramma di Wadati (figura 10) in cui sono stati messi insieme tutti i dati di stazioni diverse e di terremoti diversi, in particolare, sull'asse delle ordinate sempre $t_s - t_p$, mentre sulle ascisse è stata messa la differenza $t_p - t_0$. Questo perché, sottraendo il tempo origine, otteniamo il tempo di percorrenza T_p . Questo grafico mostra che, nonostante il fatto che l'ipotesi alla base del modello di Wadati sia di mezzo omogeneo, nei casi reali i punti, comunque, si dispongono lungo una retta, ad eccezione di alcuni che scartano molto. Questo può essere indizio di errata lettura dei tempi sui sismogrammi per l'evento considerato.

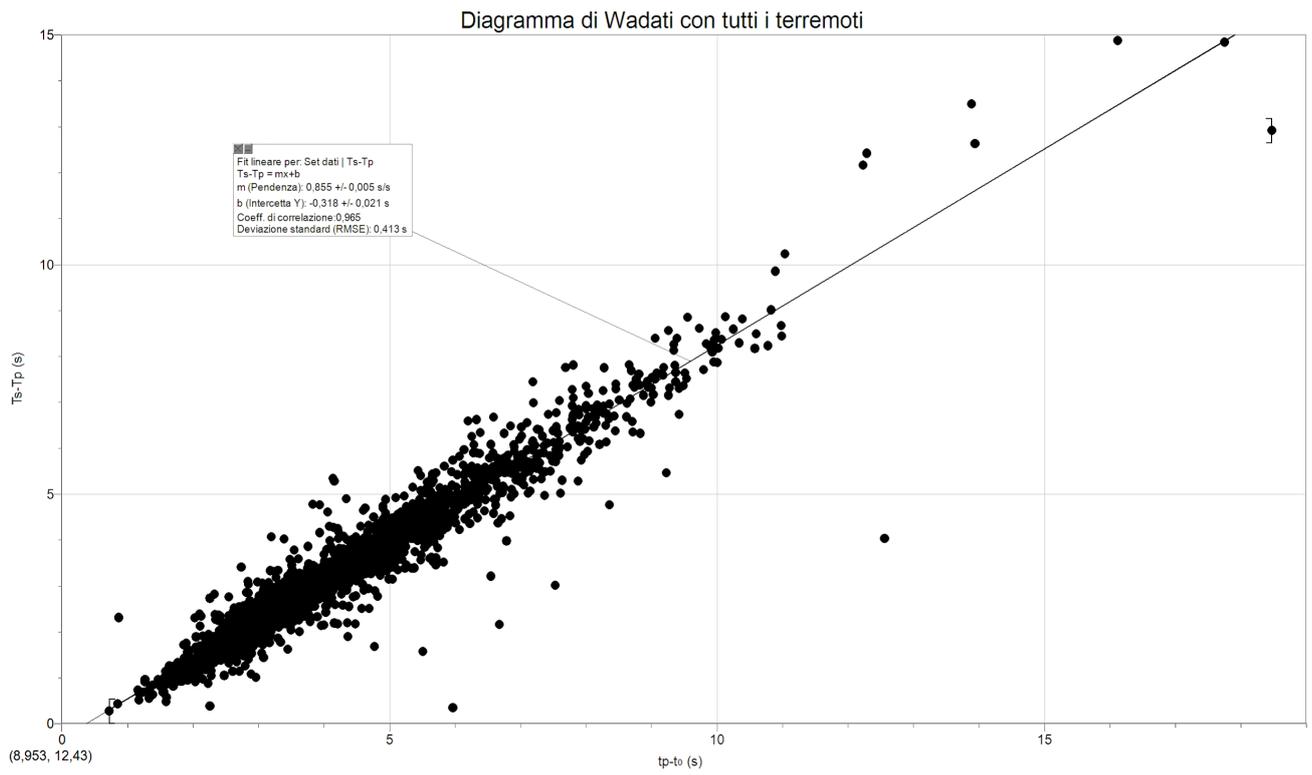


Figura 10

Diagramma di Wadati con tutti i terremoti.

3.2. Analisi dei rapporti delle velocità sismiche

È stato poi analizzato il rapporto $\frac{v_p}{v_s}$ in diversi periodi. In particolare, sono stati tracciati dei diagrammi di Wadati come quello in figura 10 (con $t_p - t_0$ sulle ascisse) in cui sono stati inseriti dapprima i dati annuali delle tre zone e poi semestrali sempre di tutte e tre le zone. In seguito, l'analisi si è concentrata su ciascuna zona per valutare eventuali variazioni delle proprietà elastiche del mezzo col tempo e, quindi, sono stati tracciati ulteriori diagrammi di Wadati annuali per singola zona. I risultati sono mostrati in figura 11 e 12, e riassunti nelle tabelle 2, 3, 4 e 5.

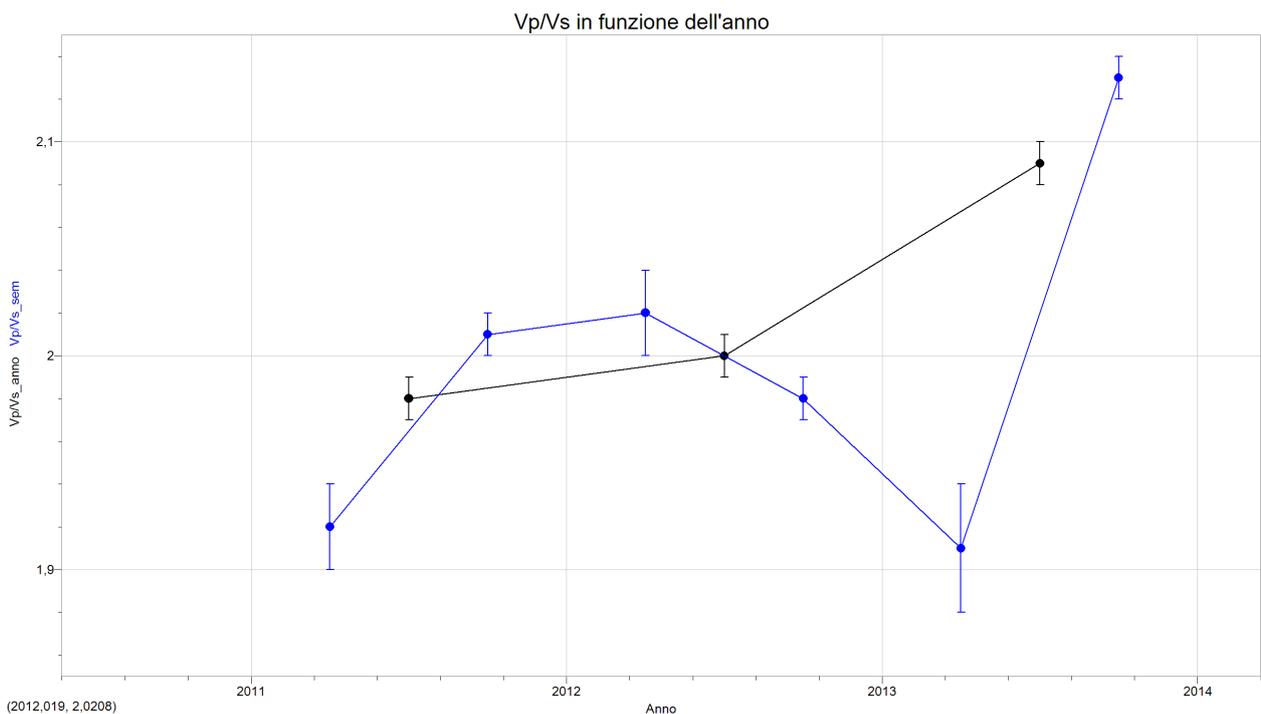


Figura 11

Vp/Vs ottenuto con una media effettuata tra tutte le zone in funzione dell'anno (linea nera) e in funzione dei semestri tra 2011 e 2013 (linea blu).

Si può notare (figura 11 e tabella 2) come nel periodo annuale ci sia una crescita anno per anno, mentre nella divisione semestrale abbiamo un calo tra il primo semestre del 2012 e il primo del 2013.

Anno	Vp/Vs	Errore	Incremento (%)	DIncre(%)	# eventi
2011	1.98	0.01			221
2012	2.00	0.01	0.752	0.008	203
2013	2.09	0.01	4.36	0.05	180
Periodo	Vp/Vs	Errore	Incremento (%)	DIncre(%)	# eventi
1 sem 2011	1.92	0.02			64
2 sem 2011	2.01	0.01	5.11	0.09	155
1 sem 2012	2.02	0.02	0.106	0.001	100
2 sem 2012	1.98	0.01	-1.61	0.02	103
1 sem 2013	1.91	0.03	-3.87	0.07	33
2 sem 2013	2.13	0.01	11.5	0.3	147

Tabella 2 – Vp/Vs di tutte e tre le zone, incrementi percentuali e numero di eventi divisi per anno e per semestri di tutti i terremoti.

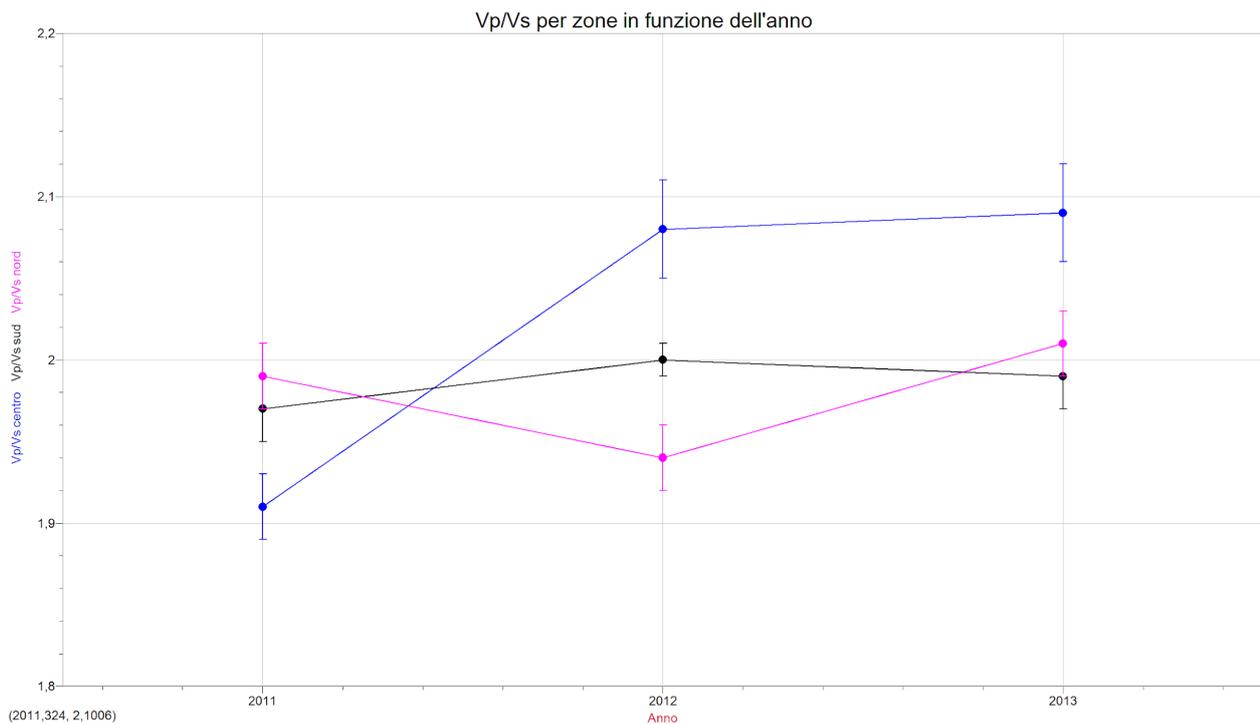


Figura 12

Vp/Vs in funzione dell'anno per le zone nord (linea fucsia), sud (linea nera) e centro (linea blu).

Dal grafico in figura 12 e dalla tabella 3 si può notare come nella zona sud il valore di $\frac{v_p}{v_s}$ resti costante in tutti e tre gli anni entro le incertezze; possiamo quindi supporre che anche le proprietà del mezzo di propagazione siano rimaste pressoché simili. Nella zona centrale (tabella 4), invece, abbiamo un notevole aumento nel 2012 mentre nel 2013 il rapporto resta compatibile con l'anno precedente. Nella zona nord (tabella 5), infine, abbiamo un decremento nel 2012 e poi un aumento nel 2013 con un valore che è compatibile con il valore calcolato per il 2011. In queste ultime due zone, dato il cambiamento di $\frac{v_p}{v_s}$, possiamo supporre che le velocità del mezzo siano state influenzate dalla variazione della quantità di fluidi. Con un aumento di questi ultimi nel caso di aumenti del rapporto e viceversa.

Anno	Vp/Vs	Errore	Incremento (%)	DIncre(%)	# eventi
2011	1.97	0.02			98
2012	2.00	0.01	1.43	0.02	104
2013	1.99	0.02	-0.45	0.01	83

Tabella 3 – Medie di Vp/Vs, incrementi percentuali e numero di eventi divisi per anno nella zona sud.

Anno	Vp/Vs	Errore	Incremento (%)	DIncre(%)	# eventi
2011	1.91	0.02			48
2012	2.08	0.03	9.1	0.2	27
2013	2.09	0.03	0.23	0.01	27

Tabella 4 – Vp/Vs, incrementi percentuali e numero di eventi divisi per anno nella zona centrale

Anno	Vp/Vs	Errore	Incremento (%)	DIncre(%)	# eventi
2011	1.99	0.02			72
2012	1.94	0.02	-2.51	0.05	63
2013	2.01	0.02	3.26	0.06	66

Tabella 5 – Vp/Vs, incrementi percentuali e numero di eventi divisi per anno nella zona nord

Conclusioni

Il lavoro di tesi è consistito nell'analisi dei tempi di arrivo delle onde S e delle onde P generate dai terremoti avvenuti in Irpinia nel periodo compreso tra il 2011 e il 2013 rilevati dalle stazioni facenti parti della rete dati ISNet. In particolare, per gli eventi selezionati, è stato tracciato un diagramma di Wadati usando i tempi di arrivo assoluti t_s e t_p delle onde S e P. Tramite i parametri del fit lineare, si è potuto stimare il tempo origine t_0 al quale è avvenuto il terremoto e il rapporto tra le velocità delle onde P (V_p) e delle onde S (V_s). Dalla figura 9 si può notare come pur avendo usato un modello estremamente semplice, dato che considera lo spazio omogeneo e isotropo, esso è efficace; infatti, nonostante siano stati usati dati da stazioni e da eventi diversi, una volta tolto il tempo origine t_0 , i punti, pur essendoci una certa dispersione, seguono un trend lineare. Infatti, il diagramma di Wadati può essere utilizzato come strumento di validazione delle letture dei primi arrivi, eliminando quelle relative ai punti che scartano troppo (una o due deviazioni standard) dalla distribuzione lineare.

Nella seconda parte, si è andati ad analizzare la variazione spazio-temporale del rapporto tra le velocità sismiche dividendo i dati prima in tre zone (figura 5) e poi in periodi annuali. Facendo le medie in tutto il territorio che è stato preso sotto esame si può facilmente notare dalla tabella 2 come il rapporto $\frac{v_p}{v_s}$ cresca annualmente tra il 2011 e il 2013. Se invece consideriamo dei periodi semestrali, possiamo notare come ci sia un calo tra il primo semestre del 2012 e il primo semestre del 2013, per poi crescere nella restante parte dell'anno. Questo sembrerebbe un comportamento simile a quello descritto da De Landro et al. (2022). Come si può notare dalla figura 13, nel quarto periodo (8/2011–7/2013), abbiamo un aumento di $\frac{v_p}{v_s}$ che può essere collegato ad un aumento dei fluidi nel sottosuolo. Andando, invece, ad osservare la linea meno spessa che caratterizza il secondo grafico (figura 13), si può notare come all'incirca nel periodo del 2012 ci sia un minore quantità di fluidi nel sottosuolo, che sembra coerente con il comportamento semestrale (tabella 2). Analizzando zona per zona, si trova che nella zona nord (tabella 5) il rapporto delle velocità sembra rispettare l'andamento del grafico dello scarico delle acque sotterranee, quindi con una diminuzione tra 2011 e 2012, e poi un aumento nel 2013; il grafico in basso in figura 13, infatti, è riferito alla zona della sorgente del Caposele, che nel nostro caso è proprio nella zona nord.

Nelle altre due zone abbiamo dei comportamenti diversi, se nella zona sud (tabella 3), entro le incertezze, il valore di $\frac{v_p}{v_s}$ si può considerare costante, nella zona centrale (tabella 4) abbiamo un notevole aumento (del $9.1\% \pm 0.2\%$) tra il 2011 e il 2012 e poi un valore che rimane costante entro le incertezze nel 2013.

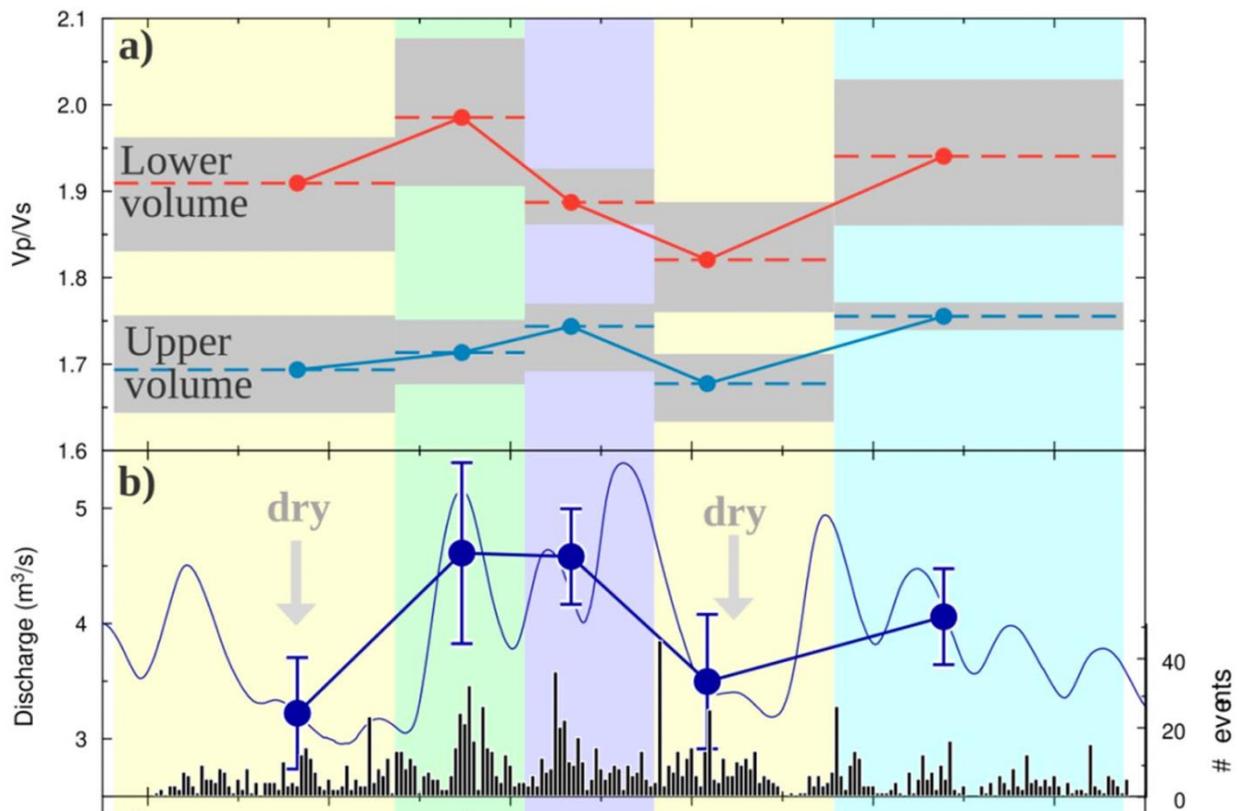


Figura 13

Nella parte superiore troviamo il grafico del rapporto V_p su V_s in funzione del tempo, La linea rossa rappresenta una profondità compresa tra gli 8 e 12 km, la linea blu tra 1 e 5 km. Nella parte inferiore lo scarico delle acque sotterranee in funzione del tempo nella zona della sorgente del Caposele (zona Nord). Il periodo considerato è di 10 anni ed è stato diviso in 5 epoche (rappresentate dai colori), andando da sinistra verso destra queste sono 8/2005–9/2008, 9/2008–2/2010, 2/2010–8/2011, 8/2011–7/2013 e 7/2013–10/2016 (da De Landro et al., 2022).

Bibliografia

- Fundamentals of Geophysics, 2nd Edition, W. Lowrie

-G. De Landro, O. Amoroso, G. Russo, N. D'Agostino, R. Esposito, A. Emolo & A. Zollo (2022)

Decade-long monitoring of seismic velocity changes at the Irpinia fault system (southern Italy)
reveals pore pressure pulsations