توموگرافی سرعت موج Pg در شمال‌غرب ایران

مهدی ماهری پیرو[۱]، عبدالرضا قدس[۲] ، استفانی دانر[۳]، مریم اکبرزاده[۴]، فرهاد ثبوتی[۵]، خلیل متقی[۶]، مرتضی طالبیان[۷]، لینگ چن[۸]

[۱] دانشجوی دکتری، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، maheri@iasbs.ac.ir
[۲] دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان،aghods@iasbs.ac.ir
[۳] استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه مونیخ، donner@geophysik.uni-muenchen.de
[۴] دانشجوی دکتری، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، m.akbarzadeh@iasbs.ac.ir
[۵] دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، farhads@iasbs.ac.ir
[۶] استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، kmotaghi@iasbs.ac.ir
[۷] پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، morteza.talebian@gmail.com
[۸] استاد تمام، موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، lchen@mail.iggcas.ac.cn

چکیده

در این مطالعه با جمع‌آوری ۵۵۹۰۷ رکورد زمان‌سیر موج Pg از ۳۹۶۳ زلزله با دقت مکان‌یابی بالا که در ۳۵۳ ایستگاه زلزله‌نگاری ثبت شده است توموگرافی سه‌بعدی موج Pg محاسبه شده است. در این راستا از روش کمترین مربعات میراشونده به صورت خطی و غیرتکراری استفاده شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهند که عمق لایه رسوبی در زاگرس (منطقه لرستان) بین ۲ تا ۸ کیلومتر متغیر است. در منطقه البرز یک زون کم سرعت ضخیم (۱۲ کیلومتر) بدست آمده است که محدود به نواحی اطراف دره رودبار است. بر طبق مدل بدست آمده میانگین عمق پی‌سنگ در شمال‌غرب ایران تقریبا ۱۲ کیلومتر است. درعمق ۱۷ کیلومتر در اطراف رشته کوه البرز تعدادی ناحیه کم سرعت بدست آمده است که پی‌سنگ را عمود بر محور رشته کوه‌ها قطع می‌کنند. در همین عمق برای زاگرس سرعت کم موج Pg محاسبه شده است که از سمت غرب محدود به گسل MFF است.

واژه‌های کلیدی: توموگرافی موج Pg، ساختار پوسته، حوضه رسوبی، شمال‌غرب ایران، زاگرس، البرز.

Pg Velocity Tomography of NW Iran

Mehdi Maheri-Peyrov[1], Abdolreza Ghods[2], Stefanie Donner[3], Maryam Akbarzadeh[4], Farhad Sobuti[5], Khalil Motaghi[6], Morteza Talebian[7], Ling Chen[8]

[1] *PhD student, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), maheri@iasbs.ac.ir*
[2] *Associate professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS),aghods@iasbs.ac.ir*
[3] *Assistance professor, Geophysical Observatory, Munich University (LMU), donner@geophysik.uni-muenchen.de*
[4] *PhD student, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), m.akbarzadeh@iasbs.ac.ir*
[5] *Associate professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), farhads@iasbs.ac.ir*
[6] *Assistant professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), kmotaghi@iasbs.ac.ir*
[7] *Research Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, morteza.talebian@gmail.com*
[8] *Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, lchen@mail.iggcas.ac.cn*

Abstract

In this study, we collected 55907 Pg arrival times from 3963 (re-)located earthquakes recorded by 353 seismic stations. We have developed a linear non-iterative damped least square method to get the 3D velocity model in NW Iran. Our result indicates that the depth of sedimentary layer in Zagros varies between 2 and 8 km beneath the Lurestan arc. We have found an unusual thick (~12 km) low velocity zone in Alborz which exists only near the Rudbar valley. Our velocity map shows that the average basement depth in NW Iran is about 12 km. At depth of about 17 km we have found some low velocity zones near the Alborz region crossing the basement perpendicular to the mountain belt strike. In Zagros, the Pg velocity is low at 17 km depth which is limited to MFF from its western part.

Keywords: Pg tomography, crustal structure, sedimentary basin, northwest Iran, Zagros, Alborz.

۱ مقدمه

منطقه شمال‌غرب ایران جزیی از کمربند برخوردی آلپ-هیمالیا است که به طور کلی از برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا شکل گرفته است. برخلاف دیگر قسمت‌های کمربند آلپ-هیمالیا، برخورد قاره‌ای در منطقه ایران جوان است (هاتزفلد و

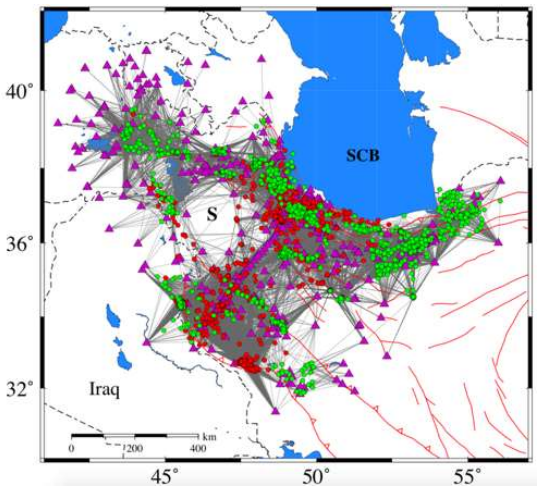
مولنار، ۲۰۱۰) که باعث افزایش اهمیت مطالعه ساختار پوسته آن برای درک بهتر سازوکار برخورد قاره‌ای-قاره‌ای در مراحل اولیه است. تکتونیک فشارشی حاکم بر منطقه منجر به شکل‌گیری گسل‌های معکوس و امتدادلغز (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲) و ضخیم‌شدگی پوسته در نواحی کوهزایی شده است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳). محاسبه یک مدل سرعت سه‌بعدی برای درک نحوه تغییرشکل پوسته‌ی بالایی در منطقه دارای اهمیت بالایی است.

کادینسکی-کید و همکاران (۱۹۸۱) و سندوول و همکاران (۲۰۰۱) کاهندگی موج ال‌جی در فلات ایران را مطالعه کرده‌اند و به این نتیجه رسیدند که زاگرس و حوضه خزر جنوبی مناطق میراکننده موج ال‌جی هستند در حالی که این موج با کیفیت بالاتری از ایران مرکزی عبور می‌کند. مطالعات امواج Pn و Sn نیز حاکی از وجود پوسته و گوشته‌ی بالایی پرسرعت برای زاگرس و حوضه خزر جنوبی نسبت به ایران مرکزی است (مانند: پی و همکاران ۲۰۱۱). هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) یک مدل سرعت یک‌بعدی برای پوسته‌ی زاگرس جنوبی محاسبه کرده‌اند و حضور یک لایه کم‌سرعت در عمق ۱۱-۱۹ کیلومتری را پیشنهاد می‌دهند. عباسی و همکاران (۲۰۰۹) در البرز مرکزی یک مدل سرعت یک‌بعدی محاسبه کرده‌اند که پوسته‌ای با ضخامت ۵۸ کیلومتر و شامل پنج لایه را ارایه می‌دهد.

علی‌رغم افزایش تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، پیش از این یک مدل سرعت سه‌بعدی برای پوسته بالایی ایران محاسبه نشده است. در این مطالعه سعی شده است با توموگرافی سه‌بعدی سرعت موج Pg جزییات بیشتری از تغییرات ضخامت رسوبات و عمق پی‌سنگ در منطقه شمال‌غرب ایران و ارتباط ساختار سرعت پوسته بالایی با لرزه‌خیزی ارایه شود.

۲ روش تحقیق

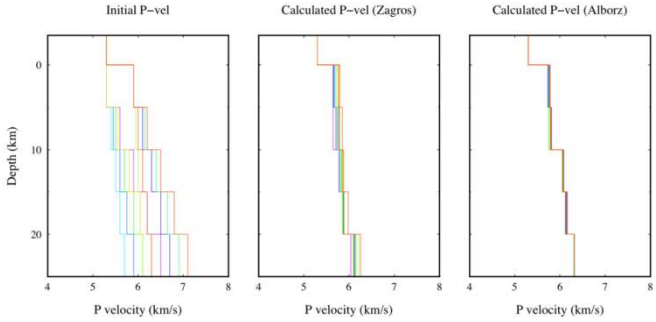
داده‌های مورد استفاده در این تحقیق از زمان سیر موج Pg منتشر شده از زلزله‌های ثبت شده توسط شبکه‌های دائمی کشوری و چهار شبکه موقت زلزله‌نگاری جمع‌آوری شده است. شبکه‌های موقت شامل شبکه ایران-چین، تالش، دیلمان و طارم متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان هستند و شبکه‌های دائم استفاده شده شامل دو شبکه‌ی لرزه‌نگاری کشوری متعلق موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ایستگاه‌های باند پهن متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است. علاوه بر ایستگاه‌های موجود در داخل کشور، به منظور افزایش پوشش پرتوی نهایی از داده‌های ایستگاه‌های واقع در کشورهای همسایه شمالی و غربی ایران (آذربایجان، ارمنستان، ترکیه و عراق) نیز استفاده شده است. تعداد ۵۵۰۰۰ زمان‌سیر موج Pg جمع‌آوری شده منجربه تشکیل یک پوشش پرتوی مناسب برای بیشتر مناطق شمال‌غرب ایران شده است (شکل ۱).



شکل ۱) پوشش پرتوی بدست آمده برای موج Pg. دایره‌های قرمز و سبز به ترتیب زلزله‌های تحت مکان‌یابی تک‌رویدادی و چندرویدادی را نشان می‌دهند. مثلث‌های بنفش موقعیت ایستگاه‌های استفاده شده در این تحقیق و خطوط خاکستری پرتوی‌های Pg را نشان می‌دهند. منطقه‌ای که از پوشش پرتوی تنک رنج می‌برد با حرف S مشخص شده است.

به منظور بررسی کیفیت داده‌ها و بدست آوردن مدل اولیه سرعت یک‌بعدی، از نرم‌افزار ولست (VELEST) استفاده شده است. به این منظور مدل‌های یک‌بعدی تصادفی به عنوان ورودی نرم‌افزار ساخته شد. با اعمال فرآیند وارون‌سازی تکرارشونده به منظور کمینه کردن تصحیحات سرعت در هر مرحله، مدل یک‌بعدی سرعت نهایی به صورت یک پوسته ۶ لایه برای مناطق

زاگرس و البرز به طور جداگانه محاسبه شد (شکل ۲). در این مدل‌ها هر لایه ۵ کیلومتر ضخامت داردکه از سطح زمین تا عمق ۲۵ کیلومتر را در برمی‌گیرد. میانگین این دو مدل به عنوان قید کندی در مرحله وارون‌سازی سه‌بعدی استفاده خواهد شد.



شکل ۲) مدل‌های سرعت یک‌بعدی بدست آمده از نرم‌افزار ولست. مدل‌های تصادفی، مدل نهایی برای زاگرس و البرز به ترتیب در شکل سمت چپ، وسط و راست نشان داده شده است.

برای محاسبه مدل سرعت سه‌بعدی از روش کمترین مربعات مقید شده به همراه تصحیحات ایستگاهی و چشمه استفاده شده است. به دلیل استفاده از زلزله‌های با دقت مکان‌یابی بالا، موقعیت زلزله‌ها در وارون‌سازی سه‌بعدی سرعت به عنوان پارامتر معلوم در نظر گرفته شده است. با توجه به اندازه سلول‌های وارون‌سازی ($100x100x5\ km^3$) و میانگین طول پرتوها (70 km) در این تحقیق از وابستگی مسیر پرتوی موج Pg به سرعت صرف‌نظر شده است. با در نظر گرفتن جملات تصحیحات ایستگاهی و چشمه، زمان سیر یک پرتوی Pg منتشر شده از چشمه iام به ایستگاه jام به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$t_{ij} \qquad (۱)$$

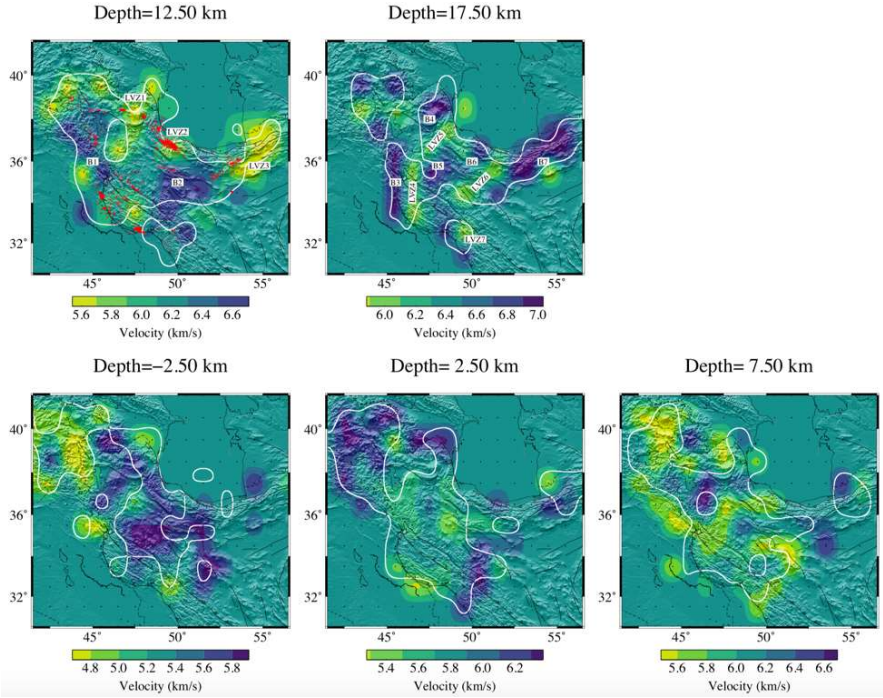
که در این رابطه r_{ijk} طول مسیر پرتو داخل سلول kام، a_i و b_j سوییچ‌هایی برای کنترل مقدار تصحیحات چشمه و ایستگاه، S_k کندی داخل سلول kام و ev_i و st_j به ترتیب تصحیحات چشمه و ایستگاه هستند. این معادله با استفاده از روش کمترین مربعات میرا شونده و به صورت مستقیم قابل وارون‌سازی برای مجهولات مساله (مدل کندی، تصحیح چشمه و تصحیح ایستگاه) است.

۳ نتیجه‌گیری

در شکل ۳ مدل سرعت موج Pg برای پنج لایه نشان داده شده است. با ساختن مدل مصنوعی شطرنجی و آزمودن میزان برگشت‌پذیری مدل مصنوعی مناطق دارای اعتبار با خطوط سفید رنگ بر روی این شکل مشخص شد. سرعت مطلق در هر لایه به اندازه ۱۰ درصد نسبت به مدل اولیه یک‌بعدی تغییر کرده است. در بالایی‌ترین لایه سرعت بین ۴.۸ تا ۵.۸ کیلومتر بر ثانیه متغیر است که برای ایران مرکزی، تالش و البرز آنومالی پرسرعت و برای شرق ترکیه آنومالی کم‌سرعت بدست آمده است. برای لایه دوم در عمق ۲.۵ کیلومتری سرعت موج Pg بین ۵.۴ و ۶.۲ تغییر می‌کند. در عمق ۷.۵ کیلومتری همه مناطق سرعتی کمتر از ۶.۲ کیلومتر بر ثانیه دارند به جز نواحی نزدیک به آتشفشان سهند که با سرعت ۶.۶ کیلومتر بر ثانیه مشخص شده است. در عمق ۱۲.۵ کیلومتری بیشتر مناطق دارای سرعت بیشتر از ۶.۳ کیلومتر بر ثانیه هستند در حالی که برای نواحی اطراف آتشفشان سهند، دره رودبار و شرق البرز با آنومالی کم‌سرعت بدست آمده است. در عمق ۱۷.۵ کیلومتر بیشتر مناطق پر سرعت هستند.

بر اساس مدل سرعت بدست آمده، عمق لایه رسوبی در زاگرس بین ۲ تا ۸ کیلومتر بدست آمده است. در منطقه البرز یک زون کم سرعت ضخیم (۱۲ کیلومتر) بدست آمده است که محدود به نواحی اطراف دره رودبار است. لرزه‌خیزی در منطقه رودبار در این زون کم‌سرعت متمرکز شده است. اصولا بیشتر لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه در نواحی کم‌سرعت‌تر و یا در مرز مناطق پرسرعت قرار دارند (LVZ1,2,3). در عین حال، لرزه‌خیزی در مناطق پر سرعت مانند B1 و B2 ناچیز است و بیشتر در مرز آن‌ها متمرکز شده است. بر طبق مدل بدست آمده میانگین عمق پی‌سنگ در شمال‌غرب ایران تقریبا ۱۲

کیلومتر است. درعمق ۱۷ کیلومتری تعدادی ناحیه کم سرعت بدست آمده است (LVZ4,5,6,7). زون LVZ4 در ناحیه لرستان قرار دارد که به صورت یک باند کم‌سرعت مشخص شده است. به اعتقاد نگارندگان اگر محدوده قابل اعتماد در این لایه کل زاگرس را دربر می‌گرفت احتمال آن وجود داشت که کل منطقه زاگرس در این عمق دارای سرعت کم موج Pg باشد که می‌تواند در ارتباط با حضور لایه دکولمانت باشد. در سمت غرب این زون کم‌سرعت یک منطقه پرسرعت (B3) حضور دارد که محدود به گسل MFF است. مناطق کم سرعت LVZ5 و LVZ6 رشته کوه البرز را عمود بر امتداد آن قطع کرده‌اند.



شکل ۳) مدل سرعت سه‌بعدی موج Pg. عمق هر لایه در بالای شکل‌ها نوشته شده است. مناطق داخل خطوط سفید نواحی دارای اعتبار هستند که از طریق آزمون مدل شطرنجی محاسبه شده است. دوایر قرمز رنگ بر روی نقشه ۱۲.۵ کیلومتری رومرکز زلزله‌ها را نشان می‌دهند.

منابع

Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., & Priestley, K., 2010. Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), *Journal of Geodynamics*, ***49***(2), 68–78. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.044

Hatzfeld, D., & Molnar, P., 2010. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications, *Reviews of Geophysics*, ***48***(2), 1–48. https://doi.org/10.1029/2009RG000304

Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., & Ghafory-Ashtiany, M., 2003. Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophysical Journal International*, ***155***(2), 403–410. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02045.x

Kadinsky-cade, K., Barazangi, M., & Oliver, J., 1981. elevation GULF OF, *October*, ***86***, 9377–9396.

Pei, S., Sun, Y., & Toksöz, M. N., 2011. Tomographic Pn and Sn velocity beneath the continental collision zone from Alps to Himalaya, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, ***116***(10), 1–10. https://doi.org/10.1029/2010JB007845

Sandvol, E., Al-Damegh, K., Calvert, a., Seber, D., Barazangi, M., Mohamad, R., … Gürbüz, C., 2001. Tomographic Imaging of Lg and Sn Propagation in the Middle East, *Pure and Applied Geophysics*, ***158***(7), 1121–1163. https://doi.org/10.1007/PL00001218

Talebian, M., & Jackson, J., 2002. Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International*, ***150***(2), 422–439. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01711.x