

برآورد ویژگیهای ساختگاه در استان گیلان با استفاده از فاز P، S و کدای زمینلرزه ها

مهرنوش بهزادی^۱ و دکتر احمد سدیدخوی^۲

چکیده

آنچه از دیدگاه مهندسی حضور یک لایه نرم آبرفتی را حین وقوع زمین لرزه حائز اهمیت می سازد، قابلیت تشدید یا بزرگنمایی آن لایه می باشد. بررسی خسارات ناشی از زمین لرزه های اخیر مؤید اهمیت ویژه اندازه گیری پاسخ ساختگاه و شناسایی مناطق پرخطر می باشد. در بهترین حالت، پارامترهای تشدید را می توان با استفاده از شتاب نگاشتهای ثبت شده در نقاط گوناگون با ضخامتهای مختلف آبرفت برای یک یا چند زمین لرزه به دست آورد. در این پژوهش براساس روش نسبت طیفی برای داده های زمینلرزه های سالهای ۱۹۹۰-۲۰۰۵ در ۲۹ ایستگاه شبکه شتابنگاری استان گیلان وابسته به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، گستره فرکانس غالب $1/3-9/4 \text{ Hz}$ و ضخامت آبرفت در گیلان $20-170 \text{ m}$ محاسبه و نقشه های هم پریود و هم ضخامت آبرفت برای استان گیلان ارائه گردیده است.

کلید واژه ها: ضخامت آبرفت، طیف شبه انتقال، فرکانس غالب، نسبت H/V.

Estimation of site characteristics obtained from P,S and Coda Phases in the Gilan Provinse

Mehrnoosh Behzadi and Dr.Ahmad Sadidkhoi

Abstract

During an occurring earthquake, whatever has make important a soft alluvium layer, is its resonance or amplification. Study losses due to recent earthquakes show how much site response estimation and the hazardous zones assessment is important. In the best status resonance parameters and amplification for the alluvium layer could be determined by analysis of accelerogram records in several sites with different alluvium thickness for one or more earthquakes. In this research according to horizontal to vertical spectral ratios (HVRs) method the range of predominant frequency has been estimated from 1.3 to 9.4^{Hz} and alluvium thickness from 20 to 170^m using data of Iran Strong Motion Network (ISMN) of BHRC what happened from 1990 to 2005 in 29 sites located in Gilan province, then Isoperiod and Iso thickness map for Gilan province was shown.

Keywords: Alluvium thickness, QTS, Predominant frequency, HVRs.

۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۲ عضو هیئت علمی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

مقدمه:

تاریخچه مطالعات

در مطالعات مهندسی زلزله، تحلیل خطر و ریزپهنه بندی، برآورد اثر ساختمانی در حوزه فرکانس از اهمیت ویژه ای برخوردار است. روشهای متعددی جهت بررسی رفتار ساختار رسوبی نرم که امواج لرزه ای را تحریک می نماید، وجود دارد که به طور کلی در دو دسته قرار می گیرند: مدلسازی عددی و اندازه گیری در محل (روشهای تجربی).

متعارف ترین روش تجربی که توسط بوژرت ابداع شده و محققان متعددی آنرا بکار برده اند، از مقایسه طیف لرزه نگاشتهای زلزله با آنچه که در ایستگاه مرجع محلی روی سنگ بستر بدست آمده است (۱۹۷۰). روش پیشنهادی دیگری با توجه به رفتار غیر خطی خاک و نیز کاهش واکنشهای بزرگ در این زمینه در این زمینه توسط اشناپل و همکاران (۱۹۷۲) ارائه گردیده است که برای ارزیابی شرایط خاک بر اساس تجزیه و تحلیل دینامیکی رفتار خاک بنا شده است. پیروید به دست آمده مطابق این روش برای هر پروفیل خاک مقدار ثابتی ندارد، چرا که پیروید طبیعی با جنبش زمین تغییر می نماید، از اینرو آنرا پیروید طبیعی دینامیکی می نامند. تکنیک بعدی تعیین پیروید طبیعی ساختمانی را می توان به دوبروی و همکاران (۱۹۷۶) نسبت داد. طبق این تکنیک پیروید طبیعی اساسی لایه خاک:

$$T = \frac{4H}{V_s} \quad (1)$$

خواهد بود. که در آن H ضخامت لایه، V_s سرعت موج برشی در آن لایه می باشد. در این تکنیک رفتار خاک تحت بارگذاری ویا ویژگیهای جنبش در یک فاصله، خطی فرض می شود. لازم به ذکر است که مدول برشی خاک با عمق تغییر می نماید. نوگوشی و ایگاراشی (۱۹۷۱) روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم حرکات خفیف زمین را ابداع نمودند که یکی از مهمترین کاربردهای آن تهیه نقشه ریزپهنه بندی لرزه ای برای مناطق شهری می باشد. سپس ناکامورا (۱۹۸۹) استفاده از

مشخصات زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

استان گیلان در شمال ایران، در محدوده جغرافیایی حدود ۳۶/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی و ۴۸/۵ تا ۵۰/۵ درجه طول شرقی قرار گرفته، از شمال به دریای خزر از جنوب به استان قزوین و زنجان از غرب به استان اردبیل و از شرق به استان مازندران محدود شده است (شکل ۱).



شکل ۱: تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه

ناحیه مورد مطالعه در رشته کوههای البرز در شمال ایران و تحت تأثیر تحولات دوران های مختلف زمین شناسی قرار گرفته است؛ به نحوی که عوامل زمین ساخت موجب پیچیدگی قسمت های کوهستانی اطراف آن شده است و رسوبات دوران های مختلف در آن مشاهده می شود. در نواحی شرقی استان، چین خوردگیهایی در بخش غربی رشته کوههای البرز به چشم می خورد که شامل چندین رشته چین خورده موازی متقارن با جهت شرقی غربی بوده که از دره سفیدرود به سمت مشرق، تا کوههای استان مازندران ادامه پیدا کرده است و شامل ناهمواریهای منطقه دیلمان، لاهیجان، عمارلو و... می باشد. کوه های طالش، ماسوله در نواحی غربی استان واقع شده است، که از دره آستارا تا منجیل گسترده و از چندین رشته چین خورده موازی نامتقارن با جهت شمالی جنوبی تشکیل شده که به سمت جنوب به تدریج راستای جنوب شرقی پیدا می کند (تقوی، ۱۳۸۰).

عبور از لایه های خاک دچار تشدید یا کاهش دامنه می گردند، و نسبت طیفی امواج افقی به قائم بدست آمده پس از عبور از لایه های خاک، بیانگر نحوه و میزان تأثیر لایه های خاک روی امواج زمین لرزه می باشند. فرض بر اینست که طیف افقی و قائم (H_f, V_f) در سطح لایه رسوبی به صورت:

$$V_f = A_v \cdot V_b + V_s, \quad H_f = A_h \cdot H_b + H_s \quad (2)$$

$$T_v = V_f / V_b, \quad T_h = H_f / H_b \quad (3)$$

می باشد که A_v و A_h ضریب تقویت حرکات افقی و قائم تابش عمودی امواج حجمی و نیز H_b و V_b طیف حرکت افقی و قائم سنگ بستر می باشند. H_s و V_s طیف افقی و قائم امواج ریلی، همچنین T_h و T_v ضریب تقویت حرکات افقی و قائم در سطح رسوب ناشی از حرکات لرزه ای رسیده از سنگ بستر می باشند. در لایه رسوبی که سرعت موج P ، $3-4$ برابر سرعت موج S است در گستره فرکانسی که مؤلفه افقی بزرگنمایی بزرگی را دریافت می نماید، مؤلفه قائم نمی تواند تقویت شود ($A_v=1$). اگر اثری از امواج ریلی نباشد $V_f \cong V_b$. از سوی دیگر چنانچه $V_f > V_b$ ، این به عنوان اثر امواج سطحی در نظر گرفته می شود. بزرگنمایی افقی به صورت:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{H_b}{V_b} \left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right] / \left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right] \quad (4)$$

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{H_f/V_f}{H_b/V_b} = \left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right] / \left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right] \quad (5)$$

تعیین می گردد. در معادله ۴، $H_b / V_b = 1$ می باشد. H_s / H_b و V_s / V_b وابسته به ریشه انرژی امواج ریلی می باشند. اگر اثری از موج ریلی موجود نباشد، $QTS = A_h / A_v$. اگر میزان موج ریلی زیاد باشد، جمله دوم فرمول فوق برجسته می گردد و $QTS = H_s / V_s$. حداقل فرکانس قله H_s / V_s تقریباً برابر حداقل فرکانس مناسب f_0 در A_h می باشد (ناکامورا، ۲۰۰۰). از بحث بالا می توان نتیجه گرفت که بیشینه طیف شبه انتقال (QTS) از شکست چند گانه امواج S

آن را جهت تعیین اثر ساختگاه عمومیت داد، وی به این نتیجه رسید که نسبت طیفی $HVRs$ می تواند بعنوان برآورد اثر ساختگاه بر امواج حجمی به کار رود. فرض بر اینست که لایه سطحی مؤلفه قائم را تقویت نمی نماید (لرمو و شاووز-گرسیا، ۱۹۹۳). در این روش از اثر چشمه، طرح تشعشع، جهت یافتگی و اثرات عبور صرف نظر شده است. فیلد و جیکاب (۱۹۹۵) مدلی سه بعدی برای یک لایه ساده تر روی نیم فضا با توزیع تصادفی میکروتورمورها در فضا و زمان در نظر گرفتند. آنها با استفاده از تابع گرین طیف دامنه مؤلفه های افقی و قائم را مقایسه و طیف پاسخ را برای موج S_H بدست آوردند. فرکانس بیشینه در هر دو مورد بر فرکانس طبیعی تشدید لایه به ازای تابش عمودی امواج برشی منطبق بود. لچت و بارد (۱۹۹۴) نشان دادند که تکنیک ناکامورا می تواند برای اندازه گیری فرکانس طبیعی یک لایه نرم مسطح بکار رود، ولی در پیش بینی بسط امواج سطحی ناموفق است. بعلاوه فرکانس طبیعی تعیین شده توسط این تکنیک و مدلسازی نویز زمینه (مستقل از چشمه) وابسته به نسبت پواسن بوده و با منحنی قطبیده موج ریلی کنترل شده است.

روش کار

خسارات زمینلرزه های اخیر مؤید تأثیر شرایط زمین شناسی منطقه بر حرکات توانمند زمین می باشد، که تحت اثر خصوصیات دینامیکی آبرفت در فرکانسهای خاصی منجر به تقویت یا تضعیف امواج لرزه ای می گردد، که به فرکانس تشدید معروف بوده و در صورت برابری این فرکانس با فرکانس سازه پدیده تشدید رخ می دهد (سید و آیدراس، ۱۹۷۵). روش نسبت طیفی $HVRs$ ابزاری قابل اطمینان جهت برآورد اثر شرایط زمین شناسی ساختگاه یا لایه رسوبات سطحی، بدون نیاز به سایر اطلاعات زمین شناسی می باشد که به عنوان روش به کاررفته در این پژوهش تشریح می گردد.

از نظر تئوری مؤلفه قائم تحت تأثیر مشخصات رسوبی قرار نگرفته و این امواج افقی هستند که پس از

در این تحقیق به منظور محاسبه نسبت طیفی برخی رکوردها روش پیشنهادی تئودولیس و بارد، که عبارت از انتخاب کل پنجره امواج P و S می باشد دنبال گردیده است (تئودولیدیس و بارد، ۱۹۹۶)؛ که دو دلیل اصلی برای این انتخاب وجود دارد: اول آنکه در برآورد اثر ساختمانی از کل شتاب نگاشت استفاده می گردد، و دوم اینکه تفکیک موج خاصی از رکورد، به خاطر وجود اثر پراکندگی که روی تمام رکورد بجز شروع امواج P تأثیر می گذارد کار ساده ای نیست (ترایانفایلداس و همکاران، ۱۹۹۹)؛ ولی عموماً علاوه بر پنجره فوق الذکر پنجره شامل موج S، P و Coda به طور جداگانه انتخاب و سپس نتایج باهم مقایسه گردیده است. برای محاسبه نسبت طیفی مورد بحث رابطه زیر به کار رفته است (سنکرکومارو و همکاران، ۲۰۰۰):

$$SR_{hv} = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{S_{H1}^2}{T_{H1}} + \frac{S_{H2}^2}{T_{H2}} \right) / \frac{S_v(f)}{\sqrt{T_v}}} \quad (8)$$

در این رابطه T_{H1} و T_{H2} اندازه پنجره های مؤلفه قائم هستند. از آنجا که اندازه پنجره ها مساوی انتخاب می شود، بنابراین $T_{H1} = T_{H2} = T_v$ و رابطه به شکل ساده:

$$SR_{hv} = \sqrt{\frac{1}{2} (S_{H1}^2(f) + S_{H2}^2(f)) / S_v(f)} \quad (9)$$

در می آید. در مطالعات اثر ساختمانی انتظار نمی رود که بتوان برای ایستگاه های شامل یک شتاب نگاشت به نتایج قابل اطمینانی دست یافت زیرا رکوردهای زمین لرزه ها علاوه بر ساختمانی تحت تاثیر ویژگیهای چشمه و مسیر انتشار امواج نیز هستند؛ که افزایش تعداد رکوردهای زمین لرزه های مختلف در هر ایستگاه باعث می شود با میانگین گیری این اثرات کمینه شده و نتایج بهتری برای اثرات ساختمانی به دست آید (بانایلا و همکاران، ۱۹۹۷) و تفکیک گروه های خاک بهبود یابد (سینائیان، ۱۳۸۵). برای محاسبه فرکانس اساسی غالب در این مطالعه از داده های شبکه شتاب نگاری استان گیلان وابسته به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن استفاده شده است، که

نشأت گرفته شده است. فرکانس f_0 وابسته به QTS به صورت زیر تعریف می شود:

$$f_0 = \frac{C_s}{4h} \quad (6)$$

چنانچه دانسیته سنگ بستر با لایه سطحی یکی باشد، آنگاه:

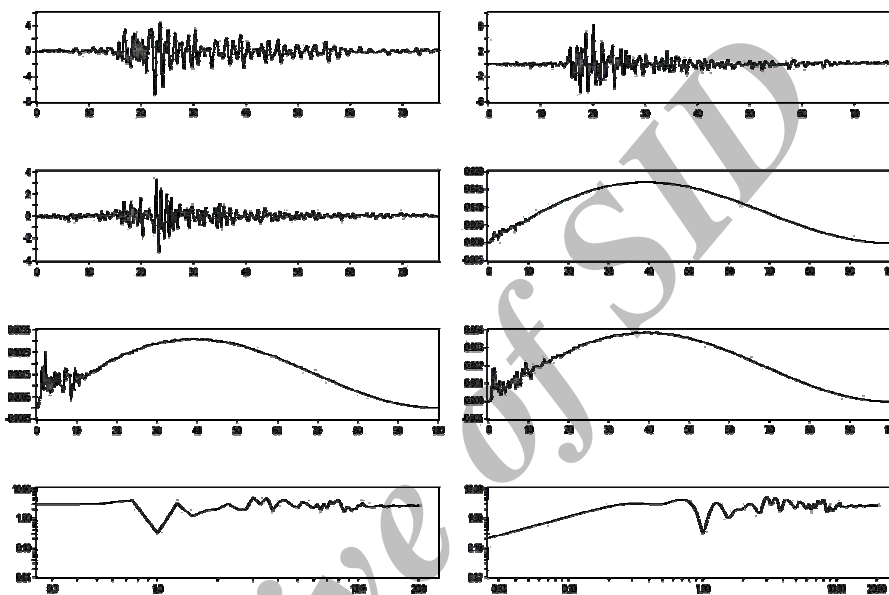
$$h = \frac{C_b}{4A_0 \cdot f_0} \quad (7)$$

که h عمق سنگ بستر و C_b سرعت موج S می باشد (ناکامورا، ۲۰۰۰).

چنانکه میدانیم بررسی پاسخ ساختمانی توسط روش نسبت طیفی زمین لرزه ها بهترین تقریب برای کاربری مهندسی قلمداد می شود؛ از سوی دیگر مطالعات میکروترمورها نشان داده است که دامنه پیشینه HVRS میکروترمورها در مقابل دامنه پیشینه نسبت طیفی زمین لرزه ها ناچیز به نظر می رسند؛ طبق آنالیزهای عددی انجام گرفته، تولید پاسخ ساختمانی با استفاده از میکروترمورها مستلزم آنست که کنتراست امپدانس بالای ۳/۵ باشد (مولیچفسکی و اسکرابام، ۲۰۰۴)؛ آنگاه HVRS میکروترمورها پیشینه واضحی را که به خوبی با فرکانس اساسی تشدید مرتبط است نشان می دهد (لچت و بارد، ۱۹۹۴؛ بارد، ۱۹۹۸؛ هوریک و همکاران، ۲۰۰۱؛ لرمو و شاوز-گرسیا، ۱۹۹۳). جهت تعیین تابع پاسخ طیفی یک نگاشت بدون در دسترس بودن ایستگاه سنگی مرجع، نسبت طیفی مؤلفه های افقی به قائم شتاب نگاشتهای جمع آوری شده برآورد می گردد. بدین منظور استفاده از پنجره های مختلف امواج ثبت شده توصیه شده است. هر قدر طول پنجره زمانی بلندتر باشد، به دلیل افزایش تفکیک پذیری فرکانسی، طیف ناهموارتر شده و تشخیص فرکانس غالب دشوارتر می شود؛ از طرفی هر چه طول پنجره زمانی کوتاهتر انتخاب شود حضور فرکانس غالب در محتوای فرکانسی کم رنگ تر شده و ممکن است طیف به وضوح قادر به نمایش فرکانس غالب نباشد (سینائیان، ۱۳۸۵).

شکل ۲ ملاحظه می گردد؛ سپس در پردازش نهایی نسبت HVRs متوسط محاسبه و به ازای آن پریود غالب و ضخامت آبرفت با فرض مقدار سرعت موج برشی درون آبرفت برابر 880 m/s (جواهریان، ۱۳۷۷) تعیین شد، که مقادیر به دست آمده به قرار جدول ۱ می باشد. همچنین نتایج به دست آمده به صورت شکل ۳ برای استان گیلان ارائه می گردد.

دستگاه های مستقر در شبکه از نوع شتابنگار SSA2 می باشند؛ زمان ثبت استاندارد دستگاه حدود 10 min است که با حافظه بیشتر تا 80 min نیز می رسد. نرخ ثبت داده ۲۰۰ نمونه در ثانیه در هر کانال می باشد. در پردازش اولیه داده ها و تهیه طیف دامنه به منظور اجتناب از پدیده گیس برای فازهای S,P و Coda از پنجره نوع hanning و تصحیحات و صافیهای لازم استفاده گردید، که نمونه ای از آن در

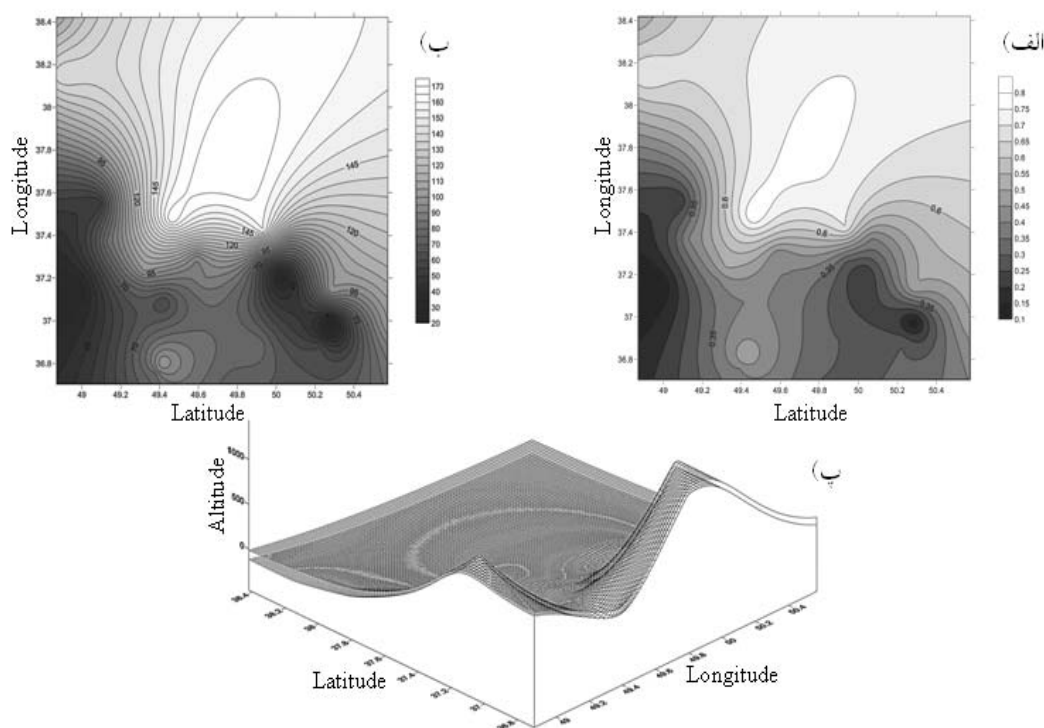


شکل ۲: الف) مؤلفه L، ب) مؤلفه T، پ) مؤلفه V شتاب نگاشت ثبت شده زمینلرزه کجور ۲۰۰۴ در ایستگاه فومن و ت) طیف مؤلفه L شتاب، ث) طیف مؤلفه T، ج) طیف مؤلفه V، چ) نسبت طیفی H/V، ح) نرم شده نسبت طیفی

Station	Alt. (m)	Long.	Lat.	Predominant		Alluvium Thickness (m)
				Freq. (Hz)	Period (S)	
Astaneh Ashrafyeh	-34	49.937	37.264	3.4	0.3	60
Astara	-19	48.869	38.422	1.9	0.5	110
Bandar Anzali	-15	49.462	37.472	1.3	0.8	170
Bandar Kyashahr	-44	49.934	37.421	1.4	0.7	160
Chaboksar	2	50.575	36.976	2.2	0.5	100
Choobar	70	49.421	37.089	3.5	0.3	60
Dehka	-32	50.07	37.375	2.5	0.4	90
Deylaman	1450	49.904	36.885	2.9	0.3	80
Fooman	34	49.318	37.232	2.1	0.5	100
Gosht	78	49.28	37.18	2.7	0.4	80
Havigh	8	48.891	38.149	1.5	0.7	140
Jirandeh	1382	49.795	36.702	2.9	0.3	70
Lahijan	10	50.03	37.21	6.3	0.2	30
Manjil	250	49.392	36.763	2.5	0.4	90
Masal	70	49.127	37.37	2.8	0.4	80
Masooleh	968	48.991	37.154	7.4	0.1	30
Polrood Dam	127	50.284	36.974	9.4	0.1	20

Rasht 1	12	49.591	37.292	2.4	0.4	90
Rasht 3	39	49.637	37.195	2.4	0.4	90
Rasht 4	12	49.591	37.292	2.4	0.4	90
Rezvanshahr	5	49.137	37.549	3.2	0.3	70
Roodbar	213	49.414	36.806	2.1	0.5	100
Roodsar	2	50.283	37.141	2.2	0.5	100
Sefidrood Dam 1	289	49.387	36.758	2.6	0.4	80
Sefidrood Dam 2	270	49.393	36.763	2.5	0.4	90
Shafa Rood Dam	76	49.088	37.551	4.5	0.2	50
Siyahkal	25	49.874	37.158	3.4	0.3	70
Talesh	77	48.91	37.801	2.4	0.4	90
Ziyaz	540	50.228	36.879	3.7	0.3	60

جدول ۱: پرپود غالب و ضخامت آبرفت برآورد شده برای شبکه استان گیلان



شکل ۳: الف) نقشه نقاط هم پرپود، ب) هم ضخامت، پ) ضخامت آبرفت برآورد شده در استان گیلان

نتیجه گیری

در این پژوهش جهت تعیین پرپود غالب ساختگاه توسط داده های شبکه شتاب نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، پس از پردازش و تفسیر داده ها براساس روش HVRS ناکامورا (۱۹۹۸) نتایج زیر به دست آمد:

۱- کلیه نسبتهای طیفی به استثناء طیف فوریه شامل طیف خود همبستگی (معادل طیف توان)، خود همبستگی

متقابل و همبستگی متقابل قطعه ای، نتایج یکسانی در برداشتند.

۲- برای بررسی حضور فرکانس غالب پنجره های مختلف موج P, S و Coda و نیز پنجره شامل کل رکورد انتخاب گردید، در گروهی از داده ها پاسخ کلیه پنجره ها یکسان بود که فرکانس غالب با میانگین گیری بین هر ۴ پنجره تعیین شد، در دسته ای دیگر توافق بین پاسخ موج P و S وجود داشت که میانگین این دو به عنوان

– سینائیان، ف.؛ ۱۳۸۵، پژوهشی بر جنبش نیرومند زمین در ایران (از کاتالوگ تا روابط کاهیدگی)، پایان نامه دکتری زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، صفحات ۸۰-۹۸.

– موسوی روحبخش، س.م؛ ۱۳۸۰، زمین شناسی دریای خزر، گزارش شماره ۸۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحات ۱۲۹-۱۷۱.

– Bard P.-Y., 1998, Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation?, manuscript for Proc. of 2nd International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan.

– Bonilla LF, Steidl JH, Lindley GT, Tumarkin AG, and Archuleta RJ., 1997, Site Amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of Site Effect Estimation Using the S-Wave, Coda and H/V Methods. BSSA, Vol. 87(3), pp. 710-730.

– Borcherdt R.D., 1970, Effects of Local Geological Conditions in the San Francisco Bay Region on Ground Motions and the Intensities of the 1906 Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.60, pp. 29-61.

– Dobry, R., Owels, I., and Urzua, A., 1976, Simplified Procedure for Estimating the Fundamental Period of a Soil Profile. BSSA, Vol.66, pp. 1293-1321.

– Field E. H., and Jacob K. A., 1995, Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques Including Three that Are Not Reference Site Dependent, BSSA, Vol.85, pp. 1127-1143.

– Horike, M., B. Zhao, and H. Kawase., 2001, Comparison of Site Response Characteristics Inferred from Microtremors and Earthquake Shear Waves, BSSA, Vol.81, pp. 1526-1536.

– Lachet C., and Bard P.-Y., 1994, Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. J. Phys. Earth, Vol.42, pp. 377-397.

فرکانس غالب انتخاب گردید، در دسته آخر توافق بین پاسخ موج Coda.P و نیز بین S و کل رکورد به چشم می خورد که به دلیل ضعیف بودن دامنه امواج Coda.P و نزدیکی به میکروترومورها میانگین پاسخ این دو پنجره به عنوان فرکانس غالب انتخاب گردید.

۳- میانگین گیری پاسخ طیفی هر ایستگاه سبب بالابردن کیفیت و تشخیص بهتر فرکانس غالب گردید.

۴- میزان فرکانس اساسی تشدید در این ناحیه بین ۱/۳-۹/۴ Hz تغییر می نماید.

۵- به طور کلی افزایش میزان فرکانس تشدید از حاشیه دریای خزر به سمت بخشهای کوهستانی بیانگر کاهش ضخامت آبرفت می باشد؛ در ایستگاه سد پلرود ضخامت آبرفت کمترین مقدار ممکن (~۲۰m) برآورد شده است که به دلیل استقرار شبکه در محل سد و روی گسل اصلی دور از انتظار نبوده و علاوه بر دلیل فوق، احتمال نصب روی زمین سخت وجود دارد و بیشترین مقدار ضخامت آبرفت مربوط به بندرانزلی (~۱۷۰m) می باشد، که با شواهد زمین شناسی منطقه مطابقت دارد (موسوی، ۱۳۸۰).

تقدیر و تشکر

در این مطالعه از کاتالوگ زمینلرزه های ثبت شده توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و داده های رقومی زمینلرزه های مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن استفاده گردیده است، که نویسندگان مراتب تشکر و قدردانی خود را از ایشان اعلام می دارند.

منابع

– تقوی، الف.؛ ۱۳۸۰، بررسی لرزه زمین ساخت منطقه گیلان، پایان نامه کارشناسی ارشد زلزله شناسی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.

– جواهریان، ع.؛ ۱۳۷۷، مطالعات لرزه نگاری ساختگاه سد مخزنی پلرود، گزارش مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

- Lermo J., and Chávez-García F. J., 1994, Are microtremors useful in site response evaluation. BSSA, Vol.84 (5), pp. 1350-1364
- Malischewsky P. G., and Scherbaum F., 2004, Love's formula and H/V ratio (ellipticity) of Rayleigh Waves. Elsevier, Wave motion, 40, 57-67.
- Nakamura Y., 1989, A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute, No. 30, pp. 25-33.
- Nakamura Y., 2000, Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application. 12th World Conference on Earthquake Engineering, New Zeland.
- Nogoshi M., and Igarashi T., 1971, On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). Journal of the Seismological Society of Japan, Vol.24, pp.26-40.
- Sankar Kumar N., Sengupta P., Sengupta S., and Chakrabarti A., 2000, Site Response Estimation Using Strong Motion Network: A Step Towards Microzonation of the Sikkim Himalayas. Special Section: Seismology 2000, Current Science, Vol.79, N1.9, 10
- Seed H. B., and Idriss I. M., 1970, Analyses of ground motions at Union Bay, Seattle during earthquakes and distant nuclear blasts. BSSA, Vol.60(1), pp.125-136
- Schnabel, P.B., Lysmer, J., and Seed, H. B., 1972, SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontal Layered Sites, PRT. No, EERC 72-12, Earthquake Eng. Res. Center, Berkeley, CA.
- Theodulidis N., Bard P.-Y., Archuleta R., and Bouchon M., 1996, Horizontal to Vertical Spectral Ratio and Geological Conditions: The Case of Garner Valley Downhole Array in Southern California. BSSA, Vol. 86(2), pp. 306-319.
- Triantafyllidis P., Hatzidimitriou P. M., Theodulidis N., Suhadolc P., Papazachos C., Raptakis D., and Lontzetidis K., 1999, Site Effect in the City of Thessaloniki (Greece) Estimated from Acceleration Data and 1D Local soil profiles. BSSA, Vol. 89(2), pp. 521-537.