

سرعت امواج لرزه‌ای در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران

مهدی رضاپور^{۱*} و علی متقی^۲

^۱ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۴/۱۱، پذیرش نهایی: ۸۷/۱۱/۵)

چکیده

اطلاع داشتن از مقادیر سرعت امواج لرزه‌ای مثل امواج P و S در تعیین مکان رخدادهای لرزه‌ای نقش اساسی دارد و مقادیر سرعت‌ها یا نسبت آنها به صورت مدل سرعتی به طور مستقیم در تعیین مکان زمین‌لرزه و زمان وقوع آن تاثیر دارد. همچنین تغییر در نسبت V_p/V_s یک ناحیه می‌تواند با تغییر میدان تنش حاکم بر ناحیه و لرزه‌خیزی ناحیه مرتبط باشد. لذا دانستن سرعت فازهای گوناگون امواج لرزه‌ای و یا نسبت سرعت آنها مورد توجه محققان است. در این تحقیق نسبت سرعتی امواج P و S برای منطقه مورد بررسی با استفاده از زمان رسید امواج به ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری تهران و زمان سیر امواج 1.727 ± 0.003 برآورد شد. سرعت فازهای Pg و Sg به ترتیب 6.128 ± 0.051 و 3.524 ± 0.12 کیلومتر بر ثانیه و سرعت فازهای Pn و Sn به ترتیب 4.82 ± 0.082 و 4.08 ± 0.08 کیلومتر بر ثانیه به دست آمد. تحقیق حاضر نشان می‌دهد از دو فاز Pg و Pn در منطقه مورد بررسی تا فاصله حدود ۱۷۸ کیلومتر فاز Pg اولین فاز رسیده به ایستگاه لرزه‌نگاری است. از فازهای موج S هم تا فاصله حدود ۱۷۲ کیلومتر فاز Sg زودتر از فاز Sn به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسد.

واژه‌های کلیدی: شبکه لرزه‌نگاری تهران، نسبت سرعت V_p/V_s ، سرعت فازهای Pg، Sg، Pn و Sn.

Seismic wave velocity in the Tehran seismic network region

Rezapour, M.¹ and Mottaghi, A.²

¹Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Ph D. Student of Seismology, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 2 July 2007, Accepted: 24 Jan 2009)

Abstract

The velocity data of seismic waves in a region has an important role in locating occurred events. Information such as velocity ratio of V_p/V_s and velocity curves for Pg, Pn, Sg, and Sn phases directly affect the locating results. It is well known that the V_p/V_s ratio can be used to predict lithology, and that S-waves are sensitive to microcracks aligned by the present day stress field. Also, the variation of V_p/V_s could be used as a precursor of earthquakes.

To obtain seismic wave velocity, a travel time curve can be constructed by arranging observed records of ground motion due to the explosion or earthquake as a function of distance. On the other hand, the (local) slope of the travel time curves contain important information about the horizontal slowness, and thus about the wave speed, and also the zero offset time contains information about the layer thickness. It is clear that travel time

curves cannot be expressed by a single formula, but only in so-called parametric form. In other words, we are encountering additional complications in the estimation of wave velocity, but the average estimation by using both travel times and arrival times can be useful to assess the velocity macro-variations in the study area. Thus, a significant body of research is based on the arrival times of first arriving. It should be noted that some uncertainties such as picking and location errors can cause a substantial scatter in the arrival time and travel time data, respectively. This is significantly unavoidable and unpredictable for small signal to noise ratio in the data (for instance when there is a small earthquake). Applying cross correlation techniques to phase picking and using a modern relative location method, apparently, are better ways to solve these problems.

In this research, the average V_p/V_s ratio of 1.727 is obtained using the arrival and travel time data of P- and S-waves. Comparison of obtained V_p/V_s value with other researches shows that there is not a significant difference. Also, local velocity curves for Pg, Pn, Sg, and Sn phases are obtained in the study area by using the data base 1996 through 2006. The slopes of these curves give crustal P and S velocities of 6.128 ± 0.051 and 3.524 ± 0.12 kms^{-1} , and Moho P and S velocities of 8.083 ± 0.082 and 4.752 ± 0.08 kms^{-1} , respectively. This research shows that the Pn and Sn phases in the study area up to about 175 km are the first arrivals in comparison with Pg and Sg phases respectively.

Key words: Tehran Seismi Network, V_p/V_s ratio, Velocity of P_n, P_g, S_n, S_g.

۱ مقدمه

ساختار سرعتی منطقه تحقیقات گسترده‌ای صورت نگرفته است. اشتری و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از داده‌های مربوط به یک شبکه محلی موقت. مدل سرعتی میانگینی برای منطقه عرضه کرده‌اند.

بررسی اطلاعات مدل سرعتی مورد استفاده (مدل‌های سرعتی که در فایل‌های pick ذخیره شده) نشان می‌دهد که در شبکه لرزه‌نگاری تهران برای تعیین محل زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده، از مدل سرعتی متفاوت و عمدتاً از مدل سرعتی دولایه استفاده شده است. جدول ۱ اطلاعات مربوط به این مدل‌ها را نشان می‌دهد.

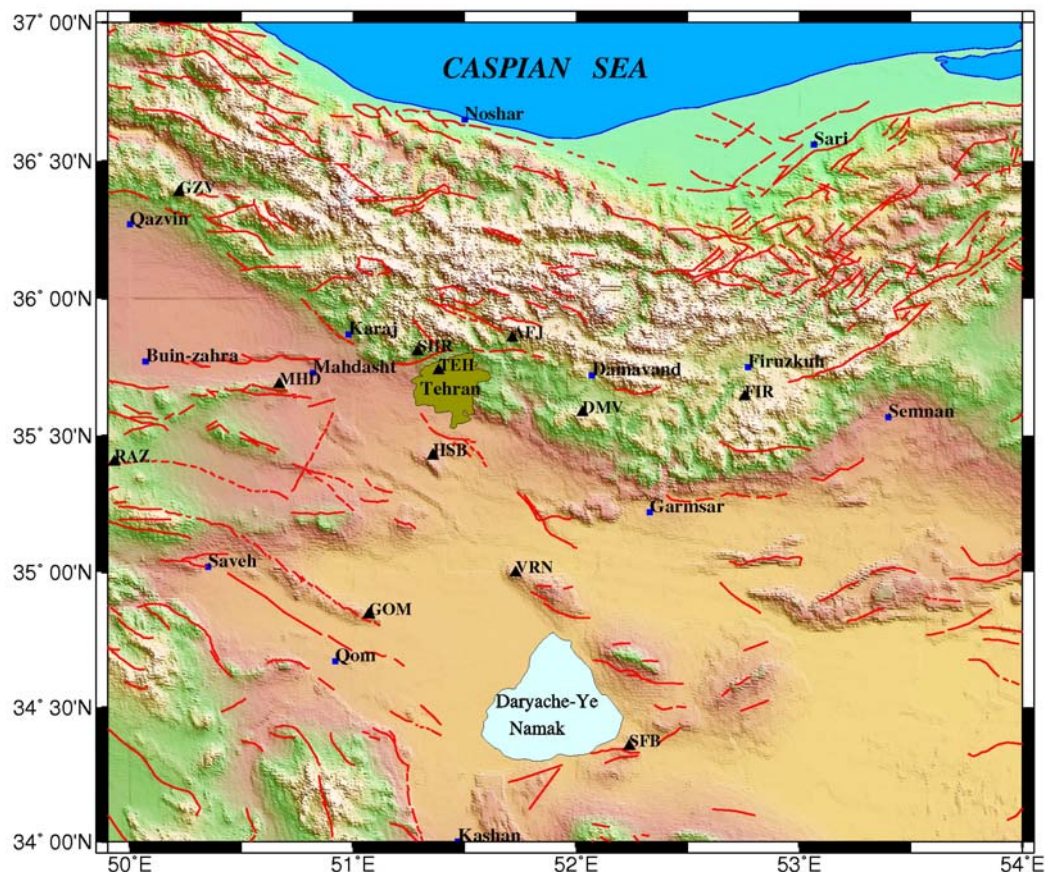
فعالیت شبکه پیش‌گفته از ۱۹۹۶ تا کنون اطلاعات با ارزشی برای بررسی‌های گوناگون، از جمله تعیین سرعت فازهای متفاوت و یا نسبت آنها را فراهم کرده‌است و داده‌های ثبت‌شده در این شبکه از کیفیت خوبی برخوردار است (قدس و ثبوتی، ۲۰۰۵). لذا تعیین سرعت امواج لرزه‌ای یا نسبت آنها در هر ناحیه، نقش بسیار بارزی در مکان‌یابی، تعیین زمان وقوع زمین‌لرزه‌های رخداده،

شبکه لرزه‌نگاری تله‌متری تهران متشکل از ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری در اواخر ۱۹۹۵ در محدوده حاشیه جنوبی البرز مرکزی نصب و راه‌اندازی شد. ایستگاه‌های شبکه باتوجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی منطقه تعیین شده‌اند. فاصله بین ایستگاه‌ها از ۳۵ تا ۱۲۵ کیلومتر متغیر است. در شبکه پیش‌گفته به‌منظور تعیین محل زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده و به‌دست آوردن پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌ها از نرم‌افزار Data Analysis Nanometrics (DAN) استفاده می‌شود. در این نرم‌افزار برای تعیین موقعیت زمین‌لرزه از دو برنامه Hyp071 نوشته لی و همکاران (۱۹۷۲)، لی و لاهر (۱۹۷۵) و LOC (تهیه‌شده از سوی سازمان زمین‌شناسی کانادا) استفاده می‌شود. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه یاد شده را نشان می‌دهد.

یکی از پارامترهای مهم تعیین محل، مدل سرعتی مورد استفاده است که نقش اساسی در مثبت و منفی بودن زمان باقی‌مانده امواج رسیده به ایستگاه دارد. برای تعیین

زمان سیر امواج، نسبت سرعت امواج P و S، همچنین سرعت فازهای متفاوت Pg، Sg، Pn و Sn برآورد شده‌است که به تفصیل عرضه می‌شود.

تحقیقات مربوط به ساختار پوسته و موارد دیگر دارد. در این تحقیق اطلاعات موجود در بانک اطلاعاتی شبکه لرزه‌نگاری تهران از ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۶ مورد استفاده قرار می‌گیرد و با استفاده از زمان رسید امواج به ایستگاه‌ها و



شکل ۱. نقشه ناحیه شبکه لرزه‌نگاری تهران که مثلث‌های مشکی موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و خطوط سرخ گسل‌های عمده منطقه را نشان می‌دهند.

جدول ۱. مدل‌های سرعتی مورد استفاده در شبکه لرزه‌نگاری تهران که در فایل‌های pick هنگام تعیین محل و پردازش ذخیره شده است.

شماره لایه	عمق سطح بالائی لایه از سطح زمین برحسب کیلومتر	سرعت موج P برحسب کیلومتر بر ثانیه	سرعت موج S برحسب کیلومتر بر ثانیه
1	0.0	6.20	3.57
2	36.0	8.20	4.70
1	0.0	5.50	3.18
2	15.0	6.50	3.75
3	35.0	8.10	4.68
1	0.0	3.49	2.00
2	5.5	6.00	3.46
3	29.5	7.00	4.04
4	49.5	8.10	4.68
5	109.5	8.30	4.79

۲ نسبت سرعتی امواج P و S در محدوده شبکه تهران

تجارب آزمایشگاهی و بررسی‌های موردی، ارتباط نسبت V_p/V_s با سنگ‌شناسی ناحیه را به خوبی نشان داده است (نیدل ۱۹۸۵، تاتم ۱۹۸۲، تاتم ۱۹۸۵، تاتم و مکومک ۱۹۹۱). همچنین تحقیقات روشن ساخته‌است که ترک‌های ریز که با میدان تنش حاکم بر ناحیه مرتبط هستند بیشتر سرعت امواج برشی را تحت تاثیر قرار می‌دهند (کرامپین ۱۹۹۰). بنابراین تغییرات نسبت سرعت V_p/V_s می‌تواند با تغییر روند لرزه‌خیزی ناحیه مرتبط باشد. وجود ترک و میزان اشباع‌شدگی خلل و فرج از عامل‌های مهمی هستند که در تعیین نسبت V_p/V_s نقش دارند. از تغییرات نسبت V_p/V_s یک ناحیه درحکم پیش‌نشانگر رخداد زلزله می‌توان استفاده کرد (وایت کومب و همکاران، ۱۹۷۳).

به‌طور کلی تغییر در نسبت‌های V_p/V_s ممکن است با استفاده از روش‌های توموگرافی تعیین شود. هرچند که زانگ و توربر (۲۰۰۵) روشن ساخته‌اند که روش توموگرافی توانایی حل ساختار سرعتی اطراف منبع را دارد، با وجود این در روش توموگرافی دقت نسبت‌های V_p/V_s محلی محدود به اندازه‌میش (coarse grid sizes) مورد استفاده است.

یکی دیگر از عامل‌های موثر در دقت نسبت V_p/V_s ، دقت قرائت زمان رسیدهای امواج P و S روی ثبت‌های نگاشته‌شده است. اخیراً استفاده از روش همبستگی عرضی (waveform cross-correlation) در نقش ابزاری مهم برای بهبود مکان‌یابی زمین‌لرزه، بررسی ویژگی‌های منبع زلزله، و موارد دیگر در حال گسترش است (شیرر ۲۰۰۲، شیرر و همکاران ۲۰۰۳، هاکسون و شیرر ۲۰۰۵، و شیرر و همکاران ۲۰۰۵). لین و شیرر (۲۰۰۷) برای تعیین نسبت V_p/V_s از اختلاف زمانی دقیق امواج P و S به‌دست آمده از روش همبستگی عرضی استفاده کرده‌اند.

در این تحقیق برای محاسبه نسبت سرعتی امواج P و S (V_p/V_s) از دو روش استفاده شده است که اولی به اطلاعات حاصل از تعیین محل مثل زمان وقوع وابسته نیست و V_p/V_s فقط با استفاده از زمان رسید مشاهده‌ای امواج در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری برآورد می‌شود. روش دوم به اطلاعات زمان وقوع زمین‌لرزه وابسته است.

در روش اول با در نظر گرفتن تغییرات ناچیز سرعت موج P و S در فواصل محلی و همچنین خطی بودن آن، می‌توان اختلاف فاصله رو مرکزی زمین‌لرزه از دو ایستگاه i ام و j ام را به صورت معادله (۱) و (۲) نوشت که در آن $tp(i)$ ، $tp(j)$ و $ts(i)$ ، $ts(j)$ به ترتیب زمان سیر امواج P و S مربوط به ایستگاه i ام و j ام هستند.

$$D(i) - D(j) = V_p (tp(i) - tp(j)) \quad (1)$$

$$D(i) - D(j) = V_s (ts(i) - ts(j)) \quad (2)$$

با مساوی‌قراردادن معادلات (۱) و (۲) می‌توان معادله (۳) را به‌صورت زیر نوشت.

$$V_p/V_s = (ts(i) - ts(j)) / (tp(i) - tp(j)) \quad (3)$$

به‌وضوح می‌دانیم که زمان سیر موج را می‌توان از اختلاف زمان وقوع زمین‌لرزه و زمان رسید همان موج بدست آورد. با توجه به این موضوع، مجموعه معادلات (۵) را خواهیم داشت که در آنها $tp(i)$ ، $tp(j)$ و $ts(i)$ ، $ts(j)$ به ترتیب زمان رسید امواج لرزه‌ای P و S (P- and S-wave Arrival times) در ایستگاه‌های i ام و j ام و O.T (origin time) مربوط به زمان وقوع زمین‌لرزه است.

$$\begin{cases} ts(i) = Ts(i) - O.T, & tp(i) = Tp(i) - O.T \\ ts(j) = Ts(j) - O.T, & tp(j) = Tp(j) - O.T \end{cases} \quad (4)$$

با قراردادن معادلات (۴) در معادله (۳) نسبت سرعتی V_p/V_s به‌صورت معادله (۵) معرفی می‌شود که همه پارامترهای آن واقعی بوده و مربوط به زمان رسید امواج

در ایستگاه‌ها است.

ایستگاه نام باشد داریم.

$$V_p/V_s = (T_s(i) - T_s(j)) / (T_p(i) - T_p(j)) \quad (5)$$

$$D(i) = V_p t_p(i) \quad (6)$$

$$D(i) = V_s t_s(i) \quad (7)$$

با مساوی قرار دادن معادلات (۶) و (۷) می‌توان معادله (۸) را به صورت زیر نوشت.

$$V_p/V_s = t_s(i) / t_p(i) \quad (8)$$

با توجه به رابطه (۴) خواهیم داشت.

$$V_p/V_s = (T_s(i,j) - O.T(j)) / (T_p(i,j) - O.T(j)) \quad (7)$$

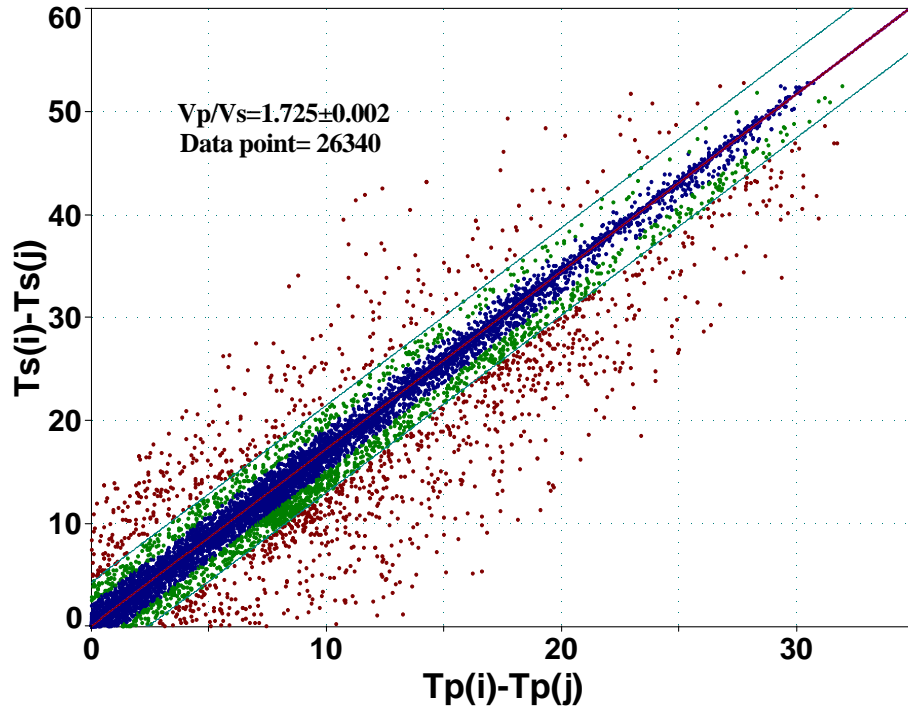
که $O.T(j)$ زمان وقوع زمین‌لرزه نام است. این رابطه نشان می‌دهد که برای زمین‌لرزه j می‌توان نسبت زمان سیر موج S به زمان سیر موج P در ایستگاه نام را به منزله نسبت سرعت امواج لرزه‌ای در نظر گرفت. رابطه (۹) برای داده مربوط به ۱۳۰۴۲ رخداد لرزه‌ای در شکل ۳ رسم شده است.

اشتری و همکاران (۲۰۰۵) با ادغام داده شبکه موقت و شبکه لرزه‌نگاری تهران نسبت سرعت V_p/V_s برابر با $1/1.73$ معرفی کردند. همان‌طوری که شکل ۲ نشان داد، نسبت سرعتی به دست آمده بدون استفاده از داده زمان وقوع برابر 1.02 ± 0.007 و $V_p/V_s = 1.725$ است و نسبت سرعتی به دست آمده با استفاده از زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها برابر 1.03 ± 0.003 و $V_p/V_s = 1.729$ است (شکل ۳). میانگین به دست آمده از دو روش پیش گفته $1/1.727$ است. نتایج به دست آمده در این تحقیق برای نسبت سرعت امواج لرزه‌ای با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری، هم‌خوانی خوبی با نتایج تحقیقات اشتری و همکاران (۲۰۰۵) دارد. شایان ذکر است که در محاسبه نسبت سرعت امواج لرزه‌ای فقط از اطلاعات زمین‌لرزه‌هایی استفاده شده است که توأمان زمان رسیدن موج P و موج S آنها در بانک اطلاعاتی موجود بوده است.

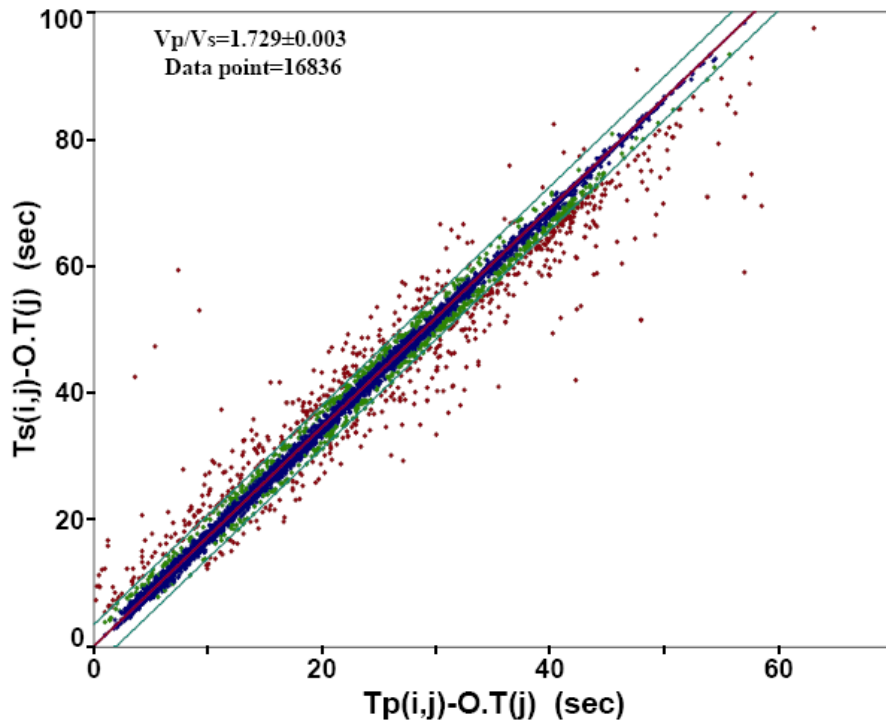
با رسم نقاط $T_p(i) - T_p(j)$ و $T_s(i) - T_s(j)$ مربوط به همه زمین‌لرزه‌ها در فواصل محلی و در نهایت برازش یک خط رگرسیون (با در نظر گرفتن اینکه پارامترهای هر دو محور هم جنس هستند و خطای یکسان دارند) می‌توان متوسط نسبت سرعتی امواج P و S در ناحیه را تعیین کرد. شکل ۲ نمودار مربوط به نسبت سرعت امواج P و S را نشان می‌دهد. برای به دست آوردن نسبت پیش گفته، از زمان رسیده‌های امواج لرزه‌ای P و S مربوط به ۱۳۰۴۲ زمین‌لرزه استفاده شده است.

در روش استفاده شده برای به دست آوردن نسبت سرعت امواج لرزه‌ای P و S ، زمان وقوع زمین‌لرزه هیچ نقشی ندارد لذا خطای موجود در زمان وقوع (origin time) به آن منتقل نمی‌شود و این مزیت روش به کاررفته است. اما در این روش فرض بر این است که ناهمسانگردی منطقه هیچ تاثیری بر سرعت امواج در جهت‌های گوناگون ندارد و یا اثر آن خیلی جزئی است. برای ترسیم خط برازش شده در شکل ۲ از نرم افزار Statistical Package for the Social Sciences (SPSS) استفاده شده است که در آن قابلیت برای وزن دادن داده و یا حذف داده‌های پراکنده وجود دارد. در رسم خط برازش شده در شکل ۲ داده‌های واقع در بین دو خط (خطوطی که در طرفین خط برازش شده قرار دارند) ۹۵٪ و داده‌های خارج این دو خط ۵٪ وزن داشته‌اند.

برای به دست آوردن نسبت سرعت امواج لرزه‌ای P و S از روش دیگری که در آن نیاز به زمان وقوع زمین‌لرزه است می‌توان استفاده کرد. در روش دوم هر نقطه داده مربوط به نسبت سرعت امواج لرزه‌ای در یک آزمون خاص است. مشابه روش اول اگر $D(i)$ فاصله کانونی از



شکل ۲. نمودار $Ts(i)-Ts(j)$ برحسب $Tp(i)-Tp(j)$ برای داده مورد استفاده (اختلاف زمان رسیدها برحسب ثانیه است).



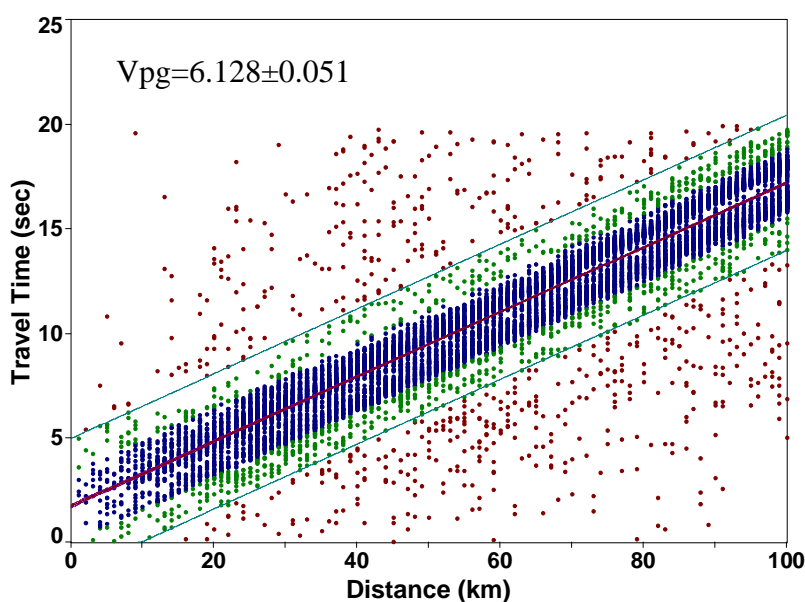
شکل ۳. نمودار زمان سیر موج S برحسب زمان سیر موج P برای محاسبه نسبت سرعتی.

خطوط رگرسیون شرکت داده نشد. در ضمن چون در داده مورد استفاده اصلا فازهای مربوط به ناپیوستگی کنراد مثل $S^*(Sb)$ و $p^*(pb)$ مشخص نشده‌اند لذا در مطالعه در نظر گرفته نمی شوند. با در نظر گرفتن تفکیک ذکر شده نمودار زمان سیر برای فازهای مختلف Pn ، Pg ، Sg و Sn به ترتیب در شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۷ به صورت جداگانه رسم گردید. در شکل‌های گفته شده مشابه شکل‌های ۲ و ۳ در رسم خطوط برازش، از نرم افزار SPSS Table-curve استفاده شد و مرز داده هایی که در برازش وزن کمتری داشته اند توسط خطوط طرفین خط برازش مشخص شده است. به عبارت دیگر داده‌های واقع در بین دو خط $\% ۹۵$ و داده‌های خارج این دو خط $\% ۵$ وزن داشته‌اند. بدین ترتیب اطلاعات نادرست ناشی از تشخیص نادرست محل فازها روی ثبت و یا خطای اطلاعات حاصل از تعیین محل در خطوط برازش شده تاثیر جزئی دارد. همان طوری که شکل‌ها نشان می‌دهند، نتیجه برازش خطوط رگرسیون برای فازهای متفاوت بصورت $V_{pg}=۶.۱۲۸ \pm ۰.۰۵۱$ ، $V_{pn}=۷.۰۸۳ \pm ۰.۰۸۲$ و $V_{sg}=۳.۵۲۴ \pm ۰.۰۱۲$ و $V_{sn}=۴.۷۵۳ \pm ۰.۰۲۳$ کیلومتر بر ثانیه است.

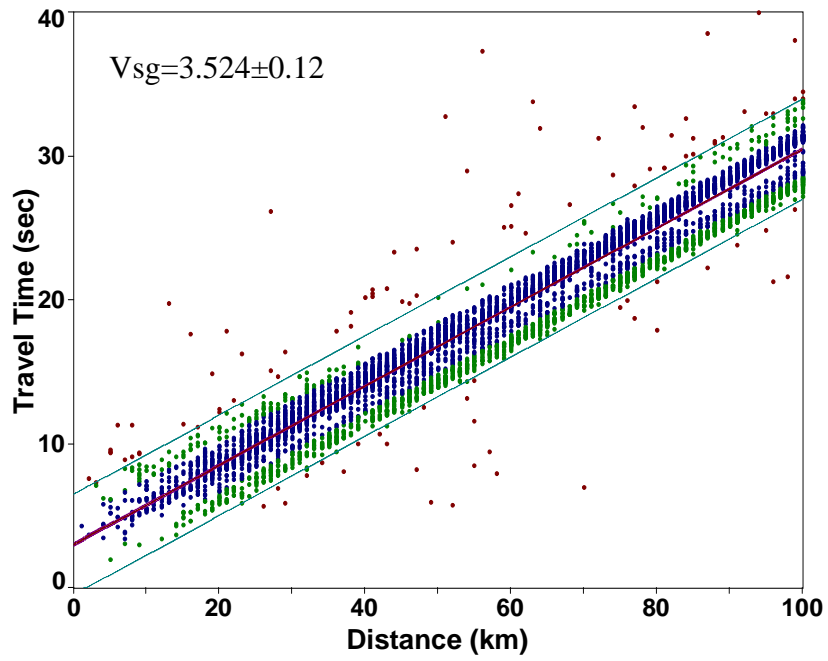
۳ تعیین سرعت فازهای متفاوت Pn ، Pg ، Sg و Sn

برای بررسی سرعت فازهای متفاوت Pn ، Pg ، Sg و Sn در منطقه، برازش خطوط رگرسیون با استفاده از نرم افزار SPSS Table-curve در نمودار زمان سیر - مسافت بدون اعمال محدودیت فاصله سرعت‌های $V_{pg}=۶.۱۲۸ \pm ۰.۰۵۱$ ، $V_{pn}=۷.۰۸۳ \pm ۰.۰۸۲$ و $V_{sg}=۳.۵۲۴ \pm ۰.۰۱۲$ کیلومتر بر ثانیه را می‌دهد. خطوط رگرسیون فازهای Pn و Pg در فاصله ۱۶۱ کیلومتری و فازهای Sg و Sn در فاصله ۱۴۹ کیلومتری همدیگر را قطع می‌کنند. از طرفی بررسی داده مورد استفاده نشان می‌دهد که در فواصل مثلا کمتر از ۸۰ کیلومتر تعداد قابل توجهی فازهای Pn و Sn وجود دارد که خطای کاربری محسوب می‌شود و همچنین عمق زمین لرزه‌های مورد استفاده هم متفاوت است. لذا این فواصل تفکیکی، دقیق نخواهد بود.

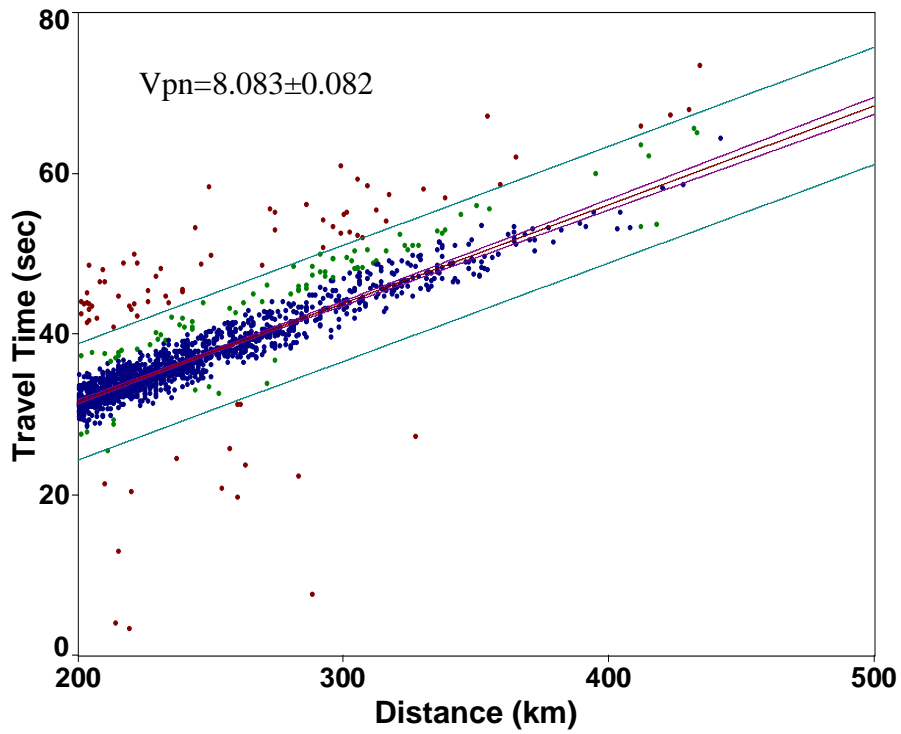
به منظور کم کردن اثر تداخل فازها، محدودیت فاصله اعمال شد و برای فاز های Pg و Sg داده‌های فواصل بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر و برای فازهای Pn و Sn داده‌های فواصل کمتر از ۲۰۰ کیلومتر فیلتر شد و در فرایند برازش



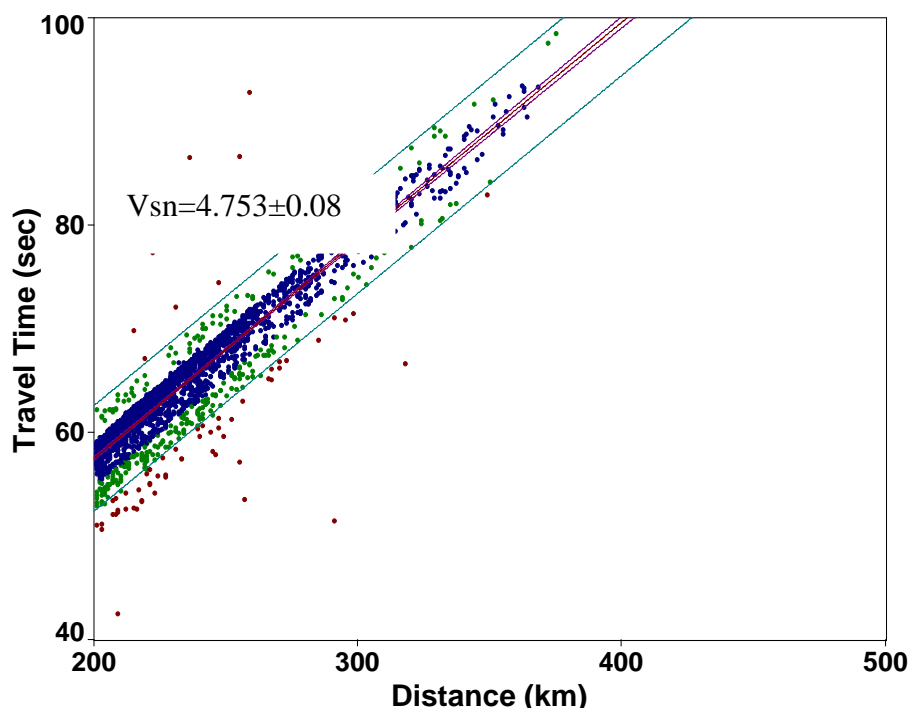
شکل ۴. نمودار زمان - مسافت فاز Pg در منطقه شبکه لرزه نگاری تهران.



شکل ۵. نمودار زمان - مسافت فاز Sg در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران.



شکل ۶. نمودار زمان - مسافت فاز Pn در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران.



شکل ۷. نمودار زمان - مسافت فاز Sn در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران.

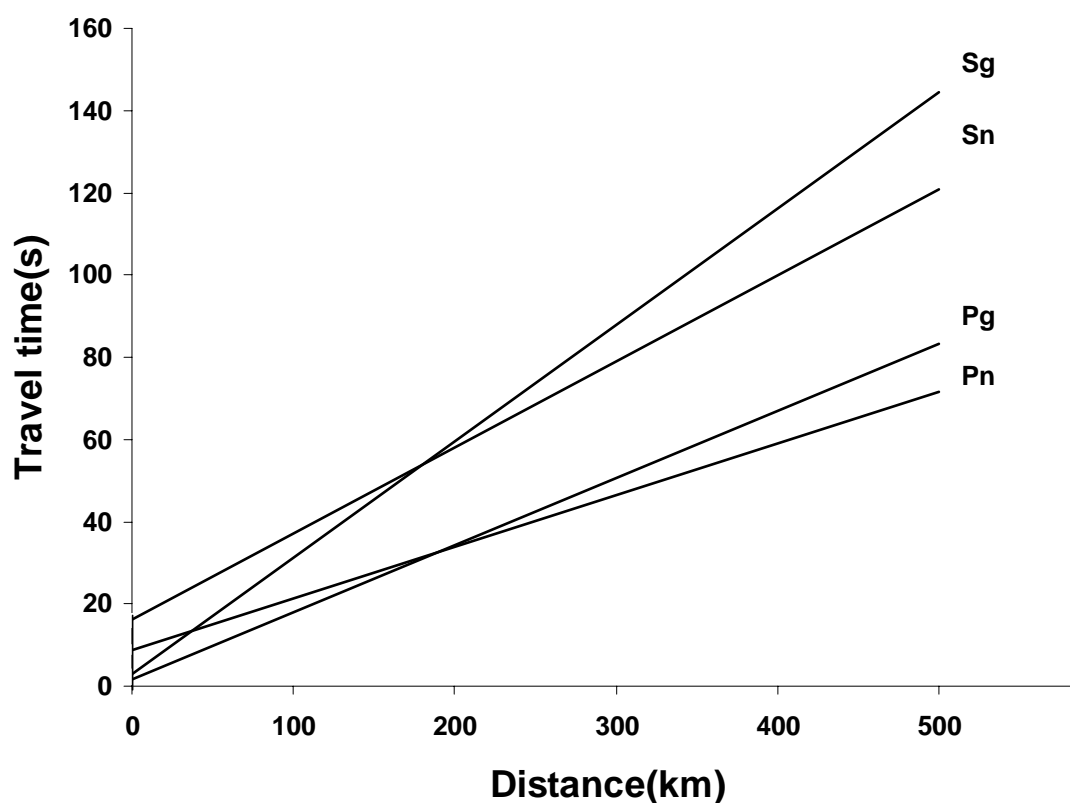
درست انتخاب نشده است. جدول ۲ اطلاعات آماری داده مورد استفاده در این تحقیق را به تفکیک ایستگاهی نشان می‌دهد. از اطلاعات سه ایستگاه لرزه‌نگاری بخاطر کم بودن داده و کیفیت آنها استفاده نشد.

در شکل ۸ نمودار فازها به صورت خلاصه عرضه شده است. این شکل نشان می‌دهد که در فواصل بیشتر از ۱۷۲ کیلومتر فاز Sn زودتر از فاز Sg می‌رسد؛ همچنین در فواصل بیشتر از ۱۷۸ کیلومتر فاز Pn زودتر از فاز Pg به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسد. نتایج برازش صورت گرفته روشن می‌سازد که سرعت امواج P و S در پوسته به ترتیب ۶۱۸۲ ± ۰.۲۳ و ۳۵۱۴ ± ۰.۱۵ کیلومتر بر ثانیه و سرعت این امواج در لایه موهو به ترتیب حدود ۷۸۱۴ ± ۰.۴۲ و ۴۲۸۹ ± ۰.۱۶ کیلومتر بر ثانیه است. نتایج سرعتی به دست آمده فوق با مدل سرعتی مورد استفاده در شبکه، سازگاری نسبتاً نزدیکی را نشان می‌دهد.

خطای موجود در پارمترهای مکانی زمین لرزه‌ها، از جمله خطای عمق کانونی، خطای سامانمند زیر ایستگاه ها، ناهمسانگردی و انتخاب نادرست محل فازها توسط کاربر و موارد دیگر، نتایج مربوط به سرعت‌های به دست آمده را تحت تاثیر قرار می‌دهند. از طرفی خطای سامانمند مربوط به ساختار زمین شناسی زیر ایستگاه نیز زمانی خود را بروز می‌دهد که بتوان به زمان ثبت امواج با تقدم یا تأخیر زمانی قابل ملاحظه در هر آزمایش پی برد (بولت و ناتلی ۱۹۶۶، هرین و تاگارت ۱۹۶۸، دزیونسکی و اندرسن ۱۹۸۳). سدید خوی (۲۰۰۷) براساس جدایش مولفه‌های موج برشی روشن ساخت که یک ناهمسانگردی در پوسته البرز مرکزی با راستای ۲۴ تا ۷۷ درجه و با بزرگی ۰.۲۲ تا ۰.۲۹ ثانیه وجود دارد. همچنین بررسی داده مورد استفاده نشان می‌دهد که در موارد زیادی محل فازهای متفاوت Pg، Pn، Sg و Sn روی ثبت به علت‌های گوناگون

جدول ۲. اطلاعات آماری مربوط به فازهای متفاوت Pn ، Pg ، Sg و Sn

نام ایستگاه \ نام فاز	Pg	Pn	Sg	Sn
افجه	1038	200	641	113
دماوند	1769	400	974	206
فیروزکوه	891	219	526	83
قزوین	396	222	184	82
حسن آباد	1048	220	510	109
ماهدشت	697	94	259	51
قم	718	448	387	307
رازقان	810	464	351	315
ورامین	1742	740	1225	595
تعداد کل زمان رسیدها	9109	3007	5057	1861



شکل ۸. نمودار زمان سیر-مسافت برای چهار فاز Pn ، Pg ، Sn و Sg در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران.

- Crampin, S., 1990, The scattering of S-waves in the crust. *Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH)*, **132**, 67-91.
- DAN User's Guide, Release 2.53, 1995, Nanometrics Inc., Ontario, Canada.
- Dziewonski, A.M., and Anderson, D. L., 1983, Travel times and station corrections for P waves at teleseismic distances, *J. Geophys. Res.* **88**, 3295-3314.
- Ghods, A. and Sobouti, F., 2005, Quality assessment of seismic recording : the Tehran Seismic Telemetry Network. *Asian Earth Sci.*, **25**, 687-694.
- Hauksson, E., and Shearer, P. M., 2005, Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, Part 1: results using the double-difference method, *B. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 896-903.
- Herrin, E. and Taggart, J., 1968, Regional variations in P travel times, *B. Seismol. Soc. Am.*, **52**, 1325-1337.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E., and Meagher, I., 1972, A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. USGS Open file report.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1975, Hypo71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. Open file report, U.S. Geol. Sur., **75**-311.
- Lin, G. and Shearer, P. M. 2007, Estimating local Vp/Vs ratio within similar earthquake clusters. *B. Seismol. Soc. Am.* **97**. 379-388, doi: 10.1785/0120060115
- Neidell, N. S., 1985, Land application of S waves, *Geophysics*,: Lead Edge of Explore., **11**, 32-44.
- Shearer, P. M. , 2002, Parallel fault strands at 9-km depth resolved on the Imperial Fault, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi 10.1029/2002GL015302.
- Shearer, P. M., Hardebeck, J. L., Astiz, L., and Richards-Dinger, K. B., 2003, Analysis of similar event cluster in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **108**, B1, 2035, doi 10.1029/2001JB000685.
- Shearer, P. M., Hauksson, E., and Lin, G., 2005, Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, Part 2: results using source-specific station terms and cluster analysis, *B. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 904-915.
- Tatham, R. H., 1982, Vp / Vs and lithology, *Geophysics*, **47**, 336-344.

۴ نتیجه‌گیری

در این تحقیق نسبت سرعت امواج لرزه‌ای P و S بررسی شد و براساس داده‌های موجود در بانک اطلاعاتی شبکه لرزه‌نگاری تهران نسبت سرعتی V_p/V_s در فواصل محلی منطقه تهران با استفاده از دو روش متفاوت ۱٫۷۲۷ تعیین شد که هم‌خوانی خوبی با نتایج سایر تحقیقات صورت گرفته دارد. این تحقیق نشان می‌دهد فازهای Pg و Sg در مقایسه با فازهای Pn و Sn به ترتیب در فواصل کمتر از ۱۷۸ و ۱۷۲ کیلومتر اولین امواج رسیده به ایستگاه لرزه‌نگاری هستند. طبق نمودارهای حاصل از امواج فازهای متفاوت سرعت موج P در پوسته و زیر ناپیوستگی موهو به ترتیب $۰٫۰۵۱ \pm ۶۱۸۲$ و $۰٫۰۸۲ \pm ۰٫۸۳۳$ کیلومتر بر ثانیه و همچنین سرعت موج S در پوسته و زیر ناپیوستگی موهو به ترتیب $۰٫۱۵ \pm ۳۵۱۴$ و $۰٫۱۶ \pm ۴۲۸۹$ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد که نتایج به دست آمده با ساختار سرعتی مورد استفاده در شبکه، سازگاری نسبتاً نزدیکی دارد.

تشکر و قدردانی

این پژوهش در چارچوب طرح پژوهشی شماره ۶۲۰۱۰۲۷/۱/۰۲ صورت گرفته است. بدین وسیله از شورای پژوهشی مؤسسه ژئوفیزیک و شورای پژوهشی دانشگاه تهران تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- سدید خوی، ا.، ۱۳۸۵، ناهمسانگری پوسته و گوشته بالایی البرز مرکزی، رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران
- Ashtari, M., Hatsfeld, D. and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran. *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Bolt, B. A., and Nuttli, O. W., 1966, P-wave residuals as a function of azimuth, *J. Geophys. Res.* **71**, 5977-5985.

- Tatham, R. H., 1985, Shear waves and lithology. In: Dohr, G. (Ed), Seismic Shear Waves: Part B. Applications, Geophysical Press, London, 86-133.
- Tatham, R. H., and McComac, M. D., 1991. Rock physics measurements, In: Neitzel, E. B., Winterstein, D. F. (Eds.), Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration. SEG Investigation in Geophysics Series, vol. 6, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, ok, pp, 43-91. USA.
- Whitcomb, J. H., Garmany, J. D., and Anderson, D.L., 1973, Earthquake prediction: Variation of seismic velocity before the San Francisco earthquake, *Science*, **180**(4086), 632-635, doi. 10.1126/science.180.4086.632.
- Zhang, H., and Thurber, C. H., 2005, Adaptive mesh seismic tomography based on tetrahedral and Voronoi diagrams: application to Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, **110**, B04303, doi 10.1029/2004JB003186.